

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

Серия Енисейская
Лист Р-46-XXV (р. Вороговка)

**МОСКВА
2019**

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

Управление по недропользованию по Красноярскому краю
(Красноярскнедра)

Открытое акционерное общество «Красноярскгеолсъёмка»
(ОАО «Красноярскгеолсъёмка»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Енисейская

Лист Р-46-XXV (р. Вороговка)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2019

УДК [550.8:528](084.3M200)(571.51)«2012»
ББК 26
Г72

Авторы

*А. А. Стороженко, Н. Ф. Васильев, А. В. Пиманов, Е. В. Дмитриева, Г. А. Дмитриев,
В. Я. Миллер*

Редактор *Ю. С. Александровский*

Рецензенты

канд. геол.-минерал. наук **В. Е. Руденко**
А. Д. Матюшков

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXV (р. Вороговка). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / А. А. Стороженко, Н. Ф. Васильев, А. В. Пиманов и др.; Минприроды России, Роснедра, Красноярскнедра, ОАО «Красноярскгеолсъемка». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (785 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-386-8 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-387-5

Составлен комплект Госгеолкарты-200 второго издания листа Р-46-XXV, включающий геологическую карту, карту четвертичных образований, карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения масштаба 1 : 200 000. Систематизированы сведения о полезных ископаемых по состоянию на 01.01.2012 г., проведена оценка прогнозных ресурсов ведущих полезных ископаемых площади – марганца, золота. Учтены геодинамические аспекты геологического развития площади и региона, уточнена граница Исаковского террейна, его внутреннее строение, время обдукции, выделены зоны надвигов, связанные с ними бластомилониты, зоны меланжа, метасоматоза и золоторудные объекты. Выявлены новые закономерности размещения полезных ископаемых. Возраст геологических образований обоснован радиологическими определениями Rb-Sr и U-Pb методами. Комплект представляет интерес для недропользователей при поисках, оценке и разведке полезных ископаемых и геологических исследованиях.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией.

Табл. 1, илл. 15, список лит. 200 назв., прил. 8.

УДК [550.8:528](084.3M200)(571.51)«2012»
ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 23 марта 2012 г.

ISBN 978-5-93761-386-8 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-387-5

© Роснедра, 2019
© ОАО «Красноярскгеолсъемка», 2012
© Коллектив авторов и редакторов, 2012
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ	7
СТРАТИГРАФИЯ	15
МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ	74
ТЕКТОНИКА	95
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	105
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	109
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	113
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	139
ГИДРОГЕОЛОГИЯ	150
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	153
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	155
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	157
<i>Приложение 1. Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвер- тичных образований и на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа Р-46-XXV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000</i>	165
<i>Приложение 2. Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных иско- паемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО) и вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), гидрогеохимических ореолов (ГГХО), геофизических аномалий (ГФА) показанных на карте четвертичных образований и на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа Р-46-XXV</i>	166
<i>Приложение 3. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подраз- делений</i>	178
<i>Приложение 4. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых</i>	179
<i>Приложение 5. Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов</i>	180
<i>Приложение 6. Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, эталонных массивов, показанных на геологической карте и карте четвертичных образований</i>	181
<i>Приложение 7. Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и ми- нералов</i>	183
<i>Приложение 8. Химический состав стратифицированных и интрузивных образований Воро- говской площади</i>	184

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-46-XXV, площадью 4 019 км², ограниченная координатами 60°40'–61°20' с. ш., 90°00'–91°00' в. д., расположена на северо-западе Енисейского кряжа в пределах Туруханского и Енисейского районов Красноярского края.

Район представляет собой горно-таежную слаборасчлененную область. Абсолютные отметки водоразделов колеблются в пределах 220–600 м (максимальная – 601 м), относительные превышения над днищами долин составляют 200–400 м. Склоны водоразделов пологие и средней крутизны, перекрыты чехлом четвертичных образований. Основой гидрографической сети территории являются водотоки системы рек Вороговки, Кутукаса, Порожной и Верх. Глотихи, впадающих в р. Енисей, а также Мал. и Бол. Лебяжьей, относящихся к бассейну р. Подкаменной Тунгуски. Реки мелководные с быстрым течением и многочисленными перекатами.

Климат района резко континентальный с продолжительной холодной зимой и коротким летом. Среднегодовая температура составляет –5 °С, летом достигая +35 °С, зимой –55 °С. Годовое количество осадков – 460–680 мм, глубина снежного покрова достигает 1,5–2 м. Снежный покров устанавливается в начале октября и сходит в начале июня. Глубина промерзания грунтов достигает 2 м, на залесенных северных склонах отмечается островная многолетняя мерзлота.

Растительность типично таежная, преобладают ель, пихта, береза, кедр, лиственница; старые гари заросли березой и осиной.

В экономическом отношении район не освоен, в небольшом объеме проводилась старательская добыча золота в бассейне р. Рыбной. Значительная часть площади лицензирована для проведения поисковых и добычных работ на марганец, кобальт, никель, рудное и россыпное золото, но работы практически не ведутся.

Жилые поселки на площади отсутствуют. Ближайшими населенными пунктами, расположенными в 40–50 км, являются с. Ворогово, пос. Бор, пос. Зотино, с. Подкаменная Тунгуска. В пос. Бор имеются аэропорт, почта, дебаркадер, базируется вертолетный отряд. Районный центр – с. Туруханск, находится в 520 км к северу от пос. Бор. Через площадь проходит таежная тракторная дорога-зимник, проложенная старателями от р. Енисея (район с. Ворогово) до прииска Ольгинского и устья р. Рыбной и далее до верховий р. Кутукас, пригодная лишь для гусеничного транспорта.

Эколого-геологическая обстановка на большей части листа благоприятная, на участках золотодобычи – напряженная. Геологическое строение площади очень сложное, обнаженность плохая, проходимость средняя и плохая, геофизические поля сложные, дешифрируемость плохая, участками – удовлетворительная.

В основу создаваемого комплекта Госгеолкарты-200 положены результаты геологического доизучения площади масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200), проведенного в 2008–2010 гг. Приенисейской партией ОАО «Красноярскгеолсъемка» [179]. При составлении геологической карты учтены результаты геологической съемки площади масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000 [111, 128, 129, 181, 182], поисковых работ на марганец [102, 119, 158, 160, 161, 171, 185], уран [104, 163], рудное и россыпное золото [106, 118, 137, 139, 156, 157, 199]. Геологическая карта составлена в соответствии с обновленной легендой Енисейской серии [127], использованием геохимической, геофизической и дистанционной основ.

Геохимическая основа создана по результатам донного опробования разного масштаба [129, 142, 144, 157]. Учтено распределение содержаний 37 элементов в потоках рассеяния при различной плотности опробования, составлена карта геохимических аномалий площади листа.

Интерпретация геофизических данных базируется на материалах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000 [165, 169], включающих цифровую модель наблюдаемого гравитационного поля в условном уровне, результаты трансформации данных. При составлении дистанцион-

ной основы использовались аэрофотоснимки масштабов 1 : 47 000, 1 : 140 000 и космические снимки масштаба 1 : 200 000 удовлетворительного качества. Использованы материалы аэромагнитной съемки масштабов 1 : 25 000, 1 : 50 000 [105, 190], данные аэрогамма-спектрометрической съемки [103, 104], физические свойства горных пород [129, 181].

Для дистанционной основы использовались аэрофотоснимки масштабов 1 : 47 000, 1 : 140 000 и материалы космической спектральной съемки LANDSAT ETM масштаба 1 : 200 000 удовлетворительного качества.

При составлении комплекта Госгеолкарты-200 в значительном объеме были использованы материалы радиологических исследований возраста пород, проведенных Rb-Sr методом в лаборатории ОАО «Красноярскгеолсъемка» С. Д. Сидорасом. Для исследований разновидностей пород отбирались по 4–15 валовых проб, весом 1–2 кг, измерения проводились на масс-спектрометре МИ-1201Т, с контролем по образцу SRM-987. Полученные результаты обрабатывались по программе «ИЗОПЛОТ» для расчета изохронны. По ряду проб проводились внешний контроль в лабораториях: г. Иркутска (ГЕОХИ), г. Новосибирска (СОРАН), г. Санкт-Петербурге (ВСЕГЕИ) как Rb-Sr методом, так и Ar-Ar, U-Pb на SHRIMP при удовлетворительной сходимости. Изотопные исследования в лаборатории ВСЕГЕИ проводились Е. С. Богомоловым и П. С. Лебедевым тремя методами – Sm-Nd, U-Pb и Rb-Sr по стандартной методике. Для определения возраста U-Pb методом на SHRIMP-II отбирались цирконы из силицитов верхнеподъемской подсвиты, аркозовых метапесчаников кординской свиты, пегматитовых жил, щелочных сиенитов средневороговского комплекса, умереннощелочных гранитов гурахтинского комплекса. Анализировались ядерные части и оболочки цирконов. По некоторым пробам, из-за наложенных процессов метаморфизма и метасоматоза, получены искаженные результаты с большим диапазоном ошибки и не были приняты для оценки возраста, по некоторым образованиям изохрона не получилась. Принятые и вынесенные на геологическую карту определения, приведены в приложении 7.

Комплект сопровождается базой первичных данных, состоящей из двух разделов: блока полезных ископаемых (сформирован в соответствии с ГИС-Атлас Российской Федерации по проявлениям, являющимися объектами прогноза) и информационного блока по петротипам, радиологическим определениям (представлен в форматах Access).

В полевых работах и подготовке материалов к изданию принимали участие А. А. Стороженко (ответственный исполнитель), Н. Ф. Васильев, А. В. Пиманов, В. Я. Миллер, Г. А. Дмитриев, Е. В. Дмитриева. Авторство указано на графических приложениях. Научная редакция текста и комплекта карт проведена Ю. С. Александровским.

О. Н. Белобородовой проведена интерпретация геофизических материалов и по материалам предшественников составлены карты магнитного и гравитационного полей. Дистанционная основа составлена В. М. Глушковым, геохимическая – Л. Г. Юркевич и Т. Н. Кореневской, базы первичных данных – О. А. Невьянцевым и И. Н. Кашириной. Лабораторные работы выполнены в лаборатории ОАО «Красноярскгеолсъемка»: спектральный анализ – В. Ф. Августинovich, атомно-абсорбционный – Н. А. Свинтицкой, минералогический – Е. А. Макеевой, Н. С. Курбатовой, описание шлифов – Г. И. Качевской. Техническая редакция графических приложений и изготовление электронных копий материалов проведены Е. Г. Гайнцевой, Е. В. Сапегинной, А. В. Филатовой, Д. А. Борзовой, Г. А. Дмитриевым, набор и форматирование текста – Л. В. Шинелевой. Авторы выражают глубокую благодарность сотрудникам предприятия, оказавшим помощь и содействие при проведении работ и составлении комплекта и объяснительной записки.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первое издание Государственной геологической карты листа Р-46-XXV масштаба 1 : 200 000 [18] базировалось на материалах среднемасштабной геологической съемки [129], проводившейся в соответствии с первым вариантом унифицированной легенды Енисейской серии листов (1961 г.). При подготовке к изданию были учтены материалы геологической карты листа Р-46 масштаба 1 : 1 000 000 [22], площадных геофизических съемок масштаба 1 : 200 000–1 : 25 000 [124, 169, 188], тематических исследований И. Г. Николаева (1925 г.); М. А. Семихатова (1959 г.); Н. С. Подгорной, А. Г. Гурьева (1962 г.); Г. И. Кириченко (1963 г.); М. И. Волобуева (1964 г.), рекогносцировочных поисковых работ Ю. А. Спейта (1931 г.); В. А. Рухина (1944 г.) на золото и Н. П. Вербицкой, В. П. Алексеева (1948 г.) на алмазы.

Развитые на площади метаморфизованные породы были отнесены к тейской серии среднего протерозоя и сухопитской серии позднего протерозоя, при этом, в западной части площади авторы описали в составе сухопитской серии, нехарактерные для стратотипических разрезов, мощные толщи вулканогенных пород. Эти же вулканиты на смежном листе были отнесены при ГСР-200 [23] к тунгусикской серии, что привело к существенной несбойке листов Р-46-XXV и Р-46-XXXI. Несомненной заслугой авторов следует считать установленное несогласное залегание сухопитской серии на нижележащих толщах, что для того времени имело «революционное» значение. Осадочные отложения позднего протерозоя отнесены авторами к чингасанской, вороговской сериям и немчанской свите. Выделение и расчленение слабо дислоцированных осадочных пород палеозоя в восточной части площади проведено авторами безупречно.

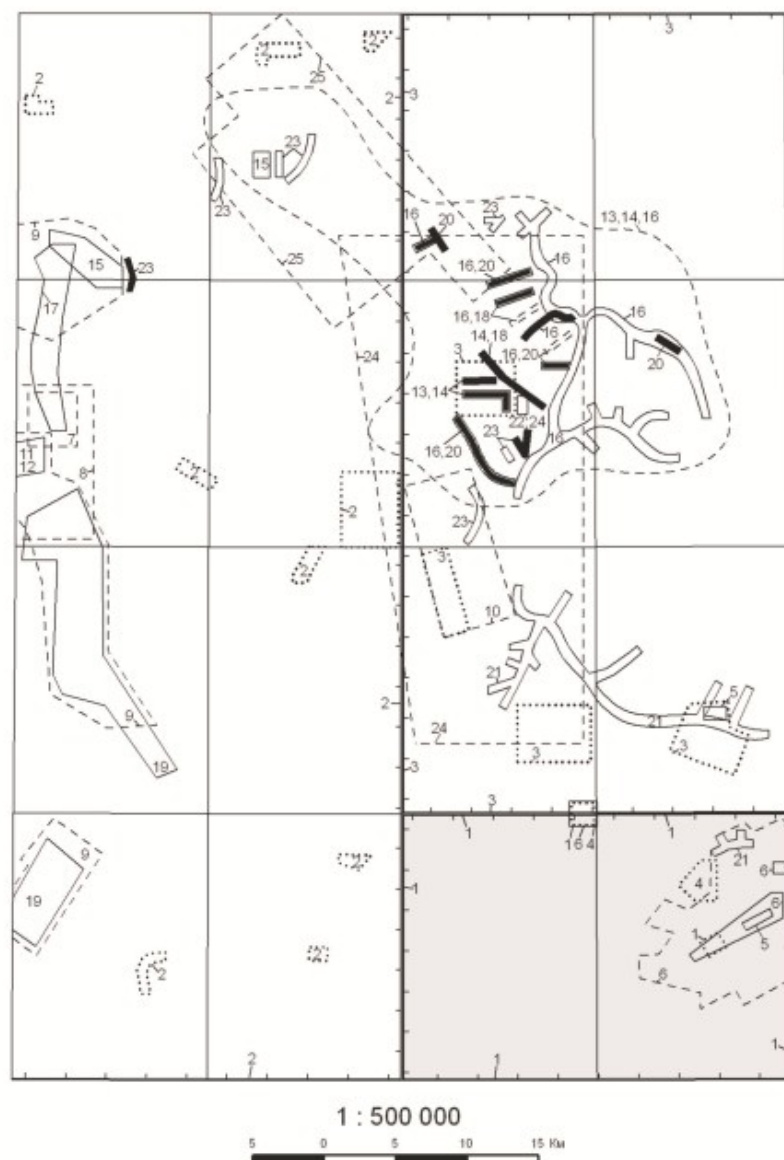
Несмотря на ряд погрешностей, авторам удалось создать сравнительно детальную и относительно непротиворечивую карту, ставшую на долгие годы основой для последующих геологических исследований. Значимых скоплений полезных ископаемых на площади обнаружено не было, но бассейны р. Черной, среднего и нижнего течения р. Кутукас признаны перспективными на поиски россыпного и рудного золота, сульфидизированные вулканиты западной части площади – на поиски колчеданных месторождений меди, а гранитоиды, развитые на юго-востоке листа – на поиски полиметаллов и редких металлов.

В последующие годы на площади листа и в его обрамлении проведен значительный объем геологосъемочных и поисковых работ (рис. 1).

Первая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 осуществлена на юго-востоке площади, в пределах листов Р-46-110-В и Г [152]. Работы проводились в той же легенде, при этом предполагалось согласное залегание пород сухопитской и тейской серий. Составленная карта оказалась относительно детальной, но схематической. В результате этих работ были выявлены высококонтрастные шлиховые потоки касситерита в ассоциации с золотом и литохимические ореолы ниобия, редких земель, лития, свинца и цинка, обнаружены и опоискованы проявление ура на Ясное и радиоактивная аномалия в долине среднего течения р. Кутукас (участок «Родник»).

В 1970–1977 гг. в западной половине листа проводится групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 [129] – на основе той же легенды, но с рядом изменений. В частности, была введена подъемская свита (с двумя подсвитами), а выше – собственно немчанская свита. Все свиты значительной мощности и контрастного строения были расчленены на ряд подсвит и пак.

Детализация геологического строения показала более масштабное развитие вулканогенных пород на западе листа Р-46-XXV. Авторы высказали предположение, что мощная толща толеитовых базальтов на уровне горбилокской свиты в сочетании с субвулканическими телами габброидов и телами гипербазитов дунит-гарцбургитового ряда соответствует офиолитовой ассоциации, а более пестрые по составу вулканиты низовий р. Кутукас – островодужному комплексу.



- Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000**
1 - Межубовский В.Г., 1972; 2 - Качевский Л.К., 1977; 3 - Стороженко А.А., 1984
- Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000**
4 - Васильев Н.Ф., 1990
- Попутные поиски масштаба 1 : 10 000 при ГСР-50 и ГДП-50**
1 - Межубовский В.Г., 1972; 2 - Качевский Л.К., 1977; 3 - Стороженко А.А., 1984; 4 - Васильев Н.Ф., 1990
- Специализированные поиски масштаба 1 : 25 000 - 10 000 (в том числе с оценкой ресурсов категории P_2)**
5 - Батурин В.Ф., 1970 (уран); 6 - Петров И.Я., 1975 (уран); 7 - Голубев В.П., 1979 (фосфаты); 8 - Усталов В.В., 1979 (марганец); 9 - Кудрявцев Ю.А., 1980 (марганец); 10 - Тимошенко А.П., 1981 (алюминий); 13 - Буторин, Л.И., 1985 (россыпное золото); 14 - Кучеренко Н.Б., 1987 (россыпное золото); 16 - Кучеренко Н.Б., 1988 (россыпное золото); 24 - Москалев В.А., 2008; (рудное золото); 25 - Москалев В.А., 2010 (рудное золото)
- Поиски масштаба 1 : 10 000 - 5 000 (в том числе с оценкой ресурсов категории P_3)**
6 - Петров И.Я., 1975 (уран); 11 - Никитин Ю.Т., 1983 (марганец); 12 - Пасашникова Г.К., 1984 (марганец); 14 - Кучеренко Н.Б., 1987 (россыпное золото); 15 - Пасашникова Г.К., 1987 (марганец); 16 - Кучеренко Н.Б., 1988 (россыпное золото); 17 - Пасашникова Г.К., 1988 (марганец); 19 - Семенов С.А., 1990 (марганец); 21 - Семенов С.А., 1992 (россыпное золото); 22 - Гонтарь В.С., 1994 (рудное золото); 23 - Кучеренко Н.Б., 1988 (россыпное золото); 24 - Москалев В.А., 2008 (рудное золото)
- Разведочные работы на россыпное золото (с оценкой запасов категории C_2 и C_1)**
14 - Кучеренко Н.Б., 1987; 16 - Кучеренко Н.Б., 1988; 18 - Кучеренко Н.Б., 1989; 20 - Кучеренко Н.Б., 1991;

ПРИМЕЧАНИЕ: вся площадь листа покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 200 000 (Качевский Л.К., 1968)

Рис. 1. Схема геологической изученности.

Основным достижением этой съемки стали результаты сопутствующих поисковых работ. В бассейне р. Порожной, среди кремнистых пород подъемской свиты, выявлены протяженные залежи карбонатных и окисных марганцевых руд. Выделен Порожинский марганцеворудный район с прогнозными ресурсами марганцевых руд 150 млн т (Вороговская площадь охватывает только восточную часть района). В альбитизированных щелочных гранитоидах средневороговского комплекса установлено проявление тантала, выявлено и опойсковано бурением Водораздельное проявление апосерпентинитовых тальцитов и талькового камня. Среди метабазальтов вскрыто канавами и бурением Хариузихинское проявление медно-цинково-колчеданных руд. В низовьях долины р. Кутукас оконтурен с поверхности участок с прогнозируемой россыпью золота.

В 1977 г. составлена Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) листов Р-46, 47 [17]. В северо-западной части Енисейского кряжа введены новые стратиграфические подразделения: свиты летнинская, торжихинская, фомкинская, хариузихинская и киселихинская. Они сопоставлялись со свитами пенченгинской и кординской восточной части кряжа (на уровне средней части среднего протерозоя). Вороговская серия отнесена к средней части верхнего протерозоя, а чингасанская серия – к его верхней части, и перекрывалась немчанской серией в составе подъемской и таежнинской свит.

В 1980–1984 гг. ГГС-50 охватила восточную часть листа Р-46-XXV с его обрамлением [181]. Преимущество легенды ГСР-200 сохранилась, хотя широкое развитие зеленосланцево метаморфизованных вулканитов основного и кислого состава было теперь обнаружено у восточной рамки листа, в бассейне р. Черной. Главные результаты принесли сопутствующие поиски полезных ископаемых. При детальном шлиховании бассейна нижнего течения р. Рыбной обнаружена значительная золотоносность многих ее притоков, а в руч. Ольгинском и Близнец шурфами и скважинами выявлены промышленные россыпи, прогнозные ресурсы которых оценены авторами в 400 кг золота. Восточнее рамки листа Р-46-XXV, среди вулканитов кислого состава в бассейне р. Захребетной (лист-Р-46-XXVI), бурением было опойсковано Верхневороговское проявление полиметаллов, прогнозные ресурсы которого оценены авторами в 700 тыс. т по сумме свинца и цинка, а непосредственно на площади обнаружены геохимические ореолы и пункты минерализации полиметаллов.

В 1983–1993 гг. региональные тематические исследования на Енисейском кряже проводил Л. К. Качевский. В результате этих работ была создана обновленная легенда Енисейской серии листов для карт масштаба 1 : 50 000, учитывающая многие элементы геодинамики [125]. Из состава тейской и сухопитской серий были выделены гаревский метаморфический комплекс, предположительно позднеархейского возраста, белоручьевская свита в составе тейской серии, фирсовская толща океанических пород, торжихинская толща и кутукасская серия островодужных ранне-среднерифейских вулканогенных пород, орловская и верховороговская серии позднего рифея, гранитоиды разделены на десять комплексов с возрастом от 2 300 до 620 млн лет. В 1993 г. Л. К. Качевским была подготовлена к изданию геологическая карта Енисейского кряжа масштаба 1 : 500 000 [126], являющейся по сей день руководящим документом при проведении геологосъемочных работ на Енисейском кряже.

В 1985–1990 гг. на площади листов Р-46-110-В и Г, в соответствии с обновленной легендой, проводилось геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 [111]. Подтверждено несогласное залегание пород сухопитской серии на подстилающих породах, выделены вулканиты фирсовской и торжихинской толщ, в щелочных гранитоидах Хариузихинского массива обнаружена пироклоровая минерализация, в зонах графитизации выявлена галенит-сфалеритовая минерализация, по результатам донного опробования площадь признана перспективной на золотое оруденение.

Начиная с 1960 г., на Енисейском кряже специализированной Березовской экспедицией проводятся широкомасштабные поиски урана [155]. Они включали аэрорадиометрическую съемку и наземные поиски на перспективных площадях в среднем течении р. Вороговки и в верхнем течении р. Черной, где среди метариолитов ковригинской свиты выявлено проявление урана Полярное. Юго-восточнее (на листе Р-46-XXVI) в подобных породах были обнаружены и затем предварительно разведаны месторождения Олень и Кедровое.

Юго-восточная часть площади была покрыта аэрогамма-спектрометрической съемкой масштаба 1 : 25 000 в сочетании с локальными наземными поисками [103]. В результате было обнаружено Кутукаское проявление урана с признаками золотоносности. При детальном опойсковании бурением оно и проявления Июньское и Ясное сочтены незначительными [164].

В 1978–1990 гг. в западной части листа проведены масштабные поиски марганца [135, 158, 160, 161, 162, 171, 185]. Продуктивная пачка марганценосных туфогенно-осадочных пород верхнеподъемской подсвиты была перебурена до глубин 50–400 м с детальностью 400–2 000 м

между профилями и 25–100 м в профилях. Выявлены четыре участка марганцевых руд (Северный, Хребтовый, Центральный и Михеевско-Мутнинский), ресурсы которых оценены по категории P_1 в 29 млн т, окисных руд железа – 13 млн т [171]. Недостатками этих поисковых работ стали неравномерность сети (допускающая возможные пропуски рудных тел), разная степень прослеженности окисного оруденения по падению и эпизодичность определения объемного веса сухих руд, варьирующего от 1,35 до 3,2 т/м³. Поэтому при оценке ресурсов авторы пользовались не конкретными значениями этого веса по рудному сечению, а единым, средним значением, которое принималось равным либо 1,95 [158], либо 1,6 [160, 161, 162], либо 1,65 [171]. Позже результаты указанных поисковых работ были обобщены и ревизованы с пересчетом ресурсов по категории P_1 [119]. Пересчет велся по методике, оптимальной для подсчета запасов, но слишком формализованной для оценки ресурсов по сети редких скважин. В итоге общие ресурсы окисных и карбонатных руд марганца в пределах листа Р-46-XXV уменьшены до 11 млн т категории P_1 . Кроме марганцевого оруденения изучалась фосфатоносность пород верхнеподъемской подсвиты [117, 129].

Проводилось изучение высокоглиноземистых кристаллических сланцев свиты хребта Карпинского в среднем течении р. Вороговки, участок признан бесперспективным [184].

В 1985–1998 гг. бассейн р. Рыбной и прилегающие к нему бассейны верхнего течения р. Северной и р. Черной опойскаваны на россыпное золото [103, 136, 137, 139, 140, 172]. В результате разведан ряд небольших по запасам промышленных россыпей, большинство из которых затем были полностью или частично отработаны старателями. При разведке россыпи низовья руч. Курочкин в его бортах выявлена золотоносная кварцево-жильная зона [137], опойскавание которой привело к открытию Ольгинского проявления золото кварцевой формации с небольшими (5,3 т) ресурсами категории P_2 [118]. Доизучение его рудного поля и окрестностей выявило ряд пунктов золотой минерализации и локальных вторичных литохимических ореолов золота, оставшихся непроверенными [199].

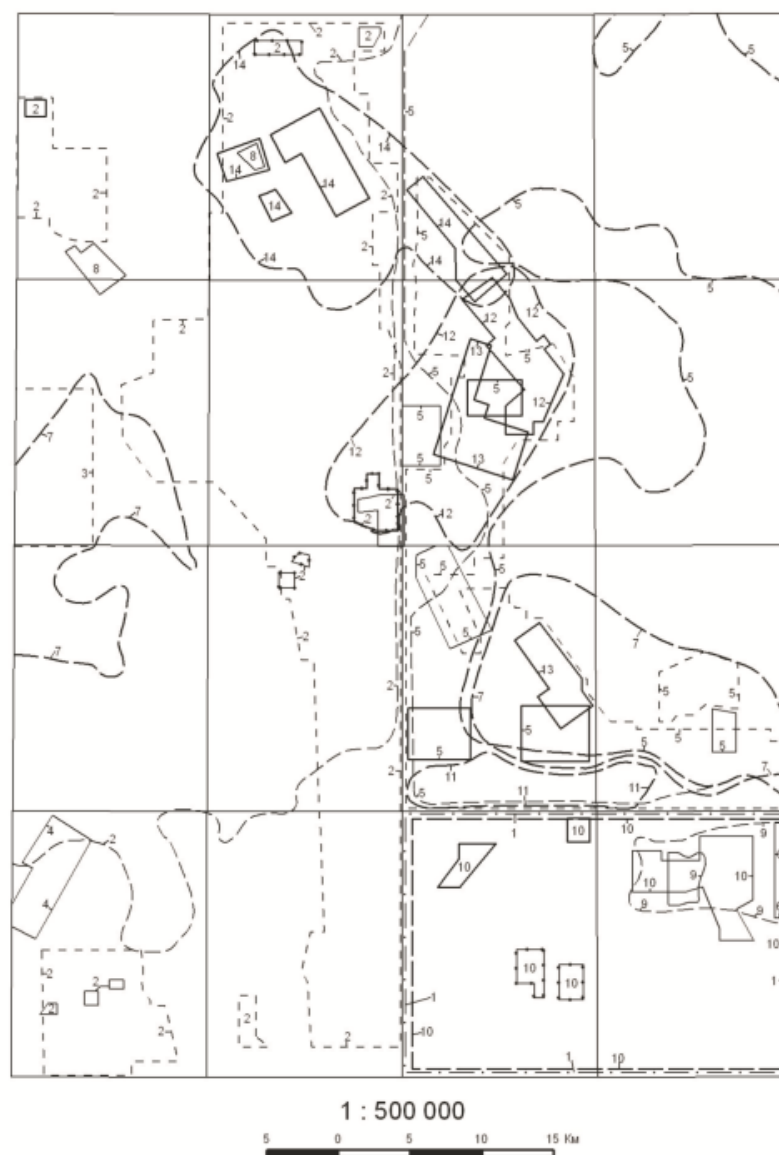
В 2005 г. был подготовлен к изданию комплект карт масштаба 1 : 1 000 000 листа Р-46 [110]. Основой комплекта явилась легенда Ангара-Енисейской серии листов [150], которая в пределах Енисейского кряжа базировалась на легенде Енисейской серии к геологическим картам масштаба 1 : 200 000 [127] и 1 : 50 000 [125]. На карте учтены сведения о полезных ископаемых по состоянию на 2005 г. и выделен ряд прогнозируемых рудных узлов. В пределах листа Р-46-XXV наиболее перспективными признаны Порожинский марганцеворудный узел и Вороговский золоторудный узел и его северо-западный и юго-восточный фланги.

В 2006–2008 гг. в Вороговском узле проведены прогнозно-поисковые работы на рудное золото [157]. В состав работ входило литохимическое опробование масштаба 1 : 10 000 по вторичным ореолам золота и его спутников, площадные геофизические исследования и проверка полученных аномалий горными выработками. В результате в березитизированных сланцах обнаружено Вертолетное проявление с ресурсами золота 12 т по категории P_2 , а ресурсы Ольгинского проявления увеличены до 27 т по категории P_1 . Выявлен также ряд пунктов минерализации и геохимических ореолов золота, давшие основания для подсчета ресурсов категории P_3 в количестве 60 т. На южном фланге значимых признаков золотоносности не обнаружено.

В 2008–2010 гг. аналогичные работы проведены к северо-западу от Вороговского узла, в верховьях рр. Северной и Глотихи [157]. Зафиксировано более двух десятков вторичных ореолов рассеяния золота. Проверка наиболее значительного ореола канавами привела к обнаружению Севернинского проявления золота. Однако авторские ресурсы этого проявления (30 т категории P_2) сочтены экспертами слабо обоснованными. Тем не менее, на основе этих поисков здесь спрогнозирован новый, Северореченский золоторудный узел с ресурсами 80 т категории P_3 . К недостаткам этих работ следует отнести слабое опойскавание северной части узла (в бассейне р. Глотихи) и юго-восточного фланга проявления Севернинского, а также неудовлетворительный контроль качества геохимического опробования. Геохимические методы поисков применялись на всех этапах геологической съемки и в ходе большинства поисковых работ (рис. 2).

Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 [128] сопровождалась литохимическим опробованием по вторичным и первичным ореолам рассеяния в ходе геологических маршрутов. Шаг отбора проб составлял 500 м, среднее расстояние между маршрутами – 2 км. Пробы подвергались полуколичественному спектральному анализу на 16 элементов: Pb, Cu, Zn, Ni, Co, V, Mn, Ba, Mo, Sn, W, As, Sb, Ag, Y, La. Большинство выявленных аномалий оказалось точечными.

При геологической съемке масштаба 1 : 50 000 юго-восточной части листа [152] проводилось литохимическое опробование по первичным ореолам рассеяния по сети 500×(200–100) м. Пробы анализировались на основные рудные элементы, исключая золото. Выявлено несколько ореолов и точечных проб полиметаллов, меди, редких земель, лития и ниобия.



- Литохимическое опробование по потокам рассеяния: а - со спектральным анализом проб на 15-30 элементов, б - со спектральным и спектрозотометрическим анализом
 2 - Качевский, 1977 (1,5 пр/км²); 5 - Стороженко, 1984 (4,5 пр/км²); 7 - Ладынин, 1987 (4 пр/км²); 9 - Юркевич, 1989 (4 пр/км²); 10 - Васильев, 1990 (5 пр/км²); 11 - Ладынин, 1991 (4 пр/км²); 12 - Шугаев, 1999 (5 пр/км²); 14 - Москалев, 2010 (5 пр/км²)
- Литохимическое опробование (без спектрозотометрии) по сети 500x200 - 100 м:
 а - по вторичным ореолам рассеяния, б - по первичным ореолам рассеяния
 1 - Межубовский, 1972; 2 - Качевский, 1977; 3 - Усталов, 1979; 5 - Стороженко, 1984
- Детальное литохимическое опробование по сети 250-100x50 - 20м: а - по вторичным ореолам без спектрозотометрии, б - по первичным ореолам со спектрозотометрией, в - по первичным ореолам без спектрозотометрии, г - по первичным ореолам со спектрозотометрией
 2 - Качевский, 1977; 4 - Кудрявцев, 1980; 5 - Стороженко, 1984; 8 - Пасашникова, 1987; 9 - Юркевич, 1989; 10 - Васильев, 1990; 12 - Шугаев, 1999; 13 - Москалев, 2008; 14 - Москалев, 2010;

ПРИМЕЧАНИЕ: на всей площади проведено литохимическое опробование по потокам рассеяния (со спектрозотометрией) масштаба 1 : 500 000 (Ладынин, 1987) и по вторичным ореолам рассеяния (без спектрозотометрии) по сети 2000x500 м (Качевский, 1968)

Рис. 2. Схема геохимической изученности.

При групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 [129, 181] основным геохимическим методом стало литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния по сети 500x100 м, которое проводилось выборочно, на площадях развития метаморфизованных пород. Пробы анализировались на 15–18 рудных элементов, исключая золото. По результатам опробования были локализованы ореолы меди, никеля, кобальта, свинца, цинка и ниобия. Некоторые ореолы были детализированы в масштабе 1 : 10 000 и в их пределах выявлены пункты минера-

лизации меди, свинца и цинка, ниобия и тантала. В качестве вспомогательного метода применялось литохимическое опробование по потокам рассеяния с анализом на те же элементы, на отдельных участках – на золото [181].

В западной части листа литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния было применено на первых порах при поисках марганца [135, 160, 185], однако в связи с неоднозначными результатами от него отказались.

В середине 1980-х годов северо-западная часть Енисейского кряжа была покрыта литохимическим опробованием по потокам рассеяния в масштабе 1 : 500 000 [144]. Плотность опробования составила 0,2 проб/км², в низовьях Вороговки и в бассейне р. Черной она увеличена до 4 проб/км². На этих же участках был осуществлен небольшой объем профильного литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния для проверки контрастных потоков рассеяния. Пробы анализировались на широкий круг элементов и золото. В результате на площади листа Р-46-XXV зафиксированы многочисленные потоки рассеяния золота средней контрастности в ассоциации с потоками серебра, полиметаллов, мышьяка. Существенным недостатком этих работ является резко неравномерная сеть опробования.

При ГДП-50 юго-восточной части листа [180] проводилось донное опробование (с анализом на золото) при плотности 5 проб/км². Выявлены многочисленные потоки рассеяния золота, которые образуют широкую полосу субмеридионального простирания. На отдельных участках установлены потоки рассеяния полиметаллов. На ряде участков было поставлено опробование по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 10 000 и опытно-методические геохимические работы [200], в результате чего выявлены единичные пункты минерализации свинца и цинка. На Хариузахинском гранитоидном массиве поставлено опробование по первичным ореолам ниобия и его спутников, приведшее к выявлению пунктов минерализации ниобия, циркония и редких земель.

С целью поисков рудного золота на Вороговской золото-россыпной площади было проведено донное опробование с плотностью 5 проб/км², а в ее центре – опробование по вторичным ореолам золота и его спутников по сети 100×20 м [199]. В результате был выявлен ряд потоков и контрастных ореолов рассеяния золота, послуживших основанием для постановки прогнозно-поисковых работ [156].

В ходе прогнозно-поисковых работ на рудное золото в пределах Вороговского золоторудного узла и южнее [156] было проведено опробование по вторичным ореолам золота и его спутников по сети 200×50 м на участках Водораздельном и Чернореченском. Зафиксирован ряд ореолов, при проверке которых, выявлены перспективные пункты минерализации золота.

При аналогичных работах на северо-западном фланге Вороговского узла [157] вся площадь работ (около 300 км²) покрыта донным опробованием на золото (5 проб/км²), а по его результатам на 4 участках проведено опробование по вторичным ореолам по сети 200×20 м. В результате зафиксирован ряд ореолов золота, при проверке одного из них обнаружено проявление Северореченское.

Геофизические исследования, проводимые в районе, можно разделить на три этапа. В период с 1949 по 1975 гг. на территории листа проведены (рис. 3): гравиметрическая съемка масштабов 1 : 200 000 [168, 169] и 1 : 50 000 [165], аэрогамма-спектрометрическая съемки масштаба 1 : 25 000 [104, 155], аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000 [190]. Целью этих работ были поиски месторождений железа, урана и других полезных ископаемых, а также решение задач геологического картирования. Выделены участки, перспективные на уран, на которых в 1962 году [155] проведены пешеходные гамма-поиски с применением на отдельных аномалиях эманационной и шпуровой съемки.

По данным аэромагнитной съемки оконтурены новые интрузии гранитов и гипербазитов, прослежены горизонты магнетитсодержащих сланцев, выделены зоны экзоконтактов интрузий, участки на поиски полезных ископаемых. Некоторые из них изучались наземными методами магниторазведки и электроразведки [187, 188]. При обобщении материалов аэромагнитной съемки составлены сводные карты магнитного поля (ΔT)_д в графиках масштаба 1 : 50 000 и в изолиниях масштаба 1 : 200 000, дан анализ основным аномалиеобразующим факторам и представлена карта результатов интерпретации магнитного поля в масштабе 1 : 200 000 [105].

По данным гравиметрической съемки составлены карты поля силы тяжести 1 : 200 000 масштаба. Материалы представляют интерес для решения вопросов глубинного строения района. Авторы делают предположение о существовании двух структурных планов: архейского и байкальского и наличие крупного структурного несогласия в основании рифея.

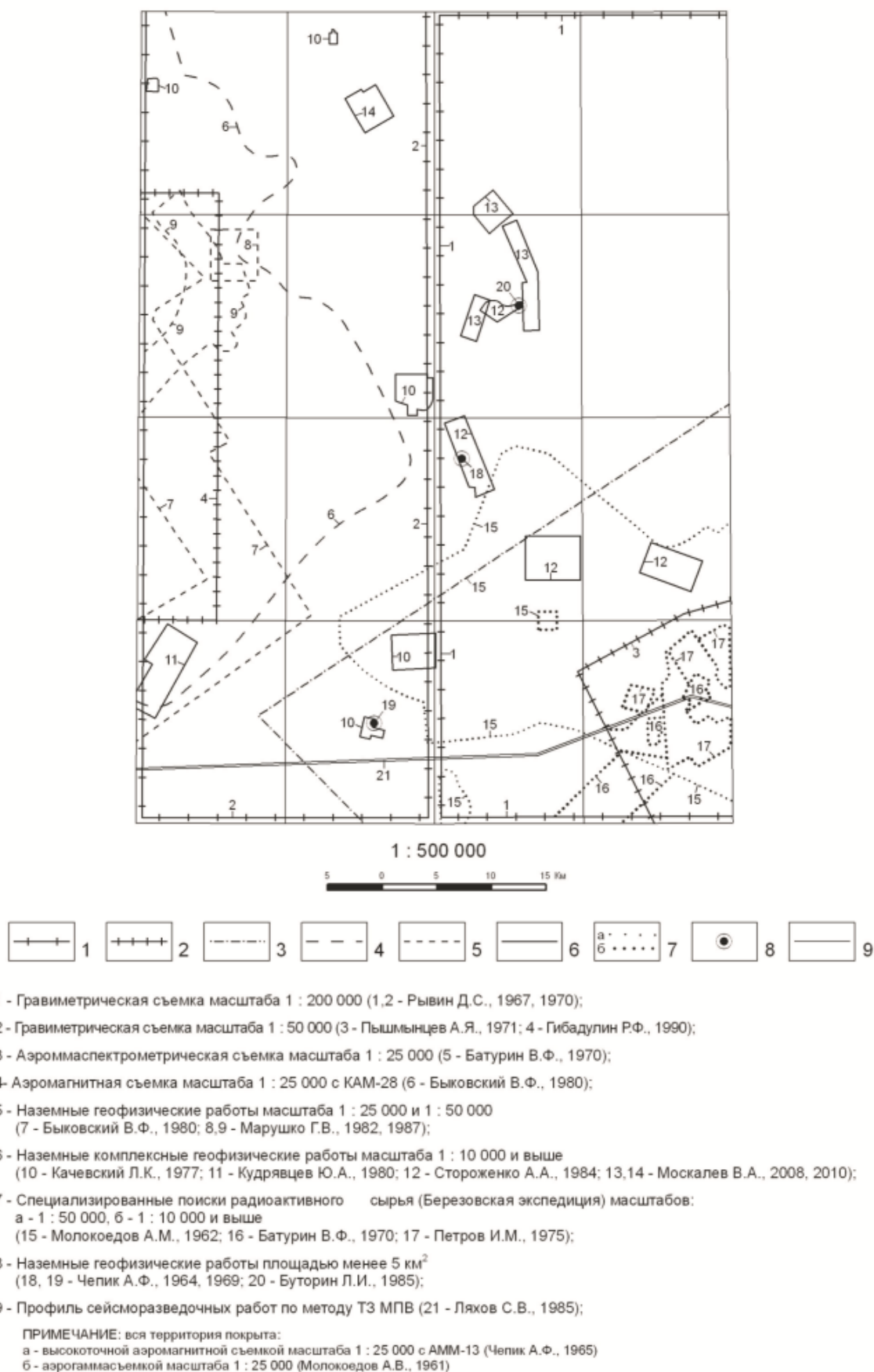


Рис. 3. Схема геофизической изученности.

В связи с обнаружением урановых руд в юго-восточной части листа проводится аэрогамма-спектрометрическая съемка масштаба 1 : 25 000 с прибором АГСМ-25 [104, 164]. В результате получены карты распределения урана, тория и калия в масштабе 1 : 50 000 и 1 : 100 000.

По результатам этих работ зафиксированы известные рудные объекты и выявлены новые, на которых проведены наземные работы методами шпуровой, эманационной съемок, спектрометрии, магнитометрия и электроразведка масштаба 1 : 5 000–1 : 25 000 [103, 164]. При поисковых работ на уран в юго-восточной части площади проводится гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000 [165].

В период 1975–2005 гг. после открытия Порожинского месторождения марганца, с целью изучения структурно-тектонических особенностей месторождения и для выбора рациональной методики при поисках марганцевых руд, в районе проводится аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000 с КАМ-28, опытно-методические и поисковые работы методами электроразведки [107, 147, 148], на небольшом участке – гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000.

Наземные геофизические работы (магниторазведка и электроразведка масштаба 1 : 25 000 и 1 : 10 000) проводились при поисках меди, марганца, полиметаллов и золота в процессе геологосъемочных работ [111, 129, 181]. Для картирования, определения мощности рыхлых отложений и установления рельефа закарстованной поверхности плотика на Ольгинской россыпи выполнена электроразведка методом ВЭЗ [106].

Через южную часть листа проходит профиль региональных сейсморазведочных работ по методу ТЗ МПВ [146]. Эти работы позволили получить данные о мощности байкальского складчатого комплекса. По результатам работ в зоне сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты выделяется Енисейская покровно-складчатая зона.

В 2007 году в Вороговском рудном узле [156], в районе Ольгинского месторождения проведены наземные магниторазведочные и электроразведочные работы масштаба 1 : 10 000. Выявлены зоны магнетитовой минерализации, участки графитизированных пород и карбонатно-кварцевых метасоматитов, вмещающих золотую минерализацию. В западной части площади в настоящее время проводятся аэрогеофизические исследования в связи с поисками никеля и кобальта. Сводка о состоянии изученности площади, описание основных месторождений и проявлений полезных ископаемых и перспективах использования сырья приведены в «Справочнике полезных ископаемых Туруханского района Красноярского края» [86].

В 2008–2010 гг. в пределах листа проведено ГДП-200 [179], материалы которого положены в основу настоящего комплекта Госгеолкарты-200 и объяснительной записки.

Большой объем обобщающих и тематических исследований по проблемам стратиграфии, магматизма, тектоники, метаморфизма, металлогении, изотопного возраста пород Енисейского кряжа и, в частности, изученной площади, проведен В. А. Верниковским, А. Е. Верниковской (2001, 2002, 2006, 2009 гг.), В. Д. Волобуевым (1966 г.), А. И. Вызу (1974 г.), В. М. Даценко (1983, 1984 гг.), А. Э. Динером (1998, 2000, 2002, 2006, 2007 гг.), А. И. Забиякой (2004 г.), Л. К. Качевским (1993, 1998, 2000 гг.), Г. И. Качевской (1991, 2000 г.), Р. Б. Карпинским (1975, 1981 гг.), Е. К. Ковригиной (1978, 1981 гг.), Т. Я. Корневым (1986, 1998, 2000, 2004 гг.), Л. В. Ли (1985 г.), А. Д. Ножкиным (1983, 1997, 1999, 2006, 2007 гг.), Е. С. Постельниковым (1971, 1980 гг.), А. М. Сазоновым (1998, 2003 гг.), Г. А. Середенко (1988, 1991, 2005 гг.), С. С. Сердюком (2002 г.), В. Е. Скрипниковым (2002 г.), В. В. Хоментовским (1976, 2007 гг.), Р. А. Цыкиным (1987, 1998 гг.), В. Ю. Шенфиль (1991 г.). Результаты этих исследований были учтены при составлении Госгеолкарты-200.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования занимают порядка 65 % площади. Они залегают на гранитоидах раннего карелия и утративших стратификацию породах малогаревского и немтихинского метаморфических комплексов позднего архея, описание которых приведено в главе «Магматизм, метаморфизм и метасоматоз». Основание стратифицированного разреза сложено раннепротерозойскими (позднекарельскими) кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами, кварцитами и метапесчаниками тейской серии.

Залегающие выше рифейские отложения формировались в различных геодинамических обстановках, которые выделены как геологические (стратиграфические) районы с определенным набором свит, субвулканических и интрузивных образований. Породы, накапливающиеся в различных фациальных условиях в пределах одного геологического района, обособлены в геологические (стратиграфические) площади согласно легенде Енисейской серии листов.

В Ангаро-Тунгусском геологическом районе, в восточной части площади, на позднекарельских образованиях с угловым несогласием залегают метаморфизованные песчано-глинистые отложения сухопитской серии раннего–среднего рифея. Позднерифейские метаморфизованные вулканогенные, карбонатные и терригенные породы орловской и верховороговской серий развиты в Верхневороговско-Шишинском геологическом районе.

В Осиновском и Исаковском геологических районах, в западной части площади, развиты метаморфизованные вулканиты основного, среднего и кислого состава и терригенно-карбонатные породы Исаковского террейна, которые с окружающими их образованиями имеют тектонические контакты. Положение их в разрезе основано на радиологических определениях и петрохимических особенностях вулканитов, позволяющих реконструировать обстановки их формирования, которые выделены как геологические площади.

Залегающие выше с угловым несогласием неметаморфизованные позднерифейские красноватые молассовые отложения чингасанской серии формировались на различных подстилающих породах в Тейском геологическом районе. В Вороговском геологическом районе ей соответствует вороговская серия, что свидетельствует о наличии двух разобщенных краевых прогибов в этот период.

Чапская серия, завершающая разрез позднерифейских отложений, также имеет различия в условиях осадконакопления. На Порожинской геологической площади Тейско-Кутукасского геологического района, формировались карбонатные, вулканогенно-кремнистые и терригенные породы подъемской свиты, а на востоке, на Чапской геологической площади, – терригенно-карбонатные породы суворовской и подъемской свит, при полном отсутствии вулканитов. Различия условий осадконакопления исчезают лишь на уровне красноватой молассы немчанской свиты, разрез которой в районе не меняется.

Чехол Сибирской платформы сложен доломитами позднего венда–раннего кембрия лебяжинской свиты, доломитами, известняками, алевролитами и песчаниками эвенкийской серии среднего кембрия, терригенными породами ордовика. В Верхневороговском грабене сохранились терригенно-карбонатные силурийские, девонские и каменноугольные отложения. В карстовой депрессии выявлены углистые юрские осадки, в западной части площади развиты гравийно-песчано-глинистые неогеновые отложения кирнаевской свиты. Повсеместно распространены глинистые, песчано-гравийные и щебнисто-суглинистые образования четвертичной системы. Развиты мел–палеогеновые коры выветривания.

Стратифицированные отложения расчленены в соответствии с легендой Енисейской серии Госгеолкарты-200 второго издания [127]. Новые данные оформлены дополнением к легенде. Породы различных стратиграфических подразделений резко различаются по степени метаморфизма, дислоцированности и метасоматических преобразований. Последовательность разреза нарушена многочисленными разломами. Определения возраста, петрохимическая характеристика пород приведены в приложениях 7–8.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

ВЕРХНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРАТЕМА

ЗААНГАРСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Тейская серия. В составе серии выделяется три свиты: нижняя – свита хребта Карпинского (высокоглиноземистых кристаллических сланцев), средняя – рязановская (мраморы, амфиболиты и гранат-биотитовые карбонатные сланцы), верхняя – белоручьевская (метапесчаники, биотитовые и гранат-биотитовые сланцы). В соответствии с легендой Енисейской серии, территория распространения пород тейской серии входит в Тейско-Вороговскую геологическую площадь Заангарского геологического района [127].

Свита хребта Карпинского (KR_2hk) выделена В. П. Горяиновой, как толща пород, слагающих осевую часть хребта Карпинского [127]. На площади она развита в междуречье Кутукас–Вороговка–Северная и сложена узловатыми кристаллическими сланцами (90–95 %) с прослоями кварцитов (5 %). Такое постоянство состава свиты делает ее своеобразным маркирующим горизонтом среди метаморфических пород Енисейского кряжа.

Наиболее полный разрез свиты вскрывается в долине р. Вороговки ниже устья р. Черной, который был составлен Л. К. Качевским и предложен как эталонный разрез свиты [129].

В разрезе свиты, условно можно выделить три пачки. Нижняя (200–250 м) представлена массивными серыми, зеленовато-серыми средне-, крупнокристаллическими двуслюдяными узловатыми сланцами с прослоями (от сантиметров до первых метров), линзами и будинами желтовато-белых и светло-серых кварцитов. Узлы в сланцах составляют до 60 % объема и представлены гранатом и ставролитом, замещенными псевдоморфозами биотита, хлорита, серицита и хлоритоида. Средняя пачка (250–300 м) сложена темно-серыми, серыми узловатыми крупнокристаллическими сланцами с порфиробластами граната (до 15 %), кордиерита (10 %), ставролита (5–10 %), силлиманита (до 1 %). Верхняя пачка (450–500 м) сложена темно-серыми сланцами с узлами граната, ставролита, силлиманита. В верхах разреза появляются прослои и линзы (до 20 м) желтоватых, светло-серых и, редко, темно-серых слюдистых и графитистых кварцитов. Общая мощность свиты оценивается в 900–950 м.

В междуречье Кутукас–Ниж. Сурниха кристаллические сланцы свиты залегают на плагиогнейсах немтихинского метакомплекса, на правобережье р. Кутукас – на амфиболитах и мраморах малогаревского метакомплекса. На востоке Енисейского кряжа, в среднем течении р. Теи, свита залегает на породах малогаревского метаморфического комплекса, в верховьях р. Теи – на гранитогнейсах ерудинского комплекса, в бассейне р. Чапы – на гнейсах немтихинского метакомплекса [179]. Эти данные свидетельствуют о структурной перестройке в предтейское время и несогласном залегании свиты на подстилающих породах. Верхняя граница свиты проводится по появлению мраморов рязановской свиты, залегающих на сланцах согласно. Породы смяты в сложные изоклинальные складки, что устанавливается по контактам сланцев и кварцитов.

Кристаллические сланцы – крупнолистоватые порфиробластические массивные, реже полосчатые породы серого и темно-серого цвета с лепидогранобластовой структурой. Порфиробласты граната, силлиманита, ставролита, дистена, кордиерита линзовидной формы размером 4–15 мм слагают 5–60 % объема породы. Минеральный состав (%): кварц – 40–60, плагиоклаз (олигоклаз-андезин) – 5–10, биотит – 5–30, мусковит – 0–40, альмандин – 3–30, дистен – 0–10, силлиманит (фибrolит) – 0–20, ставролит – 0–20, кордиерит – 0–10, магнетит – 0–7, турмалин, апатит – 0–1, ильменит, пирит, пирротин – 0–2. Вторичные минералы: хлорит по биотиту и гранату (5–15 %), биотит по гранату (до 2 %), серицит по ставролиту (до 1 %), эпидот-цоизит по плагиоклазу (до 2 %), актинолит по гранату (до 15 %), хлоритоид по ставролиту и серициту. Сланцы отличаются повышенными содержаниями Ti (1 %), Mn (0,2 %), Cu (0,008 %), Li (0,002 %), Mo (0,0003 %) и близкими к кларковым содержаниями Zn (0,02 %), Cr (0,015 %), Co (0,005 %), V (0,02 %), Zr (0,02 %). В пропилитизированных кристаллических сланцах возрастает содержание магнетита (до 10–11 %) с образованием джеспилитоподобных метасоматитов.

В гранатах из сланцев свиты альмандиновая составляющая равна (в %) 67,5, гроссуляровая – 17,2, пироповая – 6,4, спессартитовая – 11,0 [121]. Для сланцев характерны повышенные содержания Al_2O_3 (от 18 до 24,7 %), высокие значения глиноземистого ($al'=0,7–0,82$), алюмокремниевое ($Al_2O_3/SiO_2=0,32–0,52$), низкие – калиевого ($K_2O/Al_2O_3=0,10–0,2$) и щелочного ($Na_2O/K_2O=0,38–0,53$) модулей, что свидетельствует о высокой зрелости материала, поступавшего в бассейн осадконакопления (показатель зрелости Ф. Петтиджона равен 2,43) [178]. Исходным материалом для кристаллических сланцев были переотложенные продукты кор вывет-

ривания каолинит-хлорит-гидрослюдистого состава, которые накапливались в мелководных бассейнах в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима [58].

Кварциты – средне-, крупнозернистые массивные породы светло-серого цвета с гранобластовой структурой, состоящие из кварца и содержащие (2–3 %, редко – 5–20 % объема) мусковит, биотит, гранат, дистен. Содержание SiO_2 в кварцитах достигает 89,9 %. Для них характерно повышенное содержание Pb (0,005 %), Cu (0,005 %), Zn (0,01 %), Ti (1 %), V (0,02 %), Cr (0,015 %).

Плотность пород свиты составляет 2,76–2,86 г/см³, они практически немагнитны, средние значения магнитной восприимчивости не превышают $100 \cdot 10^{-5}$ СИ. В физических полях находят отражение пропилитизированные кристаллические сланцы, которые выделяются аномалиями поля МЭД (мощность экспозиционной дозы) до 5–8 мкР/ч и выше, совпадающими с высокодисперсными положительными аномалиями поля $(\Delta T)_a$ интенсивностью 300–500 нТл и выше (до 1 800 нТл) в пределах положительных аномалий (до 2–4 мГал) или градиентных зон остаточного поля Δg .

Изотопный возраст кристаллических сланцев свиты, взятых у г. Дор (лист Р-46-XXXIII), определенный Rb-Sr методом, составляет 1 920 млн лет, в верховьях р. Тея (лист О-46-III) – 1 666 млн лет [177], что соответствует, видимо, времени метаморфизма. Это позволяет уверенно относить их к позднему карелию нижнего протерозоя и выделять как формацию высокоглиноземистых кристаллических сланцев.

Рязановская свита (KR_2rz). Отложения занимают более 100 км² площади, развиты в узких тектонических блоках в бассейнах рек Кутукас, Черная, Лев. Порожная, Северная, Талая. Свита выделена Л. К. Качевским при составлении легенды Енисейской серии [127], ранее эти отложения относились к пенчenginской свите [111, 129, 181]. Слагают свиту мраморы (35–45 %), кальцифиры, слюдисто-карбонатные сланцы (10–15 %), амфиболиты (15–20 %), кристаллические сланцы (20–25 %), кварциты (1–5 %). Нижняя граница согласная, проводится по подошве первого карбонатного горизонта, с постепенным переходом, залегающего на кристаллических сланцах свиты хребта Карпинского.

Обобщенный разрез свиты на площади, может быть представлен в виде ритмов мощностью по 80–150 м, в низах которых преобладают мраморы и кальцифиры, в средней части – амфиболиты, в верхах – сланцы. В мощных слоях мраморов есть маломощные прослои сланцев и амфиболитов и наоборот. Крупные массивы мраморов мощностью 150–250 м выделяются в низах разреза свиты в долине р. Северная ниже устья руч. Ольгинский, в долине р. Кутукас в 8 км ниже устья р. Мал. Кутукас и в долине р. Лев. Порожная.

Общая мощность свиты составляет не более 800 м.

Мраморы представляют собой средне-, крупнозернистые массивные, полосчатые, плитчатые породы серого, иногда темно-серого, голубовато-серого, зеленовато-серого цвета с гранобластовой структурой, состоят из кальцита с примесью (5–15 %) тремолита, кварца, мусковита, биотита и графита. Кальцифиры – пятнисто-полосчатые породы, состоящие из кальцита (60–80 %), биотита, флогопита (10–25 %), мусковита (5–10 %), тремолита и актинолита (0–25 %), кварца (0–5 %), иногда графита (0–3 %). Переходы между мраморами и кальцифирами постепенные, реже – резкие. В мраморах несколько повышенное содержание халькофильных элементов – Pb (0,01 %), Cu (0,02 %), Zn (0,02 %) и сидерофильных – Co (0,002 %), Ni (0,008 %).

Амфиболиты имеют серо-зеленую, темно-зеленую окраску, нематогранобластовую, лепидо-нематогранобластовую структуру, полосчатую, массивную, сланцеватую текстуру и состоят из зеленой роговой обманки и актинолита (50–75 %), плагиоклаза (№ 20–30) (30–40 %), кварца, граната, эпидота, биотита (0–10 %). Содержание микроэлементов в амфиболитах близко к норме – Ti (0,8 %), V (0,04 %), Cr (0,15 %), Mn (0,4 %), Ni (0,01 %), Co (0,005 %) [179].

Карбонатные и биотит-гранатовые кристаллические сланцы – породы зелено-серого цвета с лепидогранобластовой структурой и порфиробластами дистена, биотита и граната. Минеральный состав основной ткани (%): плагиоклаз – 10–20, кварц – 10–20, кальцит – 20–30, флогопит, биотит – 20–30, тремолит – 10–20, мусковит – 0–10, апатит, эпидот, ильменит, пирит, магнетит. Порфиробласты представлены алмандином, ставролитом, призматическими кристаллами диопсида, иногда замещаемого тремолит-карбонатным агрегатом. По содержанию микроэлементов кристаллические сланцы близки сланцам свиты хребта Карпинского и отличаются более низким содержанием титана (0,5 %), марганца (0,04 %), бария (0,05 %) и незначительным повышением содержания халькофильных элементов.

Слюдистые кварциты – желтовато-серые, реже темно-серые массивные, полосчатые породы лепидогранобластовой, гранобластовой структуры. Состав (в %): кварц – 60–80, биотит, мусковит – 10–35, плагиоклаз – 5–10, иногда графит – 0–5, турмалин, магнетит.

В зонах надвигов в сланцах формируются blastsмилониты с новообразованиями граната и

биотита, широко проявлена графитизация, иногда наложенная и на мраморы.

Породы практически немагнитны (менее $100 \cdot 10^{-5}$ СИ), значения плотности – от 2,64 до 2,88 г/см³, не являются аномалиеобразующими, характеризуются низкими значениями поля МЭД (до 3 мкР/ч).

По амфиболитам рязановской свиты, из разреза р. Тея, у руч. Рязановского, изохронным Rb-Sr методом получено определение возраста $1\,650 \pm 20$ млн лет [178], соответствующее, видимо, времени метаморфических преобразований пород. По характеру строения разреза и метаморфическим преобразованиям породы свиты выделяются в сланцево-амфиболит-мраморную формацию.

Белоручьевская свита (KR_2br) выделена Л. К. Качевским и введена в легенду Енисейской серии [125, 127]. Распространена в междуречьях Лев. Порожная–Глотиха–Северная и Вороговка–Кутукас и сложена метапесчаниками и кварцитами (55 %), кристаллическими сланцами (30 %), ортоамфиболитами и параамфиболитами (15 %). Стратотип расположен в долине р. Вороговка у устья руч. Белый (стратотипический разрез 11). Ранее эти отложения относили к свите хребта Карпинского [129], к кординской свите [111, 181] или верхней пачке рязановской свиты [178].

В разрезе свиты можно выделить три пачки. Нижняя пачка (250–300 м) сложена кварцитами, слюдистыми кварцитами и полевошпат-кварцевыми метапесчаниками (иногда гравийными) в неотчетливом чередовании (0,2–2 м). Микроритмы участками объединяются в слабовыраженные мезоритмы (10–40 м), по зернистости и содержанию кварца, полевых шпатов и слюд. Средняя пачка (200–300 м) представлена полевошпат-кварцевыми метапесчаниками ритмично переслаивающихся (1–20 мм) с серыми и темно-серыми линзовидно-полосчатыми алевритовыми биотит-мусковит-кварцевыми кристаллическими сланцами. Границы слоев резкие, неровные, реже – постепенные. Верх разреза (более 250 м) сложен темно-серыми, зеленовато-серыми кристаллическими гранатсодержащими сланцами биотит-мусковит-альбит-кварцевыми, карбонат-эпидот-мусковит-биотит-кварцевыми, параамфиболитами и ортоамфиболитами. Мощность верхней пачки возрастает в северо-западном направлении – в бассейн р. Лев. Порожной. Общая мощность свиты не превышает 900 м.

Кварциты и слюдистые кварциты представляют породы светло-серые, белые, розоватые, желтовато-серые мелко-среднезернистые, массивной текстуры и гранобластовой, лепидогранобластовой структуры, сложены кварцем (85–90 %), альбитом (0–5 %), биотитом и мусковитом (2–10 %), турмалином и магнетитом (до 1 %). Среди кварцитов встречаются слои (до 10 м) с очень высоким содержанием кремнезема (до 96–98 %) и низким содержанием примесей [129]. Метапесчаники отличаются наличием реликтовой псаммитовой структуры, зернистостью и большим содержанием альбита (5–10 %), иногда в метапесчаниках появляется примесь кальцита и доломита. Содержание микроэлементов в метапесчаниках и кварцитах близко или ниже кларковых значений [179].

Кристаллические сланцы сложены кварцем (30–50 %), плагиоклазом (андезином, альбитом), иногда серицитизированным (20–30 %), биотитом хлоритизированным (20–30 %), мусковитом (15–20 %), альмандином (в порфиробластах) (5–10 %), с незначительной примесью (1–2 %) магнетита, ставролита, актинолита, апатита, кальцита, эпидота, циркона, турмалина, сфена. В сланцах повышено содержание Ti (0,6 %), P (0,1 %), Zr (0,03 %) и низкие содержания халькофильных элементов [179].

Ортоамфиболиты и параамфиболиты характерны для разрезов бассейна р. Кутукас и составляют не более 15 % объема разреза. Это сланцеватые, иногда массивные зелено-серые и зеленые породы с гранонематобластовой структурой. Параамфиболиты состоят из актинолита (40–55 %), кальцита (25–35 %), альбита и андезина (5–20 %), эпидота (до 5 %), кварца (до 15 %), турмалина, сфена. В ортоамфиболитах преобладает бурая роговая обманка (иногда замещаемая актинолитом), уменьшается количество кальцита и кварца. По петрохимическим характеристикам ортоамфиболиты характеризуются повышенной железистостью и магнезиальностью, они близки толеитовым базальтам и сопоставляются с ортоамфиболитами индуглинского комплекса.

Свита метаморфизована в условиях эпидот-амфиболитовой фации. В зонах надвигов в ее породах формируются бластомилониты с новообразованиями граната и биотита, жильно-прожилковым окварцеванием и графитизацией, вмещает проявления и пункты минерализации золота.

Породы свиты немагнитные с плотностью – 2,70–2,88 г/см³, низким содержанием радиоактивных элементов (поля МЭД – около 4 мкР/ч), с повышенными значениями поля $\Delta g_{\text{ост}}$ (до 2–4 мГал), спокойным отрицательным магнитным полем. На отдельных участках выделяется высокодисперсное положительное магнитное поле интенсивностью 200–1 000 нТл, что обуслов-

лено наложенными динамометаморфическими процессами с образованием магнетита в сланцах.

Нижняя граница свиты проводится по появлению желтых и светло-серых кварцитов, верхняя часть разреза размыта – на ней с угловым несогласием залегают аркозовые метапесчаники кординской свиты. Базальный горизонт белоручьевской свиты в разрезе р. Вороговка залегает на кристаллосланцах свиты хребта Карпинского (стратотипический разрез 11), в бассейнах рек Кутукас и Порожная – на мраморах рязановской свиты (опорные обнажения 1, 20) и на амфиболитах малогаревского метакомплекса (опорное обнажение 18), в бассейнах левых притоков р. Верх. Глотиха – на мраморах рязановской свиты. Эти данные позволяют предполагать наличие значительного перерыва перед накоплением пород свиты. В дальнейшем, при более детальном изучении свиты, ее можно вывести из состава тейской серии.

Возраст белоручьевской свиты определяется как позднекарельский на основании прорыва гранитогнейсами гаревского комплекса кварцитов и метапесчаников свиты, образующими небольшой массив и ряд мелких жильных тел на правом берегу р. Кутукас. Радиологический возраст гранитогнейсов составляет, по данным Rb-Sr метода, $1\,753 \pm 20$ млн лет, амфиболитов индыглинского комплекса, прорывающих свиту в бассейне р. Кутукас, – $1\,652 \pm 31$ млн лет, параамфиболитов белоручьевской свиты в разрезе р. Вороговка – $1\,668 \pm 27$ млн лет (прил. 7). Свита перекрыта раннерифейскими аркозовыми метапесчаниками кординской свиты, залегающими с угловым несогласием.

По характеру строения разреза и метаморфическим преобразованиям породы свиты выделяются в метапесчано-алевритовую формацию, формировавшуюся в протонутриконтинентальных депрессиях и рифтах.

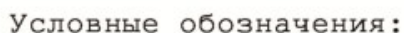
Субвулканические аналоги ортоамфиболитов белоручьевской свиты представлены ортоамфиболитами **индыглинского комплекса метагаббродолеритового** ($v\beta; v\beta K R_2 in$). Породы комплекса образуют небольшие (от нескольких метров до 0,8 км) протяженные (до 4,5 км) полого-секущие и субсогласнозалегающие линзовидные тела (силлы), в бассейне р. Верхняя Глотиха, в междуречьях Черная–Кутукас, Кутукас–Мал. Кутукас. Наиболее крупным из этих тел является Верхнеглотихинский (2)* массив ортоамфиболитов (рис. 4). Он представляет собой пологосекущий силл (0,8×4,5 км) северо-западного направления, восточная часть субсогласная с вмещающими породами свиты хр. Карпинского, а западный контакт ограничен надвиговой зоной. Границы массива четкие, резкие, эндоконтактные изменения не проявлены. Ортоамфиболиты – массивные темно-зеленовато-серые разномасштабные породы. Зернистость в массиве проявлена в виде чередующихся полос. Ширина полос варьирует от 20–50 до 80–100 м. Переход от мелко- к крупнозернистым разностям постепенный. Иногда выявляется тонкополосчатое строение метагаббро: чередование (0,5–5 см) меланократовых мелкозернистых амфиболовых разностей и светло-зеленых средне-, крупнозернистых лейкократовых с преобладанием плагиоклаза. На границе разномасштабности отмечается миндалекаменная текстура, что обусловлено неоднородностью первичного состава или является результатом дифференциации. Структура пород гетеробластовая, бластогаббровая, порфиробластовая, нематобластовая. Вторичные изменения выразились в образовании тонких волосовидных жилок эпидота и альбита, а также гнезд и прожилков пирит-халькопиритового состава.

Ортоамфиболиты массива немагнитны.

На МАКС они выделяются ровным темным фототонном и неяснополосчатым микрорельефом.

Верхнекутукасская группа массивов (14) представлена линзовидно-ленточными телами общей площадью около 4 км², залегающими среди сланцев белоручьевской свиты в верховьях р. Кутукас. Субпластовые тела сложены массивными разномасштабными ортоамфиболитами. По минеральному составу, структурно-текстурным особенностям породы аналогичны ортоамфиболитам Верхнеглотихинского массива и представляют собой мелко-, среднезернистые массивные, мезократовые породы зеленовато-серого, почти черного цвета, с гетеробластовой, бластогаббровой, гранобластовой структурой. В контактовой зоне ортоамфиболиты приобретают линейно-параллельную текстуру, обусловленную ориентировкой амфиболов вдоль контактов. К внутренней части тел текстура пород постепенно становится массивной. Контактного воздействия амфиболитов на вмещающие породы не установлено. Минеральный состав (в %): роговая обманка – 40–60, плагиоклаз (An_{30-40}) – 20–40, биотит – 5–10, эпидот-цоизит – 2–5, кварц – 0–5. Акцессорные минералы ильменит, апатит, сфен, рутил, циркон (единичные зерна). Вторичные минералы представлены хлоритом и карбонатом. В породах выделяется три генерации амфиболов [129] – реликтовый субщелочной глаукофанового ряда с плеохроизмом от голубовато-

* Здесь и далее цифры в скобках соответствуют номерам массивов на схеме (рис. 4).



- Рис. 4. Схема расположения интрузивных и субвулканических массивов по комплексам.**

держание сидерофильных элементов: Co – 0,006 %, Ni – 0,015 %, P – 0,1 % и халькофильных: Cu – 0,02 %, Zn – 0,02 %. Полный химический состав пород приведен в приложении 8.

Ортоамфиболиты метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации и относятся к метагаббродолеритовой формации.

По валовым пробам из ортоамфиболитов верховий р. Кутукас, Rb-Sr методом получены определения радиологического возраста, составляющие $1\,652 \pm 32$ млн лет (прил. 7).

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

НИЖНЕ-СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Образования нижнего–среднего рифея формировались в двух геологических районах: Ангаро-Тунгусском и Исаковском. Ангаро-Тунгусский геологический район занимает центральную и восточную часть площади, развивавшейся в ранне-среднерифейское время в режиме пассивной окраины континента [68], на шельфе которого накапливались породы сухопитской серии. Исаковский район представляет собой фрагмент Исаковского террейна [6, 179], в пределах которого в ранне-среднерифейское время формировались океанические породы фирсовской толщи.

АНГАРО-ТУНГУССКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

В геологическом районе в пределах площади развиты породы сухопитской серии, в которой выделяются кординская, горбилокская, удерейская и погоруйская свиты.

Сухопитская серия представляет полный трансгрессивно-регрессивный цикл: от мелководных грубообломочных пород кординской и горбилокской свит, через тонкие более глубоководные пелитовые породы удерейской свиты к прибрежным ритмичнослоистым пелито-псаммитовым флишоподобным породам погоруйской свиты. Верхи разреза серии – прибрежно-лагунные карбонатные породы свиты Карточки и аладынской свиты, развиты непосредственно к востоку от площади [19, 178]. Породы серии метаморфизованы в зеленосланцевой фации и выделяются как аспидная формация.

Кординская свита (RF₁kd) узкой (1–2 км) полосой распространена в междуречьях Кутукас–Вороговка–Северная–Верх. Глотиха. В составе свиты выделяются три пачки с неотчетливыми постепенными границами: нижняя – псефито-псаммитовая, средняя – алевритовая и верхняя – псаммито-алевритопелитовая ритмитоидная.

Нижняя пачка вскрывается в долине р. Вороговка в 6 км ниже устья р. Черная, где сланцы белоручьевской свиты несогласно перекрыты горизонтом (16–20 м) разноразмерных розовых и желтовато-серых метапесчаников и метагравелитов кварц-полевошпатовых (опорное обнажение 10). На склонах долины Вороговки встречены линзы (1–2)×(10–30) м конгломератов с уплощенной, плохо окатанной галькой биотит-гранатовых сланцев подстилающей белоручьевской свиты и окатанных обломков кварцитов и кварца. Выше залегают белые, зеленовато-белые кварцевые метапесчаники, переслаивающиеся (от 20–30 см до 1–2 м) с розовыми, желтоватыми, светло-серыми аркозовыми метапесчаниками с прослоями и линзами белых метагравелитов, количество и мощность которых уменьшаются вверх по разрезу. В верхней части пачки среди метапесчаников развиты прослои (первые метры) серых биотит-серицит-кварцевых металевролитов, метаалевропесчаников, очень редко – метагравелитов. Мощность пачки 300–350 м. Аналогичный разрез нижней пачки свиты вскрывается в долине р. Кутукас, в 4 км ниже устья р. Лев. Кутукас, где на узловатых кристаллических сланцах свиты хребта Карпинского (опорное обнажение 17) залегают зеленоватые мелкоравномернозернистые кварцитовидные полевошпатсодержащие метапесчаники (30 м) с горизонтом (1 м) мелкогалечных (галька – кварц, кварциты) метаконгломератов в основании. Разрез пачки надстраивается розовыми, зеленоватыми и светло-серыми аркозовыми метагравелитами и метапесчаниками с прослоями слюдистых метаалевропесчаников. Мощность пачки в этом разрезе составляет 280 м [111]. В верховьях р. Северная базальные горизонты пачки с угловым несогласием залегают на сланцах рязановской свиты (опорное обнажение 4), на левобережье р. Черная (14 км выше ее устья) – на мраморах рязановской и метапесчаниках белоручьевской свит. В бассейне р. Черной содержание микроклина в метагравелитах и метапесчаниках возрастает до 15–25 %, они приобретают крупнообломочную структуру, красно-розовый цвет, «гранитный» облик. За пределами площади, на склонах г. Коврига, метагравелиты и метапесчаники пачки залегают на гнейсах немтинского метаконгломерата, в долине р. Бол. Алманакан – на амфиболитах и мраморах малогагаревского метаконгломерата [178], в верховьях р. Тея – на плагиогранито-гнейсах ерудинского ком-

плекса [177].

Метапесчаники кварцевые и аркозовые имеют реликтовую псаммитовую, бластопсаммитовую структуру и слоистую текстуру. Цемент биотит-серицит-кварцевый, кварц-полевошпатовый пленочный, контактовый, регенерационный. Усредненный состав: кварц (70–90 %), альбит-олигоклаз и микроклин (10–25 %), крупночешуйчатый серицит и биотит (до 10 %), турмалин, окатанные обломки кварцитов, магнетит, алмадин. Галька в метагравелитах и метаконгломератах представлена голубым, прозрачным и белым кварцем, розовыми и белыми полевыми шпатами, кварцитами, гранатовыми и турмалинсодержащими сланцами. Содержание кремнезема в метапесчаниках и метаконгломератах варьирует в широких пределах (от 72 до 91 %) при повышенных содержаниях K_2O (2–6 %), низких значениях Na_2O (0,15–0,62 %), глинозема (4–11 %), окислов железа (1–3 %).

Метапесчаники немагнитны, имеют среднюю плотность – 2,61 г/см³, повышенную радиоактивность, обусловленную содержанием калия.

Средняя пачка (300–400 м) сложена серыми биотит-серицит-кварцевыми сланцами (биотитовые метаалевролиты) с микрослоистой текстурой, бластоалевритовой и лепидогранобластовой структурой. Состав зерен: кварц, полевые шпаты, кальцит, сидерит; цемент биотит-серицитовый. Слоистость обусловлена чередованием (0,1–1,0 мм) кварцевых и слюдисто-карбонатных (кальцит – 5–10 %) слоев.

В верхней пачке (300–350 м) преобладают алевритовые биотит-серицит-кварцевые сланцы (биотитовые метаалевролиты) с прослоями (5–30 см) метаалевропесчаников и метапесчаников. Среди них выделяются горизонты (от 0,2 до 10–30 м) тонкого ритмичного чередования сланцев и метаалевропесчаников. Для сланцев характерны значительные вариации содержания кремнезема (54–68 %), повышенная глиноземистость (15,15–22,43 %), повышенные содержания окислов железа (до 8 %), высокие значения показателя зрелости материала поступающего в область седиментации Ф. Петиджона ($SiO_2/Al_2O_3=2,8-3,4$) [40].

Общая мощность отложений кординской свиты составляет 900–1 100 м.

Породы свиты метаморфизованы в биотитовой субфации зеленосланцевой фации. В тектонических зонах и во фронтальных участках надвигов они рассланцованы, преобразованы в мусковит-гранатовые бластомилониты, иногда графитизированы и березитизированы, вмещают проявления и пункты минерализации золота.

Плотность пород свиты составляет 2,60–2,72 г/см³. Магнитная восприимчивость их зависит от степени метасоматической проработки – отдельные образцы сланцев имеют магнитную восприимчивость – до $(2\ 000-3\ 000) \cdot 10^{-5}$ СИ, за счет вкрапленников новообразованного магнетита. В целом породы свиты характеризуются спокойным, преимущественно отрицательным магнитным полем, значениями поля МЭД – 3–4 мкР/ч на фоне градиентной ступени или относительного повышения поля $\Delta g_{\text{ост}}$. В зонах милонитизации значения магнитного поля возрастают до 300–500 и 500–1 500 нТл, при графитизации повышаются и значения поля МЭД до 5–8 мкР/ч.

На АФС породам свиты соответствует ровный темно-серый фототон, изредка полосчатый рисунок микрорельефа.

Раннерифейский возраст свиты устанавливается условно по радиологическим данным (1 740 млн лет U-Pb методом по аллотигенному циркону из метаконгломератов р. Нойба, 1 635 млн лет – по сланцам р. Татарка) и принят в соответствии с легендой [127]. Есть предположение о среднерифейском возрасте отложений свиты [41, 67]. Из метапесчаников нижней пачки кординской свиты в разрезе р. Вороговка было отобрано более 600 зерен циркона. Преобладают зерна (от менее 0,1 до 0,4 мм) дипирамидальной и призматической формы с четкими гранями, зональные кристаллы с сохранением ядра. Отмечаются округлые окатанные зерна без признаков огранки. Цвет цирконов розовый, светло-бурый, желтовато-розовый, бесцветный. В отдельных зернах установлено наличие газово-жидких включений, а также вросстки апатита и турмалина. Цирконы были исследованы U-Pb методом в лаборатории ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике. Было получено три группы определений возраста цирконов: 831–988, 1 038–1 226 и 1 918–2 340 млн лет. Мы полагаем, что древние значения возраста получены по аллотигенным, переотложенным зернам цирконов, выделенных при размыве раннепротерозойских подстилающих образований, а более молодые – соответствуют этапам метаморфических преобразований. Породы свиты следует относить к среднему рифею, но, не имея доказательных определений, возраст оставляется в соответствии с легендой – ранний рифей.

Горбилоская свита (RF₂gr) распространена в верховьях р. Верх. Глотиха, на водоразделе между р. Рыбная и руч. Курочкин, в междуречье Вороговка–Кутукас. Свита сложена нитевидно-слоистыми алевритистыми «шелковистыми» серицит-хлоритовыми сланцами (алеврити-

стыми метапелитами) зеленовато-серого, зеленого цвета лепидогранобластовой, порфиробластовой структуры и сланцеватой текстуры. Сланцы состоят из тонкочешуйчатого (0,01–0,07 мм) хлорит-серицитового агрегата с пунктирно-нитевидными слоями алевритистого (0,01–0,1 мм) материала, представленного кварцем и альбитом. Акцессорные минералы: пирит, ильменит, циркон, гранат, магнетит. В отдельных прослоях нитевидная слоистость исчезает, плавно сменяясь однородными сланцами. Порфиробластовая структура проявлена спорадически при наличии (1–2 %) новообразований биотита, часто хлоритизированного. Отдельные прослои сланцев (мощностью до 200 м) содержат вкрапленники магнетита (1–4 %). Иногда устанавливается чередование пластов (5–75 м) с вкрапленностью магнетита. Содержание магнетита увеличивается с увеличением содержания новообразованного биотита. В разрезе р. Вороговка сланцы в значительной степени графитизированы (содержание графита достигает 20 %) и карбонатизированы (вкрапленность сидерита и доломита – до 5 %). Мощность свиты 600–700 м.

Граница с кординской свитой постепенная, проводится по исчезновению кварцевого псаммитового материала и по смене серого цвета на устойчивый зеленый. Верхняя граница с породами нижеудерейской подсвиты также постепенная и выражается в появлении темно-серых метапелитов. Наличие характерного для горбилоской свиты нитевидно-слоистого распределения алевритистого материала в зеленых сланцах (темно-серый цвет обусловлен наложенной графитизацией), позволяет уверенно относить породы разреза р. Вороговка к горбилоской свите и сопоставлять их с разрезами в бассейне р. Верх. Глотиха.

Для сланцев типичны высокие содержания глинозема (до 18,69 %), окислов железа (9 %) и повышенные значения щелочного модуля ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,36$). Сланцы метаморфизованы в хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. При вторичном рассланцевании в зонах нарушений породы преобразуются в гранат-серицит-кварцевые бластомилониты, в них проявлены графитизация, березитизация, окварцевание, вмещающие проявления и пункты минерализации золота (опорное обнажение 8).

Породы свиты характеризуются высокодисперсным положительным магнитным полем (обусловленного полосовидным распределением магнетита) в пределах градиентных зон остаточного поля Δg и значениями поля МЭД – 3–4 мкР/ч.

На АФС свита выделяется серым ровным фототонном и штриховатым микрорельефом.

Возраст отложений принят как среднерифейский в соответствии с легендой и по радиологическим данным – 1 205 млн лет по сланцам в бассейне р. Тис (К-Аг метод) [127].

У дерейская свита. На смежных изданных листах отложения свиты подразделены на три подсвиты: нижнюю – сероцветную пелито-алеврито-псаммитовую, среднюю – зеленоцветную пелитовую и верхнюю – темноцветную пелито-алевритовую [129, 177, 178, 181]. Подсвиты имеют четкие картировочные признаки и уверенно прослеживаемые границы. На Вороговской площади отложения верхней подсвиты не выходят на дневную поверхность. Среднерифейский возраст свиты определяется согласным залеганием между радиологически датированными отложениями горбилоской и погорюйской свит [127].

Нижеудерейская подсвита (RF_{2ud_1}) обнажена в узкой полосе по бортам р. Вороговка в 4 км выше устья р. Лиственная, где согласно с постепенным переходом залегает на зеленоватых алевритистых сланцах горбилоской свиты. Разрез подсвиты начинается горизонтом (первые метры) темно-серых серицит-углеродистых сланцев. Они сменяются пачкой (150–200 м) ритмичнослоистых темно-серых серицит-углеродистых сланцев (метапелитов) с тонкими (1–3 мм) светло-серыми серицит-кварцевыми алевролитовыми прослоями. Среди полосчатых сланцев встречаются кремнисто-карбонатные стяжения (5–30 см) неправильной и овально-вытянутой формы и кварц-карбонатные жильные выделения. Вмещающие их сланцы интенсивно милонитизированы, карбонатизированы, графитизированы, содержат порфиробласты биотита. Можно предполагать, что овальные стяжения сопоставимы с конкрециями со структурой «cone-in-cone», характерными для низов разреза подсвиты [27, 178]. Разрез подсвиты наращивается на левобережье р. Вороговка выше руч. Сиенитовый и представлен пачкой (300–350 м) монотонных темно-серых серицитовых сланцев (метапелитов). Верхняя часть разреза размыта, общая мощность подсвиты не более 500 м.

Сланцы тонкочешуйчатые (0,005–0,04 мм) серицитовые с примесью хлорита (5–15 %), тонкодисперсного углеродистого вещества (1–3 %), рассеянных зерен кварца, альбита, циркона, апатита, граната. Алевритовые слои сложены угловато-окатанными зернами (0,01–0,3 мм) кварца (50–70 %), серицитом (10–50 %), хлоритом (5–25 %), альбитом (5–10 %), графитом (0–3 %).

Породы подсвиты слабомагнитны (χ изменяется от 19 до $101 \cdot 10^{-5}$ СИ), средняя плотность – 2,73 г/см³. Характеризуется значениями поля МЭД – 5–8 мкР/ч, отрицательным магнитным полем в зоне градиентной ступени поля $\Delta g_{\text{ост}}$.

На АФС подсвета выделяется серым фототонном и мелко изрезанным микрорельефом.

Породы подсветы в разрезе р. Вороговка были отнесены к боровушкинской свите (нижнекординской подсвете) [127]. Наличие алевроитовых ритмитов в разрезе и появление кремнисто-карбонатных конкреций позволяет отнести их к нижеудерейской подсвете.

Среднеудерейская подсвета (RF_{2ud_2}) распространена в небольшом тектоническом блоке на севере площади в бассейне р. Кручи, где сложена монотонными зелеными, серо-зелеными серицит-хлоритовыми сланцами с прослоями карбонатсодержащих. Они представляют собой тонкочешуйчатые (0,005–0,05 мм) метапелиты (серицит – 70–80 %, хлорит – 5–20 %, железистые карбонаты – 2–5 %). При выветривании сланцы приобретают специфический пористый пятнисто-точечный облик с ярко-бурыми охрами (по железистым карбонатам). Граница с нижней подсветой не обнажена, а на соседних территориях проводится по первому появлению зеленых сланцев или сланцев с охристыми точками [178]. В верхах разреза подсветы появляются тонкие прослои (от 1–5 мм до 10–15 см) бурых карбонатных сланцев. Алевроитистый материал, представлен кварцем (1–3 %), единичными зернами пирита, пирротина, циркона, граната, апатита, турмалина, участками развита вкрапленность магнетита (1–5 %). Мощность разреза подсветы составляет более 400 м, контакт с верхнеудерейской подсветой не обнажен.

Магнитная восприимчивость сланцев колеблется в очень широких пределах (χ изменяется от 28 до $2\,646 \cdot 10^{-5}$ СИ), подсвете соответствуют слабые (10–50 нТл) аномалии магнитного поля.

На АФС сланцы выделяются светло-серым фототонном, изрезанным микрорельефом.

Погорюйская свита (RF_{2pg}) распространена на правобережье р. Бол. Лебяжьей. Полного разреза свиты на площади нет, отложения ограничены разрывными нарушениями и с несогласием перекрыты породами лебяжинской свиты. На соседней территории (лист Р-46-XXVI), установлено согласное с постепенным переходом залегание пород свиты на породах верхнеудерейской подсветы. Граница между ними проводится по появлению частых тонких (1–5 мм) прослоев алевропесчаного материала в темно-серых метапелитах [18, 181]. Свита сложена ритмично переслаивающимися темно-серыми, зеленовато-серыми серицитовыми сланцами (метапелитами), метаалевролитами, метаалевропесчаниками и метапесчаниками. Обломочные и глинистые разности образуют двучленные (редко – трехчленные и четырехчленные) трансгрессивные градационно-слоистые ритмы псаммито-пелитового, алевропелитового, псаммито-алевропелитового состава. Выделяются ритмы тонкослоистые (1–2 мм), рядовые (5–10 мм), широкослоистые (20–50 мм) и грубослоистые (100–200 мм). Слоистость параллельная, линзовидная и косая, с раздувами и перемычками, на границах слоев устанавливаются поверхности размыва. В верхней половине разреза распространены слои (0,3–5 м) мелко-, среднезернистых светло-серых метапесчаников (иногда гравийных) и светло-серых, белых и желтоватых кварцитов с характерными круглыми буроватыми пятнами от разложившегося пирита. Количество их и мощность возрастает вверх по разрезу. Вскрытая мощность свиты составляет более 900 м, низы разреза не обнажены, а верхняя часть разреза размыта. В метапесчаниках и алевропсаммитовых составляющих ритмов преобладают окатанные зерна кварца (65–85 %), присутствуют полевые шпаты (до 15 %), обломки кварцитов (до 5 %), циркон, турмалин, лейкоксен, пирит. Цемент (20–30 %) регенерационный, пленочно-поровый лимонит-кварцевый или хлорит-серицит-кварцевый, иногда с примесью кальцита и доломита. Пелитовая составляющая ритмов имеет хлорит-серицитовый состав с примесью углеродистого вещества. Характерно повышенное содержание кремнезема (69–72 %) и литофильных элементов [179].

Породы свиты немагнитны, имеют плотность – от 2,50 до 2,68 г/см³, выделяются спокойным положительным магнитным полем интенсивностью до 25 нТл, значениями поля МЭД – около 5 мкР/ч.

Частые прослои кварцитов образуют грядовый рельеф, поэтому на АФС свита выделяется светло-серым фототонном и штриховато-полосчатым микрорельефом.

Среднерифейский возраст свиты подтверждается радиологическими определениями по глаукониту из метапесчаников разреза р. Иркинеева – 1 080–1 110 млн лет [127]. Свита имеет ярко выраженный ритмично-слоистый флишевый характер разреза, на основании которого Е. С. Постельников [79], А. И. Забияка [41] предлагают выделять ее из состава аспидной формации сухопитской серии в собственную ритмично-слоистую, а В. В. Хоментовский [96] – относить в самостоятельную большепитскую серию. Постепенный переход от удерейской свиты к погорюйской, изученный во многих разрезах [19, 20, 127, 179] не позволяет отрывать погорюйскую свиту от сухопитской серии. С началом формирования флишоидов погорюйской свиты, видимо, связано начало субдукционных процессов за пределами шельфа континента [68].

ИСАКОВСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

В пределах площади в Исаковском геологическом районе на ранне-среднерифейском уровне развиты вулканогенные породы фирсовской толщи и исаковского субвулканического комплекса. На средне-позднерифейском уровне распространены вулканогенно-осадочные породы торжихинской и листовининской толщ и торжихинского субвулканического комплекса, формирование которых происходило в разных геодинамических обстановках, обособленных как Торжихинская и Листовининская геологические площади. Ранее эти толщи сопоставлялись с породами сухопитской или тунгусикской серий [16, 17, 21, 22]. В тектоническом плане выделялись, как Исаковский синклиниорий [16, 21], а позднее, как Исаковский террейн [6, 9, 179].

Фирсовская толща ($RF_{1-2}fr$) выделена в виде узкой (1–5 км) дугообразной полосы – от бассейна р. Кутукас до верховий р. Порожная, выдержана по составу, сложена монотонными толеитовыми метабазами. За пределами площади прослеживается до Осиновского порога на севере и на юге до устья рр. Верх. Сурниха и Борисиха [21, 52, 123, 180]. Среди метабазальтов толщи постоянно присутствуют мелкие субпластовые тела, тонкие дайки, шлироподобные обособления и безкорневые согласные пластины метагаббро исаковского субвулканического комплекса, реже развиты тела серпентинизированных гипербазитов сурнихинского комплекса. Границы толщи с окружающими ее породами тектонические (опорные обнажения 3, 24), перекрывается она с угловым несогласием отложениями вороговской серии верхнего рифея. Мощность толщи оценивается, по построениям и геофизическим данным, более 2 500 м.

Метабазалты – хлоритизированные, эпидотизированные, амфиболитизированные, альбитизированные, часто рассланцованные породы светло-зеленого, зеленого и зеленовато-серого цвета с реликтовой офитовой структурой. Породы состоят из альбита (30–60 %), хлорита (30–40 %), актинолита (10–15 %), роговой обманки (5–10 %), клиноцоизита (5–10 %); вторичные – лавсанит, пумпеллиит, кварц, серицит, кальцит (до 5 %), лейкоксен, пирит, сфен. Породы катаклазированы, пронизаны сетью прожилков, выполненных альбитом, эпидотом, кальцитом, реже – кварцем. Размеры зерен не превышают 0,1–0,3 мм, обычно – до 0,01–0,02 мм. Текстура пород этакситовая, миндалекаменная, шлировая, участками заметна подушечная или шаровая отдельность. Миндалины выполнены хлоритом, эпидотом или карбонатом. Отдельные мелкозернистые разновидности можно отнести к афанитовым метабазальтам, сложенные агрегатом цоизита, эпидота, альбита и хлорита, роговой обманки (зерна – до 0,05 мм) и пирита. В шлировых выделениях неправильной и линзовидной формы (до 1 м) наблюдаются крупнокристаллические разности, имеющие габбро-офитовую структуру, сложенные роговой обманкой, клиноцоизитом, хлоритом, эпидотом, альбитом (иногда в сростании с кварцем), сфеном, пиритом. В тектонических зонах контактов метабазалты рассланцованы, превращены в хлоритовые blastomylonites, часто с гранатом и полосовидным выделением кварц-полевошпатового агрегата. Породы толщи метаморфизованы в хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

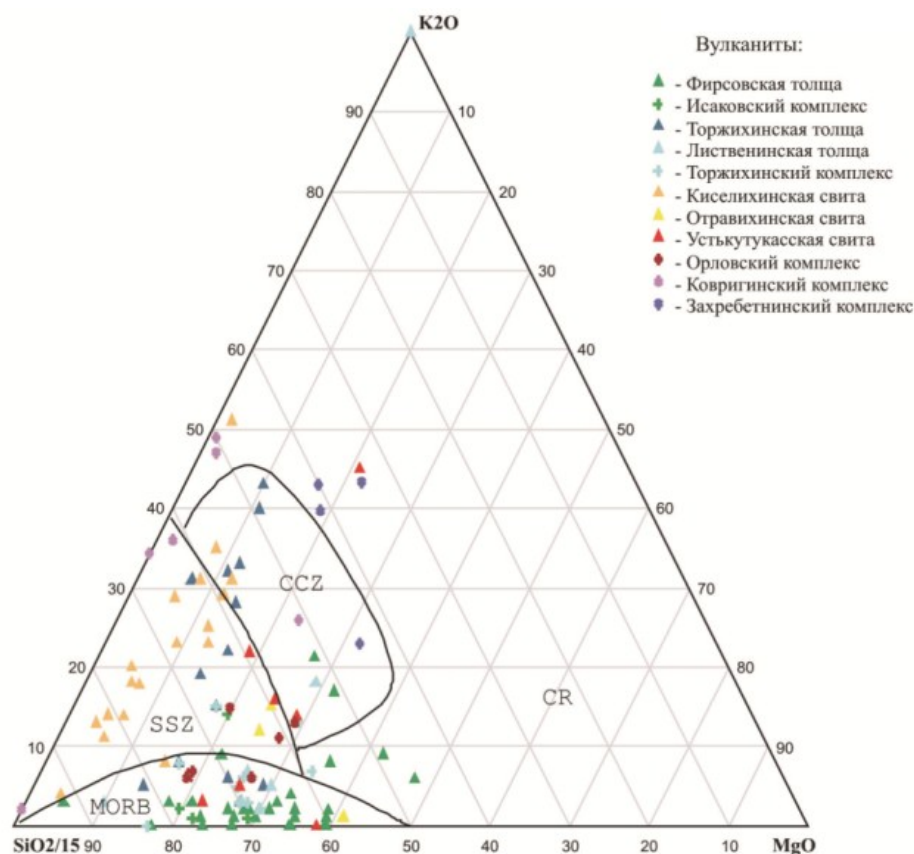
По петрохимическим данным метабазалты толщи соответствуют по составу оливиновым базальтам и базальтам, относятся к низкощелочным натриевым ($K_2O/Na_2O=0,07$), низкоглиноземистым (Al_2O_3 – не превышает 14–16 %), высокотитанистым (TiO_2 – до 1,68 %), высокожелезистым, высокомагнезиальным (MgO – 6,97–8,01 %) толеитам. На диаграммах (рис. 5, 6) фигуративные точки пород толщи концентрируются в поле MORB – базальтоидов срединно-океанических хребтов (COX). Геохимические особенности базальтоидов подчеркиваются высокими значениями отношений Ti/Cr и Ni/Co , что характерно для океанических базальтов.

Базальтоиды фирсовской толщи [4, 66] могут рассматриваться как типичный представитель второго слоя океанической коры (1 – осадочные породы, 2 – толеитовые базальты, 3 – габброиды, 4 – дуниты и гарцбургиты [4]). Содержания редкоземельных элементов, по субвулканическим телам Борисихинского массива, также свидетельствуют, что они сформировались в обстановке океанического спрединга [53].

Средняя плотность метабазальтов составляет $2,84 \text{ г/см}^3$, они немагнитные, характеризуются низким содержанием радиоактивных элементов. Метабазалты выделяются положительными аномалиями остаточного поля Δg (2–4 мГал) в пониженных значениях поля МЭД (2–5 мкР/ч) и отрицательном магнитном поле.

По геофизическим данным толща выделяется положительными аномалиями остаточного поля Δg . В метабазальтах толщи выявлено Хариузихинское проявление медноколчеданных руд (опорное обнажение 23), которое можно отнести к проявлениям спрединговых зон типа «черных курильщиков» [66].

На АФС толща выделяется ровным темно-серым, микропятнистым рисунком фототона.



Поля на диаграмме: MORB - срединно-океанических хребтов, SSZ - зон субдукций, CR - континентальных рифтов, CCZ - зон континентальной коллизии [28]

Рис. 5. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O--TiO}_2$ для вулканитов Вороговской площади.

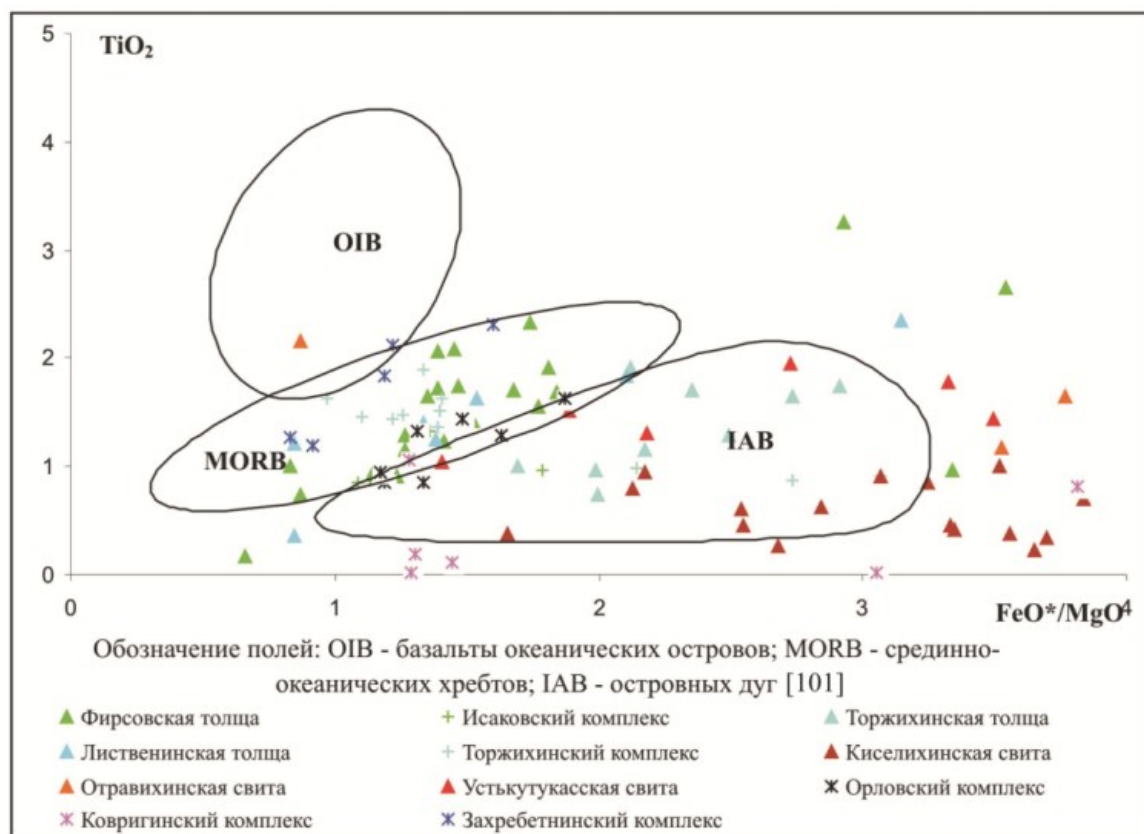


Рис. 6. Дискриминантная диаграмма $\text{TiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ для вулканитов Вороговской площади.

По валовым пробам из метабазальтов фирсовской толщи, отобранных в долине р. Кутукас, 10 км выше устья р. Хариузи́ха, Rb-Sr методом были получены определения радиологического возраста $1\,370 \pm 21$ млн лет, в среднем течении р. Хариузи́ха – $1\,243 \pm 37$ млн лет. Метабазальты толщи прорваны пегматоидными кварц-мусковит-микроклиновыми жилами, радиологический возраст которых определен в 609 ± 8 млн лет [179].

Субвулканические образования **исаковского габбродолеритового комплекса** ($v\beta RF_{1-2}is$) выделены, как фрагмент слоя океанической коры, ассоциирующего с толеитовыми базальтами фирсовской толщи. Образования исаковского комплекса вместе с толеитами фирсовской толщи и гипербазитами сурнихинского комплекса объединяются в базит-ультрабазитовую формацию срединно-океанических хребтов (офиолиты MORB-типа) (рис. 6). Породы комплекса на площади слагают sillоподобные и субпластовые узкие протяженные тела, распространены среди толеитовых метабазальтов фирсовской толщи от ручья Бедового до бассейна р. Порожной, в пределах Исаковского террейна, образуя цепь линзовидно-вытянутых массивов. Залегание тел крутое, падение западное, согласное с падением вмещающих пород, мощность в среднем 0,4 км, максимальная – до 0,6 км. Сложены они амфиболизированными метадолеритами, габбродолеритами, метагаббро, от мелкозернистых (в краевых частях) до крупнозернистых (в центральных) и гигантозернистых (пегматоидных) в наиболее мощных телах.

Наиболее крупным является Летнинский массив (6), который вытянут от приустьевой части р. Нежданной до верховий р. Летней. Массив является петротипом исаковского комплекса (петротип 7) и представляет крупный ($16 \times 5,5$ км) sill, вытянутый в субмеридиональном направлении. Он сложен габбродолеритами, метагаббро (от мелко-средне-, до крупнокристаллических и гигантозернистых) и, в приконтактных частях, – метадолеритами. Восточный контакт массива представляет надвиговую зону, по которой метагаббродолериты надвинуты на породы торжихинской толщи. В юго-западной части массива установлен нормальный интрузивный контакт с вмещающими его толеитовыми метабазальтами фирсовской толщи. В зоне контакта развиты мелкозернистые метадолериты. В центральной части массива часто прослеживается полосовидное (от 10–30 см до 1–2 м) чередование крупнозернистых (до гигантозернистых) пегматоидных и мелкозернистых (более меланократовых) разностей. Границы полос неровные, заливообразные, но резкие, четкие, без постепенных переходов, отдельные полосы «закручены» в складки или шарообразные обособления.

Метаморфизованные габбродолериты – темно-серые, зеленовато-серые среднезернистые породы, массивной такситовой текстуры, габбро-офитовой, пойкилоофитовой структуры. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (An_{50-63}) – 40–50, клинопироксен – 50–55, актинолит – до 5, сфен и ильменит – до 1. Плагиоклаз нацело сосюритизирован и замещен тонкозернистым агрегатом эпидот-цоизита, альбита, карбоната и хлорита, актинолит образует псевдоморфозы по пироксену, при этом выделяется лейкоксен.

Метагаббро по составу аналогичны габбродолеритам, отличаются проявлением реликтовой габбровой, с участками пегматоидной, структуры. Размеры отдельных кристаллов роговой обманки достигают 1–2 см. Изредка, в отдельных полосах (до 20 м) проявлена миндалекаменная текстура.

Метадолериты краевых фаций тел – мелкозернистые породы гранонематобластовой, реликтовой диабазовой структуры. Актинолит полностью образует псевдоморфозы по пироксену (0,1–0,3 мм). Минеральный состав (%): актинолит – 80, эпидот-цоизит – 15, альбит – 4, ильменит, апатит, эпидот, лейкоксен – 1.

Породы массива обладают избыточной плотностью ($0,2\text{--}0,25\text{ г/см}^3$) и выделяются положительной аномалией остаточного поля $\Delta g_{\text{ост}}$ интенсивностью 8–12 мГал и значениями поля МЭД – 3–4 мкР/ч. На фоне спокойного отрицательного магнитного поля отмечаются отдельные изометричные аномалии поля (ΔT)_д интенсивностью 50–150 нТл, обусловленные не выходящими на поверхность телами гипербазитов. Вертикальная мощность массива по гравиметрическим данным оценивается в 3,5 км.

На АФС габброиды выражаются темно-серым фототонем и мелкобугристым микрорельефом.

Ряд мелких линзовидно-ленточных и субпластовых тел расположен в междуречье Михеева–Кутукас (Верхнемихеевская группа массивов) (10), а также в верховьях р. Хариузи́ха и руч. Бедовый (Бедовинско-Хариузи́хинская группа массивов) (19). Они прорывают метабазальты фирсовской толщи и по тектоническим зонам вмещают гипербазиты сурнихинского комплекса. Ширина выхода отдельных тел варьирует от 0,2 до 0,6 км при длине – от 6 до 10 км. Сложены тела зеленовато-серыми метагаббродолеритами. Часто встречаются метадолериты, которые обладают реликтовой порфиоровой структурой и диабазовой структурой основной массы. Порфиоровые выделения представлены сосюритизированным плагиоклазом длиннопризматической

формы, основная масса сложена сосюритизированным плагиоклазом, актинолитом, лейкоксом и кальцитом. Минеральный состав (в %): актинолит – 40, эпидот-цоизит – 50–55, лейкоксен – 2–3, кальцит – 1–2, альбит – 0–2, хлорит – до 1, ильменит, апатит – ед. зерна.

По химическому составу породы исаковского комплекса близки метабазальтам фирсовской толщи, относятся к умеренно глиноземистым, умеренно титанистым (1,1–1,30 % TiO_2), высокожелезистым и высокомагнезиальным ($\text{MgO} > 8$ %) породам натриевой серии. Химический состав пород комплекса приведен в приложении 8. Содержание сидерофильных и халькофильных элементов близко к кларковым [179].

Габброиды Летнинского массива по минералогическому и химическому составу сопоставляются с габброидами Борисихинского массива Исаковского террейна [53]. По содержанию редкоземельных элементов и петрохимическим особенностям предполагается, что формирование пород Борисихинского массива происходило в обстановке океанического спрединга. По цирконам, выделенным из пегматоидных габброидов, на установке SHRIMP-II в лаборатории ВСЕГЕИ определен радиологический возраст пород Борисихинского массива – 682 ± 13 млн лет [53]. Полученные значения возраста отражают время метасоматических преобразований, возможно, близки времени обдукции океанических пород Исаковского террейна на континент.

Радиологический возраст габброидов Летнинского массива, определенный изохронным Rb-Sr методом по валовым пробам (15 проб из разреза р. Нежданной), составляет $1\,375 \pm 44$ млн лет и близок определениям возраста метабазальтов фирсовской толщи ($1\,243$ – $1\,370$ млн лет) [179]. Исходя из теоретических моделей, шельфовый комплекс сухопитской серии, с раннерифейской кординской свитой в основании, формировался после начала спрединга с образованием океанической коры. Возраст пород сухопитской серии принят как ранне-среднерифейский [127] и, соответственно, возраст пород океанической коры принят ранне-среднерифейским.

Толеитовые метабазальты фирсовской толщи, габброиды исаковского комплекса вместе с гипербазитами сурнихинского комплекса являются наиболее древними породами Исаковского террейна и, по имеющимся в настоящее время данным, отнесены к ранне-среднерифейским образованиям.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Средне-позднерифейские породы Исаковского геологического района выделены в пределах двух геологических площадей. В Торжихинской геологической площади это вулканогенные и карбонатно-терригенные породы торжихинской толщи и торжихинского субвулканического комплекса ранней энсиматической дуги. В Лиственинской геологической площади выделяются терригенные и карбонатные породы лиственинской толщи, которые могут рассматриваться как осадки задугового бассейна.

Торжихинская толща ($\text{RF}_{2-3\text{tr}}$) выделена Е. К. Ковригиной [17]. На площади толща распространена довольно широко и прослеживается через весь лист полосой (ширина – 2–10 км, длина – более 70 км) от р. Ниж. Сурниха до устья р. Лев. Порожная и за пределы площади на северо-запад до р. Енисей и устья р. Верх. Сурниха. Все контакты торжихинской толщи с обрамляющими породами тектонические. Она слагает ряд крупных и множество мелких, не выражающихся в масштабе карты, аллохтонных пластин, смята в сложные изоклинальные и цилиндрические складки. Породы милонитизированы, меланжированы и будинированы, часто графитизированы и карбонатизированы. Разрез толщи не имеет низа и верха, тем не менее, толща хорошо отличается от окружающих пород и довольно уверенно картируется на всем протяжении Исаковского геологического района. Можно предполагать, что аллохтонные пластины западной части полосы распространения толщи, сложены более молодыми породами, чем в восточной, фронтальной части аллохтона.

Толща сложена разноминеральными серицит-карбонат-кварцевыми метаалевропесчаниками, метапесчаниками, метагравелитами и хлорит-серицит-альбит-кварц-карбонатными сланцами (60–80 %), метабазальтами, метаандезитами и их туфами (10–25 %), мраморизованными доломитами и известняками (5 %), углеродистыми серицит-хлорит-кварцевыми сланцами (5 %). Особенностью толщи является практически постоянное присутствие в составе пород железистых карбонатов, при выветривании образуются ярко-бурые, оранжево-бурые охры и пористоячеистая поверхность, что позволяет выделять ее при геологической съемке, как маркер и уверенно прослеживать по всей площади.

В отдельных крупных аллохтонных пластинах сохранился, предположительно, первичный характер строения толщи, где она представлена ритмичным чередованием серых тонких сланцев (иногда алевроитистых) и метапесчаников, образующих двучленные пелито-псаммитовые

ритмы. Мощность прослоев колеблется от 0,1 до 10 мм. В отдельных пластинах мощность прослоев песчаников возрастает до 0,3–2,0 м, увеличивается их зернистость (от тонкозернистых до гравийных), появляются прослои метагравелитов. Иногда выделяются части разреза (до 50 м), когда преобладают серые серицит-хлорит-кварцевые сланцы, содержащие прослои карбонатных сланцев. Часто ритмы представлены чередованием прослоев (0,05–1,0 м) сланцев и мраморизованных известняков. Встречаются трехчленные ритмы, где в сланцах появляются прослои метапесчаников и прослои (0,5–5 см) темно-серых мраморизованных слюдистых известняков и доломитов. Во фронтальной части аллохтонных пластин, формируются олистостромоподобные конгломераты, – как проявление тектонического меланжа (опорное обнажение 22). Овально-вытянутые обломки представлены доломитами, известняками или метапесчаниками, реже – сланцами, иногда белым кварцем. Ширина выхода олистостромоподобных образований достигает 800–1 100 м. В толще встречаются тела метабазальтов и метаандезитов, метатифов основного и среднего состава, слагающие линейные тела, ширина выхода которых колеблется от 50–200 м до 1–1,5 км, при протяженности – от сотен метров до 5 км. Контакты тел метабазальтов резкие, четкие, метатифов – постепенные, расплывчатые.

Мощность толщи превышает 3 000 м.

Метапесчаники, металевропесчаники серицит-хлорит-альбит-кварцевые – серые массивные или сланцеватые разномасштабные породы, имеют пятнистую, пльчатую текстуру, бластопамятную структуру. Обломки (50–85 % объема породы) хорошей окатанности размером от 0,1 до 2 мм, представлены кварцем (75–80 %), полевыми шпатами (до 5 %), кварцитами, чешуйками кластогенного биотита. Обломки цементируются хлорит-серицитовым агрегатом (10–20 %). Сидерит и анкерит (10–40 %) в виде ксеноморфных выделений облекают обломки кварца или ассоциируют с серицитом в цементе.

Сланцы – серые, темно-серые листоватые, линзовиднослоистые породы с лепидогранобластовой, иногда реликтовой бластолевропамятной структурой, состоят из кварца (10–80 %) алевритовой размерности, серицита (10–60 %), хлорита (0–20 %), кальцита, доломита, сидерита и анкерита (0–30 %), альбита (0–5 %), редко – бурно-зеленого биотита; акцессорные: турмалин, рутил, пирит, магнетит.

Метабазальты – серо-зеленые афировые или редкопорфировые породы с тонкозернистой основной массой, массивные или рассланцованные, с бластопорфировой структурой и лепидогранобластовой и реликтовой интерсертальной структурой основной массы. Порфировые выделения (5–10 %) сложены альбитом и клиноцоизит-хлоритовым агрегатом. Основная масса сложена лейстами альбита (0,02–0,03 мм) и кальцит-хлорит-клиноцоизитовым агрегатом. Из акцессориев встречается лейкоксен. В миндалекаменных разностях миндалины имеют линзовидную форму и сложены хлорит-кальцитовым агрегатом. По химическому составу базальты относятся к известково-щелочной серии. По петрохимическим особенностям они соответствуют высокоглиноземистым островодужным толеитам андезибазальтовой серии островных дуг [15]. Большая часть анализов попадает в поле островодужных низкокальциевых толеитов (рис. 5, 6, 7).

Метаандезиты – зеленовато-серые породы с бластопорфировой структурой, пилотакситовой структурой основной массы. Порфировые выделения сложены табличками альбита (№ 5–10) размером 1–5 мм и составляют до 15 % объема. Основная масса сложена альбитом (0,05–0,1 мм) и клиноцоизитом, акцессорные минералы представлены сфеном, лейкоксеном, апатитом. Миндалины (1–3 % объема) выполнены кварцем, кальцитом и хлоритом. Метаандезибазальты отличаются большей меланократовостью основной массы, в которой клиноцоизит составляет 30–40 %.

Метатифы представляют собой зелено-серые, зеленые полосчатые сланцы с лепидогранобластовой и реликтовой литокристаллокластической структурой. В метатифах основного состава литокласты (1–1,5 мм) имеют линзовидную, угловатую форму и сложены эпидотизированными и хлоритизированными базальтами, кристаллокласты (10–25 % объема) представлены кварцем и альбитом, образуя цепочки в основной кальцит-клиноцоизит-хлоритовой массе. В метатифах среднего состава кристаллокласты кварца и альбита образуют линзовидные скопления в агрегате кальцита, кварца, клиноцоизита, хлорита, актинолита и лейкоксена.

Породы толщи немагнитны, плотность их – 2,70–2,75 г/см³, характеризуются спокойным отрицательным магнитным полем и значениями поля МЭД – от 3 до 5 мкР/ч в пределах градиентной ступени поля остаточных аномалий Δg .

На АФС толща выделяется серым фототонем и микрополосчатым и микроямчатым рисунком фотоизображения.

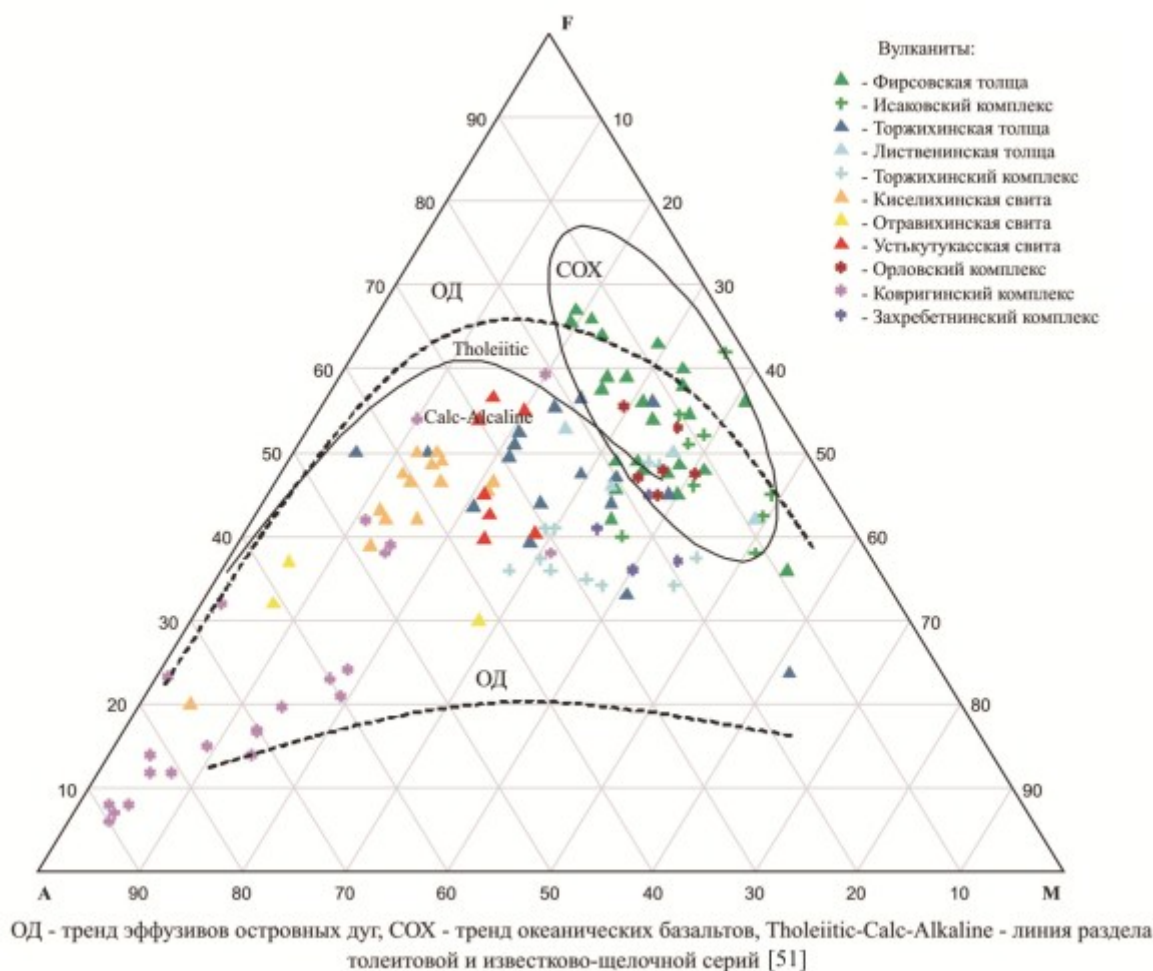


Рис. 7. Диаграмма АФМ для вулканитов Вороговской площади.

Торжихинский габбродолеритовый субвулканический комплекс ($v\beta, v\beta-\alpha; v\beta RF_{2-3tr}$) представлен линзовидными телами метагаббродолеритов, метаандезитов. Комплекс выделен Т. Я. Корневым в бассейне р. Верх. Сурнихи [48], из состава торжихинской толщи он выделен при ГДП-200 [179], ранее эти породы относились к исаковскому комплексу [111, 129]. К комплексу отнесены силлы и линзовидные субпластовые тела Левопорожинской (1) и Севернинской (5) групп, а так же Елагинский (4), Восточнинский (7) и Нижнесурнинский (22) массивы, расположенные в пределах Торжихинского аллохтона (рис. 4). Наиболее крупные тела комплекса: Нижнесурнинский, Елагинский и Восточнинский.

Нижнесурнинский массив расположен в бассейнах правых притоков р. Ниж. Сурниха, вытянут в северо-западном направлении на 2 км при ширине выхода – 0,8–1,0 км. С севера и запада контактирует с метабазами и метапесчаниками торжихинской толщи, с юга – ограничен разломом. По морфологии представляет собой пологопадающий (10–20°) на северо-восток субпластовый силл с расчетной мощностью не менее 250 м [111]. В магнитном поле ему соответствует слабая отрицательная аномалия. Массив имеет дифференцированное строение. Приподовенная часть его (20 м) сложена мелкозернистыми порфировидными метагаббродолеритами. Выше (40 м) залегают средне-крупнозернистые метагаббродолериты. Они сменяются (30 м) массивными лейкократовыми крупнозернистыми метагаббродолеритами. Верхняя прикровельная часть (110 м) сложена лейкократовыми мелкозернистыми порфировидными метагаббро, при этом к кровле тела содержание темноцветных минералов увеличивается. Контактные изменения вмещающих пород не выявлены.

Метагаббродолериты – темно-зеленовато-серые полосчатые средне-, крупнозернистые породы с бластоофитовой, пойкилобластической структурой и такситовой текстурой. Минеральный состав (%): плагиоклаз (андезин) – 55–60, роговая обманка – 25–30, клиноцоизит, хлорит, кварц, кальцит, анкерит – 5–15; акцессории – сфен, магнетит, апатит (1–2). Характерно чередование темноцветных (преобладают амфибол и хлорит) и светлоокрашенных (плагиоклаз, эпидот, кварц) полос (от 1–2 до 10–15 мм). Встречаются реликты более основного плагиоклаза, по роговой обманке развиваются актинолит и хлорит, кварц развит подчиненно в ксеноморфных

зернах между зерен альбита. Массивные метагаббро отличаются повышенной лейкократовостью (плагиоклаз (андезин № 35–37) – 65–70 %). В мелкозернистых разностях краевых фаций развиты таблитчатые порфировласты (5–10 мм) альбита. По химическому составу метагаббро близки известково-щелочным метабаазальтам торжихинской толщи и характеризуются повышенной глиноземистостью (19,4 %) и пониженной магнезиальностью (4,4 %).

Елагинский субпластовый массив расположен в междуречье Лев. Порожная и Северная, в плане имеет серповидную форму, неровные, заливообразные резкие контакты с вмещающими породами торжихинской толщи, вытянут в субмеридиональном направлении на 7 км при мощности 0,8 км. Сложен массив светло-зеленовато-серыми мелко-, среднезернистыми метагаббро-долеритами, имеющими реликтовую гломеропорфировую структуру и пятнистую текстуру. Они состоят из игольчато-призматического актинолита (70–80 %), плагиоклаза (10–20 %), клинопироксена (5–10 %), хлорита, лейкоксена, гидроокислов железа (2–5 %).

Восточнинский массив имеет серповидную форму, вытянут в субмеридиональном направлении на 8 км при ширине от 0,6 до 1,0 км. Массив дифференцирован – центральная часть его сложена зеленовато-серыми метагаббро-долеритами, а периферия – светло-серыми метаандезитами. По составу и структурно-текстурным особенностям метагаббро-долериты массива аналогичны выше описанным.

Метаандезиты – светло-зеленовато-серые породы с гранобластовой структурой и пятнисто-сланцеватой текстурой. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (частично замещен кальцитом, иногда эпидотом-цоизитом) – 50–60, хлорит (скопления чешуек 0,03–0,05 мм) – 10–20, кварц (агрегат с зернами до 0,05 мм) – 10–15, эпидот-цоизит – 5–10, пирит (зерна 0,05–0,25 мм вместе с кварцем, хлоритом и кальцитом) – 5–7, лейкоксен – 5–7, рутил – ед. зерна.

В мелких телах дифференциация отсутствует, слабо выражены краевые фации.

По химическому составу породы комплекса относятся к умеренно глиноземистым породам существенно натриевой серии, близкие к высокомагнезиальным базальтам, толеитовым андезитами и известково-щелочным дацитам серий островных дуг (рис. 6).

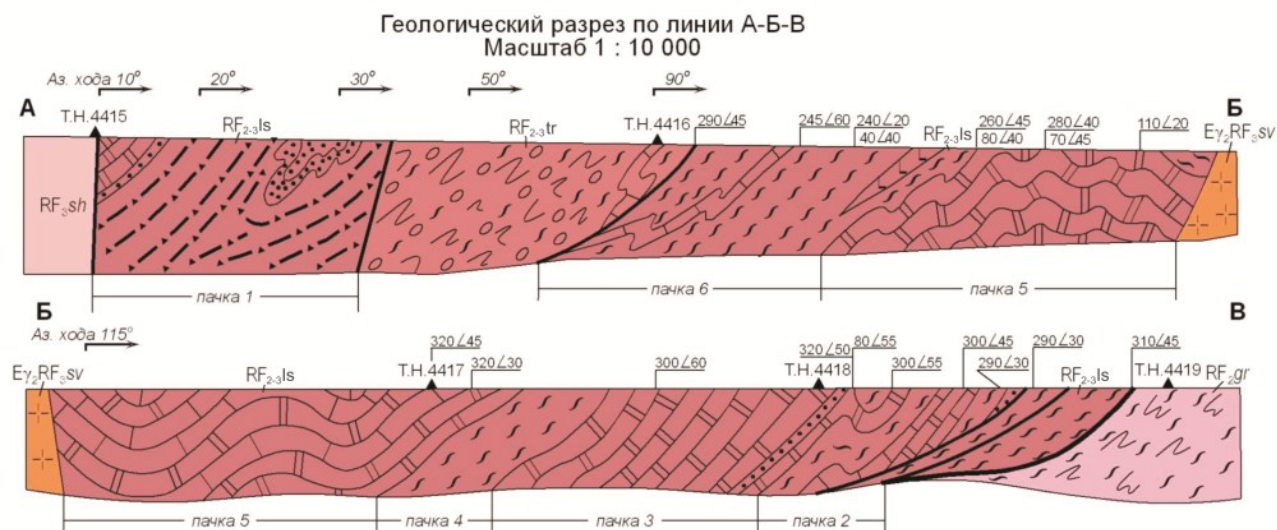
По петрохимическим особенностям мета-долериты комплекса комагматичны метабаазальтам толщи, что позволяет предполагать единство времени их образования и выделять в метаморфизованную базальт-андезит-карбонатно-терригенную формацию энсиматической (ранней) островной дуги.

Радиологический возраст метагаббро-долеритов Елагинского массива, определенный изохронным Rb-Sr методом составляет 928 ± 2 и 925 ± 15 млн лет. Породы торжихинской толщи параллелизуются с фирсовской толщей толеитовых метабаазальтов [127]. Образование ранней островной дуги, сформировавшейся на океанической коре, моложе времени формирования пород океанической коры и увязывается с проявлением субдукционных процессов, выразившихся на окраине континента, накоплением среднерифейских флишеидных пород погорюйской свиты. Поэтому принят средне-позднерифейский возраст торжихинской толщи и торжихинского субвулканического комплекса [179].

Лиственинская толща (RF₂₋₃ls) прослеживается полосой от верховий р. Михеева до бассейна р. Северная, была выделена Л. К. Качевским, в составе сухопитской серии и сопоставлялась со среднекординской подсвитой Ангара-Тунгусского геологического района [127]. Стратотип толщи обнажен в разрезе р. Вороговка (стратотипический разрез 12; рис. 8) и в долине р. Лиственная. В процессе ГДП-200 было установлено, что она слагает аллохтонную пластину во фронтальной части Исаковского террейна и должна относиться к Исаковскому геологическому району.

В разрезе по составу можно выделить 7 пачек, при этом, по р. Вороговка непрерывно обнажены пять пачек, а нижняя и верхняя пачки надстраиваются по обнажениям других отрезков долины реки и ее притоков. Предполагается, что породы, занимающие восточную, фронтальную часть аллохтона, более древние.

В тектоническом клине, на контакте с породами торжихинской толщи и сухореченской свиты, выделяется первая пачка (опорное обнажение 14). Сложена она олистостромовыми образованиями, метапесчаниками, метаконгломератами и метагравелитами, мраморизованными доломитами. В олистостроме уплощенные, угловато-окатанные обломки (0,2–40 см) представлены мраморизованными доломитами и известняками, сланцами, метапесчаниками, кварцем в слюдисто-карбонатно-кварцевом сланцевом матриксе. Карбонатные минералы представлены кальцитом, сидеритом, анкеритом и доломитом. Слюда обволакивает обломки, характерны микрозеркала скольжения. Отдельные олистолиты представлены глыбами (до 1,5 м) белого, иногда кавернозного кварца. Олистостромовые образования имеют постепенные, реже резкие контакты с розовато-серыми полимиктовыми метагравелитами и метапесчаниками, в которых иногда виден «подсев» галек и крупных обломков кварца и доломитов.



Масштаб 1 : 50 000



1 - четвертичные образования объединенные: аллювиальные пески, галечники, валунники, элювиально-солифлюкционные супеси, суглинки, глины осебнем; 2 - верхний рифей, сухореченская свита: доломиты; 3 - средний рифей, листовинская толща: мраморизованные доломиты и известняки, хлорит-полевошпатовые, хлорит-карбонатные, хлорит-серцитовые сланцы, метапесчаники, олистодрома, metabазальты; 4 - средний рифей, торжунская толща: кварц-хлорит-серцит-карбонатные сланцы, кварц-карбонатные метапесчаники, мраморизованные известняки; 5 - средний рифей, горбиловская свита: сланцы алевроитовые хлорит-серцит-кварцевые; 6 - средневожоговский комплекс: щелочные граниты, щелочные кварцевые сиениты; 7 - геологические границы; 8 - взбросы; 9 - надвиги; 10 - надвиг главный (фронт Исаковского террейна); 11 - метапесчаники, метагравелиты; 12 - мраморизованные известняки доломитизированные; 13 - мраморизованные доломиты; 14 - сланцы хлорит-полевошпатовые, хлорит-карбонатные, хлорит-серцитовые; 15 - олистодрома; 16 - меланжированные кварц-серцит-хлорит-карбонатные сланцы и метапесчаники; 17 - тела metabазальтов; 18 - щелочные граниты и щелочные кварцевые сиениты; 19 - элементы мелкой изоклинальной складчатости; 20 - линия разреза, точки наблюдения и их номера

Стратиграфическая колонка

Пачка	Колонка	Мощность, м	Описание пород
Пачка 6		220-250 м	Сланцы зеленовато-серые полосчатые (0,1-4 см) полевошпат-хлорит-карбонатные, полевошпат-хлоритовые с прослоями, линзами и будинами мраморизованных известняков слюдяных, тела metabазальтов
Пачка 5		250-950 м	Доломиты мраморизованные желтовато-серые толстоплитчатые, прослои мраморизованных известняков голубовато-серых тонкополосчатых
Пачка 4		80-100 м	Сланцы зеленовато-серые, зеленые серцит-хлоритовые
Пачка 3		250-280 м	Доломиты мраморизованные массивные толстоплитчатые, иногда тонкополосчатые (0,1-3 см) розовато-серые и желтовато-серые, прослои (10-30 м) мраморизованных тонкополосчатых темно-серых и белых мраморизованных известняков
Пачка 2		более 130 м	Сланцы зеленовато-серые серцит-хлоритовые, хлорит-карбонатные с прослоями (20-50 м) тонкополосчатых мраморизованных розовых и темно-серых доломитов и известняков, линзами (0,5-1,0 м) метапесчаников кварц-карбонатных
Пачка 1		более 200 м	Мраморизованные доломиты, метапесчаники метагравелиты, олистодромовые образования: обломки (0,2-40 см) уплотненные, угловато-окатанные доломитов, известняков, кварца, сланцев, метапесчаников в слюдяно-карбонатно-кварцевом сланцевом матриксе

Рис. 8. Геологический разрез листовинской толщи. Правобережье р. Вороговки, 4 км выше устья р. Лиственной (стратотипический разрез 12).

Породы смяты в изоклинальные складки, слои метапесчаников «утыкаются» в олистостромовый горизонт. Расчетная мощность первой пачки – более 200 м, западный и восточный контакты ее – тектонические. К низам разреза пачка отнесена предположительно, на основании наличия в ней олистостромовых образований, метаконгломератов, метагравелитов и метапесчаников.

Вторая пачка выделяется в восточной, фронтальной части Торжихинского аллохтона. Сложена она зеленовато-серыми альбит (2–5 %)-серицит (5–15 %)-хлорит (5–25 %)- кварц (50–60 %)-карбонатными (кальцит, сидерит – 5–40 %) сланцами с прослоями (20–30 м) тонкополосчатых мраморизованных розовых и темно-серых доломитов и известняков, линзами (0,5–1,0 м) полимиктовых метапесчаников с карбонатным цементом. Мощность пачки превышает 130 м, низы ее срезаны надвиговой зоной.

Третья пачка (250–280 м) сложена массивными толстоплитчатыми (20–30 см) тонкополосчатыми (0,1–3 см) розовато-серыми и желтовато-серыми мраморизованными доломитами (доломит – 40–60 %, кальцит – 10–20 %, сидерит – 5–15 %, кварц – 5–15 %, чешуйки серицита, хлорита) с прослоями (10–30 м) тонкополосчатых темно-серых известняков (кальцит – 80–95 %, альбит – 0–10 %, примесь кварца, мусковита, хлорита, биотита, актинолита, графита).

Четвертая пачка (80–100 м) представлена зеленовато-серыми, зелеными альбит (5–10 %)-кварц (20–25 %)-серицит (25–35 %)-хлоритовыми (10–50 %) сланцами.

Пятая пачка (250–350 м) сложена мраморизованными желтовато-серыми доломитами с прослоями (10–30 м) тонкополосчатых голубовато-серых известняков.

Шестая пачка (220–250 м) сложена зелено-серыми полосчатыми (0,1–4 см) альбит-хлорит-карбонатными, альбит-хлоритовыми сланцами с прослоями и линзами мраморизованных слюдистых известняков и единичными телами (первые метры) метабазальтов. В бассейнах р. Восточная и руч. Сиенитовый на сланцах шестой пачки залегают белые и желтовато-серые метапесчаники кварцевые, кварцево-слюдистые (до 5 % биотита и мусковита) с прослоями (0,2–1,5 м) ритмичнослоистых сланцев к седьмой пачки. Мощность седьмой пачки превышает 150 м, верхи разреза срезаны тектоническим нарушением.

Общая мощность толщи более 1 300 м. Расхождения в определении мощности зависят от разной степени складчатости и ее учета. Не исключается возможность сдвоения разреза (третья и пятая пачки доломитов и известняков) и опрокинутого залегания пород.

По характеру строения разреза толщи, значительному объему карбонатных пород и полевошпатсодержащих сланцев, присутствию олистостромовых образований, конгломератов и песчаников, регрессивной направленности условий осадконакопления, разрез листовинской толщи можно отнести к мелководным образованиям туфогенно-терригенно-карбонатной формации задуговых бассейнов. Формирование толщи происходило одновременно с формированием ранней островной дуги, в зоне надвигового сочленения островной дуги и задугового бассейна.

Породы толщи отличаются спокойным преимущественно отрицательным магнитным полем, в градиентных зонах и пониженных значениях (от –2 до 0 мГал) поля $\Delta g_{\text{ост}}$, значения поля МЭД – 3–5 мкР/ч.

На АФС они не отличаются от пород торжихинской толщи.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

К образованиям позднего рифея относятся метаморфизованные породы кутукасской серии Осиновского геологического района, орловской и верховороговской серий Верхневороговско-Шишинского геологического района и неметаморфизованные породы чингасанской, вороговской и чапской серий краевого бассейна Вороговского, Тейского и Тейско-Кутукасского геологических районов.

ОСИНОВСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Позднерифейские породы Осиновского геологического района распространены в пределах двух геологических площадей. В Кутукасской геологической площади развиты вулканогенно-осадочные породы кутукасской серии, которые рассматриваются, как образования зрелой, энсиалической островной дуги. В Хариузахинской геологической площади выделяются терригенные и карбонатные породы хариузахинской толщи, которые могут рассматриваться как осадки задугового бассейна.

Кутукасская серия объединяет три свиты: киселихинскую, отравихинскую, устькутукасскую. Ранее предполагалось, что в низах разреза серии залегают породы устькутукасской сви-

ты, на ней отравихинская свита, слагающая крылья синклинальной складки, в ядре складки, – более молодая киселихинская свита [127]. В результате ГДП-200 [179] установлено, что устьку-тукасская свита с конгломератами в основании залегает на отравихинской, остальные свиты имеют тектонические контакты, слагают три крупных блока, представляющих ассоциацию надвиговых пластин в аллохтонном залегании, перемещенных при обдукции вместе с океаническими породами на континент. Ассоциация пластин выделяется как Осиновский аллохтон. В строении толщ, слагающих аллохтонные пластины, нельзя определить направление наращивания разреза, наклон сланцеватости на запад под углами 40–75° лишь отражает направление перемещения пород; в обнажениях фиксируются многочисленные мелкие изоклинальные складки, что затрудняет определение мощности пород. В контактах пластин и толщ выделены и прослежены по простирацию олистостромоподобные меланжированные, брекчированные и милонитизированные породы соседствующих блоков. Все породы серии преобразованы в зеленосланцевой фации метаморфизма. Принято условно, что залегающая в восточной, фронтальной части аллохтона киселихинская свита, древнее контактирующей с ней отравихинской, также предполагается, что в этом же направлении происходит наращивание разреза каждой толщи. Толщи имеют своеобразное строение, опознаются не только на Вороговской площади, но и к северо-западу и югу от нее [129, 181], поэтому в легенде Енисейской серии они были выделены в ранге свит [127].

По петрохимическим особенностям вулканиты серии соответствуют островодужным породам (рис. 5–7).

Радиологический возраст метавулканитов серии, определенный Rb-Sr методом, колеблется в пределах 910–919 млн лет [179], что позволяет уверенно относить их к позднему рифею.

Вместе с хариузихинской толщей, развитой в восточной части Осиновского района, породы серии выделяются в метаморфизованную вулканогенно (базальт-андезит-дацитовая)-терригенную и глинисто-карбонатную объединенные формации островных дуг и задуговых бассейнов.

Киселихинская свита (RF₃ks) прослеживается полосой в нижнем течении р. Кутукас, выделена Е. К. Ковригиной в бассейне р. Киселихи [17], сложена метатуфопесчаниками, метатуфоалевролитами, метапесчаниками (70–80 %) и туфосланцами (20–30 %) с линзами метадацитов и их туфов. Свита имеет монотонный сероцветный облик и отчетливое ритмичнослоистое строение. Характерно чередование слоев (от нескольких см до 1–3 м) метатуфопесчаников, метапесчаников и кварц-хлорит-серицитовых, кварц-серицитовых сланцев, хлоритовых туфосланцев. Линзы метадацитов и их туфов выделяются среди метатуфопесчаников повышенными значениями радиоактивности (20–28 мкР/ч), контакты их резкие, неровные. В западном тектоническом контакте свиты (опорное обнажение 25) выделяется пачка (ширина выхода – 500–600 м), в которой преобладают (60–65 %) сланцы и туфосланцы, метапесчаники в них слагают прослои и линзы. К востоку она сменяется пачкой с преобладанием (до 70 %) пород псаммитовой и алевритовой размерности. От западного контакта свиты в восточном направлении подобное соотношение прослоев алевропелитовой и псаммитовой размерности меняется несколько раз, неявно нарастая в восточном направлении. Низы разреза свиты и ее кровля срезаны надвиговыми зонами, мощность свиты условно составляет более 1 200 м. Породы свиты смяты в мелкие килевидные и изоклинальные складки.

Метатуфопесчаники, метатуфогравелиты – разнотекстурные породы серого цвета с массивной, полосчатой, сланцеватой текстурой и псаммитовой, гранобластовой структурой. Состоят из кварца (70–85 %), альбита и калиевого полевого шпата (10–20 %). Обломки минералов имеют угловатую, клиновидную, серповидную форму, крупные обломки более окатаны. Обломки пород (5–15 %) представлены метабазами, хлоритизированным стеклом, каплевидными частицами кислого стекла, замещенного кварцем, встречаются окатанные зерна граната, рутила, циркона. Цемент базальный, соприкосновения, поровый, состоит из серицита, хлорита, кварца и сидерита.

Туфосланцы – темно-серые породы микролинзовиднослоистой текстуры, лепидобластовой, гранолепидобластовой структуры, состоящие из серицита (25–30 %), хлорита (10–15 %), кварца (50–60 %), альбита и калиевого полевого шпата (10–20 %), сидерита, гематита (до 15 %). В туфосланцах повышено содержание Ti (0,6 %), Ba (0,1 %), P (0,08 %), Zr (0,03 %), Cu (0,01 %), Zn (0,01 %).

Метадациты, метаандезидациты – зелено-серые массивные и сланцеватые породы микролитовой или пилотакситовой структуры. Порфиновые выделения представлены кварцем, плагиоклазом, актинолитом; основная масса состоит из эпидотизированного стекла и мелких зерен хлорита, сидерита, кальцита, кварца.

Метатуфы дацитов состоят из обломков кислого стекла со сферолитовой структурой, кварца и альбита. Цемент базальный хлорит-серицитовый с пиритом. Они постепенно переходят к ту-

фосланцам, которые могут рассматриваться как метаморфизованные пепловые туфы.

На дискриминантной диаграмме (рис. 5, 6) и диаграмме AFM (рис. 7) точки составов андезитов, их туфов и туфопесчаников попадают в поле островодужных пород.

Rb-Sr методом по валовым пробам из метатуфопесчаников и метатуфов дацитов (р. Кутукас, 4 км выше устья р. Отравиха) определен радиологический возраст пород, равный 696 ± 15 млн лет, соответствующий, видимо, времени динамометаморфических преобразований при перемещении тектонических пластин [179].

На МАКС свита выделяется светлым фототонном, массивными сглаженными формами рельефа и наличием прерывистых грядово-бороздовых форм микрорельефа. Породы немагнитные с плотностью – $2,63\text{--}2,67 \text{ г/см}^3$; картируются в спокойном поле $(\Delta T)_a$ интенсивностью от -50 до $+50$ нТл, в локальном понижении поля $\Delta g_{\text{ост.}}$.

Отравихинская свита (RF_{3ot}) прослеживается западнее киселихинской свиты полосой в низовьях рр. Кутукас и Отравиха. Через зону тектонического меланжа она надвинута на киселихинскую свиту (опорное обнажение 25), на ней с конгломератами в основании залегает устькутукасская свита. Породы смяты в мелкие сложные изоклинальные складки, осложнены надвиговыми срывами. Свита сложена серицит-хлорит-карбонат-кварцевыми сланцами (35 %), серицит-хлорит-альбит-кварцевыми ритмичнослоистыми туфосланцами (30 %), мраморизованными известняками (10 %), метатуфами и метатуфопесчаниками (10 %), метабазами (10 %). Наиболее представительный разрез свиты обнажается в бортах р. Кутукас у устья р. Отравиха и по притокам р. Безымянка. В разрезе свиты в направлении с востока на запад можно выделить 4 пачки (стратотипический разрез 26).

Нижняя пачка (более 200 м) сложена темно-серыми кварц-альбит-хлорит, серицит-карбонатными (кальцит, сидерит, анкерит) углеродистыми сланцами с линзами и прослоями (0,2–3 м) мраморизованных известняков (примесь кварца – 1 % и альбита – 1–2 %) и полевошпатовых метатуфопесчаников (обломки представлены кварцем – 55 %, альбитом – 30 %, слюдами – 10 %, кремнистыми породами – 5 %, калишпатом – 3 %, хлоритизированным стеклом – 3–5 %; цемент поровый кварц-альбит-слюдистый). Граница пачки проводится по исчезновению олистостромоподобных меланжированных пород и появлению известняков.

Вторая пачка (200–300 м) представлена зелеными тонкополосчатыми ритмичнослоистыми алевритистыми туфосланцами по составу кварц (40 %)-альбит (30 %)-хлорит (15 %)-серицитовыми (10 %), с обломками хлоритизированного стекла (5 %). Обломки (0,001–0,01 мм) полевых шпатов и стекла преобладают над цементом, имеют клинообразную, серповидную форму. Ритмичная слоистость обусловлена чередованием белесых прослоев (2–5 мм) с более крупными и зелеными с более мелкими алевритовыми зернами. Иногда появляются слои с доломитом или кальцитом, редко – графитом (не более 1 %) и часто с пылевидным пиритом, содержание которого достигает 5–15 %. Среди ритмичнослоистых туфосланцев в низовьях р. Кутукас выделяются прослои пиритов (первые сантиметры) и линзы (10×25×30 см) сульфидно-карбонатно-кварцевых пород (эксгалитов) с вкрапленниками пирита и галенита. Для них характерно повышенное содержание Pb (0,015–0,1 %), Zn (0,01 %), Cu (0,01 %), Ba (0,02 %), Ti (0,4 %), P (0,15 %).

Третья пачка (300–400 м) сложена сланцами темно-серыми, черными, зелено-серыми кварц (40–50 %)-серицит, хлорит (10–15 %)-альбит (5–10 %)-карбонатными (кальцит, реже – анкерит, сидерит 20–25 %), с примесью графита (до 5 %). В сланцах часты прослои (от нескольких сантиметров до 10 м) мраморизованных известняков и разнотекстурированных метатуфопесчаников, состоящих из серповидных, угловатых обломков кварца, альбита, калиевого полевого шпата и каплевидного стекла в серицит-хлорит-кварцевом агрегате, иногда с примесью сидерита. Метатуфы литокристаллокластические (перемежающиеся с метатуфопесчаниками) состоят из сферолитовых и угловатых обломков кислого стекла, метабазальтов, кремнистых пород, клиновидных зерен кварца и альбита в хлорит-серицитовом цементе.

Четвертая пачка (100–150 м) представлена серыми толстоплитчатыми мраморизованными известняками, состоящими из кальцита, доломита и сидерита с примесью (1–2 %) альбита и кварца, табличек серицита, зерен пирита. Неполная мощность свиты превышает 1 100 м.

В левом притоке р. Безымянка в составе свиты картируется тело (мощность 250–300 м) светло-зеленых метабазальтов, состоящих из лейст плагиоклаза, хлоритизированного вулканического стекла, карбонатизированных темноцветных минералов. Для них характерно низкое содержание кремнезема (SiO_2 – 45,93 %), щелочей (Na_2O – 2,50 %, K_2O – 0,05 %), повышенное – двуокиси титана (2,16 %).

Породы свиты немагнитные, плотность – $2,70\text{--}2,75 \text{ г/см}^3$, в физических полях отражения не находят.

На МАКС свита выделяется по линейно-штриховатым формам микрорельефа и ровному

темно-серому фототону.

Радиологический возраст metabazaltov, определенный Rb-Sr методом по валовым пробам, составляет 919 ± 14 млн лет.

Устькутукасская свита (RF_3uk) выделяется узкой полосой в низовьях р. Кутукас и левых притоках р. Безымянка, где с угловым несогласием, с базальными конгломератами в основании, залегает на породах второй и третьей пачек отравихинской свиты (опорное обнажение 27). У устья р. Кутукас вскрывается следующий разрез:

1. Метаконгломераты зеленовато-серые рассланцованные и массивные. Угловатые и окатанные обломки (от 2–3 до 50 см) представлены метадолеритами, metabazaltami, метатуфопесчаниками, доломитами, кремнистой породой. Цемент (15–20 % объема) полевошпат-хлорит-карбонатный зеленый 20 м
2. Метатрахиандезибазальты афанитовые темно-зеленого, лилово-фиолетового цвета миндалекаменной текстуры, порфировой, микровариолитовой структуры. Миндалины (округлых, овальных, причудливых форм) выполнены кварцем, хлоритом, эпидотом, кальцитом. Порфиновые выделения (0,5–0,8 мм) представлены хлоритизированным и серицитизированным плагиоклазом, основная масса сложена лейстами плагиоклаза (60–70 %), хлоритизированным стеклом (15–20 %), кальцитом (10–15 %) 50 м
3. Лавобрекчии метатрахиандезибазальтов имеют витрокластическую структуру, состоят из каплевидных и клиновидных обломков (0,01–6 мм) хлоритизированного и эпидотизированного вулканического стекла, миндалекаменного андезибазальта и базальта, сцементированных эпидот-цоизитовым агрегатом 10 м
4. Метатрахиандезибазальты, аналогичные слою 2 70 м

Мощность разреза составляет 150 м. Разрез надстраивается в долинах левых притоков р. Безымянки, где на толще вулканитов залегают темно-серые туфосланцы (100–150 м) с прослоями метатуфов андезитоацитового состава и метатуфопесчаников. Общая мощность вскрытого разреза свиты составляет не более 300 м.

Туфосланцы – темно-серые породы тонкополосчатой текстуры, лепидобластовой, гранолепидобластовой структуры, состоящие из серицита (20–30 %), хлорита (15–20 %), кварца (55–65 %), альбита и калиевого полевого шпата (5–15 %). Прослои кристаллокластических метатуфов и метатуфопесчаников сложены округлыми, оплавленными зернами кварца (70–90 %), серповидными, угловатыми – альбита (5–10 %), хлоритизированным стеклом, кварц-серицит-хлоритовым агрегатом в цементе.

Вулканиты устькутукасской свиты относятся к умереннощелочным натровым породам (трахиандезибазальтам с содержанием $Na_2O - 3,51-5,37\%$). На диаграммах (рис. 5–7) точки составов вулканитов соответствуют островодужным породам. Для них характерны пониженные содержания сидерофильных и халькофильных элементов.

Свита отмечается высокодисперсным магнитным полем интенсивностью 200–500 нТл в пределах относительного повышения поля $\Delta g_{ост}$, средняя плотность metabazaltov – $2,74 \text{ г/см}^3$.

На МАКС свита практически не отличается от пород отравихинской свиты, для нее характерны некоторая размытость форм микрорельефа и темно-серый фототон.

Радиологический возраст метавулканитов свиты, определенный Rb-Sr методом, составляет 913 ± 2 млн лет [179].

Восточная, фронтальная, надвиговая пластина, сложенная карбонатными и хлорит-полевошпатовыми сланцами и мраморизованными известняками, выделена в хариузихинскую толщу и входит вместе с киселихинской, отравихинской и устькутукасской свитами в Кутукасскую осадочно-вулканогенную ассоциацию [127].

Хариузихинская толща (RF_3hr) развита на Хариузихинской геологической площади Осиновского геологического района, где слагает восточную тектоническую пластину, зажатую между толеитовыми metabazaltami фирсовской толщи и метатуфопесчаниками киселихинской свиты. Толща сложена кварц-альбит-серицит-хлоритовыми сланцами (50 %), карбонатными сланцами (30 %), мраморизованными известняками (20 %), распространена в нижнем течении р. Кутукас, в 10–12 км ниже устья р. Хариузиха и прослеживается далеко на юг за пределы площади. Ранее ее относили к отравихинской свите [23, 110, 129].

Западный и восточный контакты толщи тектонические, полного разреза ее на площади нет. В изученном фрагменте она сложена зелено-серыми и светло-зелеными кварц-альбит-серицит-хлоритовыми, хлорит-карбонатными, темно-серыми мраморизованными известняками. Условно в разрезе, можно выделить 5 пачек.

Первая (150–200 м, на фронте аллохтона, в контакте с фирсовской толщей, предположительно – нижняя) сложена тонкоплитчатыми мягкими зелеными тонкослоистыми (0,3–3 мм) кварц (20–30 %)-альбит (30–40 %)-хлоритовыми (30 %) сланцами.

Вторая пачка (180–200 м) представлена зелено-серыми карбонатными серицит-хлоритовыми (с примесью до 1 % кварца) сланцами с прослоями (от 0,5 до 3–4 м) темно-серых мраморизованных известняков.

Третья пачка (140–150 м) сложена зелеными полевошпат-хлоритовыми сланцами, аналогичными сланцам первой пачки.

Четвертая пачка (200–250 м) по составу близка второй – состоит из карбонатных сланцев с прослоями (первые метры) мелкозернистых серых мраморизованных известняков.

Пятая пачка, на контакте с метатупофосчаниками киселихинской свиты (200–220 м) распространены зеленые с белесыми алевроитовыми полосками сланцы кварц-серицит-альбит-хлоритовые, аналогичные сланцам первой пачки (алевроитовые зерна кварца и альбита имеют угловатую, клиновидную форму).

Общая мощность вскрытого разреза толщи условно оценивается более 1 000 м. По наличию карбонатных пород и туфогенных сланцев с тонкой «флишоидной» слоистостью можно предполагать, толща формировалась в мелководном задуговом бассейне и вместе с островодужными породами входит в вулканогенно-карбонатно-терригенную формацию задуговых бассейнов, позднерифейских островодужных пород (910–919 млн лет [179]) и пород задугового бассейна.

Породы толщи в физических полях отражения не находят, они немагнитны с низким содержанием РЭ, средняя плотность – 2,73 г/см³.

На МАКС толща практически не выделяется.

ВЕРХНЕВОРОГОВСКО-ШИШИНСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

При ГСР-50 образования, развитые в районе относились к сухопитской, тунгусикской и верховороговской сериям [111, 151, 181]. Наличие мощных своеобразных тел вулканитов в данном районе позволяет выделить как образования орловской серии. Породы района выделяются, в тектоническом плане, как Верхневороговский прогиб, который сформировался на активной окраине континента.

Орловская серия представлена отложениями конкинской свиты и иончихинской толщи, распространенной в верховьях рек Кутукас, Черная, Северная. Породы серии выделяются на площади впервые. В составе конкинской свиты преобладают метапесчаники, в разрезе иончихинской толщи развиты сланцы, метавулканиты, карбонатные породы. Вместе с субвулканическими образованиями они формируют последовательно дифференцированную базальт-андезит-дацит-риолитовую и туфогенно-карбонатно-глинистую формации вулканоплутонического пояса. Породы серии метаморфизованы в хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

Конкинская свита развита на площади порядка 120 км² в верховьях р. Рыбная и р. Черная, сложена кварцитами и метапесчаниками (60 %), метагравелитами (10 %) и сланцами (30 %) и делится на две пачки.

Нижняя пачка (RF₃kn¹) сложена светло-серыми, зеленоватыми, желтовато-белыми кварцитами, зеленоватыми и бурыми полевошпат-кварцевыми метапесчаниками, метагравелитами и зелеными серицит-кварцевыми сланцами. Грубозернистые породы чередуются между собой в виде горизонтов по 25–40 м, разделенных прослоями сланцев мощностью 10–20 м. Кварциты, метагравелиты и метапесчаники переслаиваются (5–15 м) внутри горизонтов. Низы разреза пачки срезаны тектоническим нарушением. Мощность вскрытого разреза пачки составляет более 400 м. В бассейне р. Черной пачка представлена белыми, светло-серыми, желтовато-белыми, розовыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми метапесчаниками.

На смежном листе Р-46-XXXII, конкинская свита с метагравелитами и метапесчаниками в основании с несогласием залегает на различных рифейских и раннепротерозойских породах [178].

Кварциты и метапесчаники имеют массивную, свилеватую текстуру, гетерогранобластовую структуру, сложены окатанными зернами и кристаллокластами (0,05–0,5 мм) прозрачного кварца (80–95 %) и полевых шпатов (5–15 %), серицитом и хлоритом (до 5 %), гематитом (до 0,5 %), аксессуарными – турмалином, цирконом, рутилом. В метагравелитах обломки (0,3–5 мм) составляют 60–80 %, представлены прозрачным кварцем, кислым плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, цемент – полевошпато-кварцевый агрегат с примесью хлорита, серицита и эпидота. Для метагравелитов характерно высокое содержание кремнезема (SiO₂ – 85–94 %), низкое содержание щелочей (Na₂O – 0,2–3,12 %, K₂O – 0,21–2,08 %), повышенное содержание железа. Часто в метапесчаниках проявлены графитизация и сульфидизация.

Сланцы имеют зеленовато-серый, серебристо-серый цвет, состоят из кварца (65–85 %), серицита (5–20 %), хлорита (1–10 %), полевых шпатов (1–5 %), пирита, гематита.

Верхняя пачка (RF₃kn²) конкинской свиты сложена зеленовато-серыми, зелеными, серыми кварц-полевошпат-серицит-хлоритовыми, серицит-кварцевыми сланцами с прослоями (2–9 м) светло-серых и желтоватых полевошпат-кварцевых метапесчаников. Чередование пород образует серию ритмов по 40–50 м. Мощность пачки составляет 400–500 м.

Метапесчаники аналогичны породам нижней пачки.

Сланцы состоят из хлорита (50–70 %), серицита (10–30 %), кварца (10–20 %), альбита и калиевого полевого шпата (от 1–5 до 10–15 %), пирита, гематита, турмалина, циркона, иногда с примесью графитистого материала (до 5 %). Текстура их сланцеватая, тонкослоистая (0,1–5 мм), структура микрогранолепидобластовая. Содержание SiO_2 в сланцах составляет 65–67 %, Na_2O – 1,3–1,4 %, K_2O – 4,3–4,4 %, по химическому составу соответствуют туфам дацитового состава, что позволяет выделять их как туфосланцы. В бассейне р. Рыбная сланцы содержат вкрапленность мелкого магнетита (до 1–2 %), им соответствуют полосовидные магнитные аномалии интенсивностью 100–500 нТл.

Вскрытая мощность свиты составляет более 900 м.

Породы свиты немагнитны, плотность – 2,60–2,63 г/см³. В поле МЭД метапесчаники свиты выделяются слабыми повышениями значений (5–9 мкР/ч).

На МАКС она выделяется по светло-серому фототону, полосчатому, грядовому микрорельефу.

Иончихинская толща распространена на площади порядка 110 км² в бассейнах рек Черная, Рыбная и в верховьях р. Бол. Лебяжья. Сложена она сланцами, карбонатными и вулканогенными породами, что позволяет выделить в ее составе три подтолщи: нижнюю – карбонатно-сланцевую, среднюю – карбонатно-вулканогенную и верхнюю – сланцевую.

Нижняя подтолща ($\text{RF}_{\text{жн}}$) развита в ядре синклинали и узкой полосой прослеживается от верховий р. Рыбная до верховий р. Северная, согласно залегает на сланцах верхней пачки конкинской свиты, граница проводится по появлению карбонатных прослоев.

Нижняя часть разреза (300–400 м) сложена зелеными (при выветривании бурыми) кварц-альбит-серицит-хлорит-карбонатными сланцами. Для сланцев характерно наличие бурого точечного крапа по карбонатным минералам и тонких карбонатных, карбонатно-кремнистых прослоев (от 3–4 мм до 2–6 см). Они имеют микрогранолепидобластовую структуру и сланцеватую тонкослоистую текстуру, состоят из хлорита (40–60 %), серицита (20–30 %), кварца (до 20 %), кальцита, доломита и сидерита (5–15 %), альбита (1–2 %), биотита, турмалина, циркона, рутила. Иногда развита вкрапленность магнетита. Среди карбонатных сланцев встречаются тонкие прослои глинисто-слюдистых известняков.

Верхняя часть разреза (500–600 м) сложена зеленовато-серыми, розовато-серыми, серыми плитчатыми мраморизованными слюдыстыми, иногда известковистыми доломитами с прослоями (от 1–4 см до 0,5–2 м) зеленых карбонатных сланцев. Текстура доломитов массивная или сланцеватая, структура мелкозернистая, состоят из доломита (99 %) с примесью зерен кварца и чешуек серицита (до 1 %). В известковистых доломитах появляются кальцит (10–15 %), увеличивается содержание серицита (до 2–3 %). Контакты прослоев и линз доломитов обычно резкие, при возрастании количества слюды они постепенно переходят в слюдыстые доломиты и карбонатные сланцы.

Общая мощность подтолщи составляет 800–1 000 м.

Магнетитсодержащие сланцы выделяются аномалиями магнитного поля интенсивностью 50–100 нТл.

На МАКС подтолща не отличается от сланцев верхней пачки конкинской свиты.

Средняя подтолща ($\text{RF}_{\text{жс}}$) распространена в юго-восточной части площади, в бассейне р. Черная, в тектоническом блоке и перекрыта с несогласием, породами ковригинской свиты. При общем направлении падения пород в северо-западных и северо-восточных румбах выстраивается следующее строение разреза.

В низах подтолщи выделяется пачка (300–400 м) метатрахибазальтов, метатрахиандезитов, метатрахиандезитов. Выше залегает пачка (400–500 м) кварц-хлорит-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых сланцев с прослоями (от первых метров до десятков метров) светло-серых, белых и бурых кварцитовидных метапесчаников и массивных желтовато-бурых и серых доломитов. В верхах выделяется пачка (500–600 м) metabазальтов с единичными прослоями (от первых метров до 50 м) рассланцованных метатрахибазальтов и метатуфов основного состава. Перекрыта эта пачка горизонтом (около 150 м) метатуфопесчаников и метатуфов дацитов. Вскрытая мощность подтолщи оценивается в 1 300–1 500 м.

Метатрахибазальты – зеленые, серо-зеленые плотные массивные и рассланцованные породы с реликтовой офитовой структурой, состоят из альбита (30–60 %), хлорита (30–40 %), актинолита (10–15 %), эпидота и клиноцоизита (5–10 %), кальцита, кварца, лейкоксена, пирита (в сумме – до 5 %). Иногда устанавливается чередование (десятки метров) метатрахибазальтов, насыщенных миндалинами и без них. Миндалины выполнены кальцитом, кварцем, альбитом, хлоритовым агрегатом. Метатрахиандезиты отличаются от метатрахибазальтов светло-серыми оттенками цвета и примесью кварца. Разновидности вулканогенных пород уверенно выделяют-

ся по химическим анализам.

Метатифы основного состава отличаются большим содержанием кварца и серицита. По химическому составу базальты относятся к натровым породам (Na_2O – 1,86 %, K_2O – 0,73 %) известково-щелочной серии. Умереннощелочные породы в нижней пачке также относятся к натровым породам (содержание Na_2O – 3,05–5,95 %, K_2O – 1,25–2,87 %) с повышенным содержанием TiO_2 – 0,96–2,56 %, Al_2O_3 – 15,16–17,78 % и P_2O_5 – 0,32–0,56 %.

Сланцы – серые, зелено-серые, темно-серые тонкополосчатые породы гранолепидобластовой структуры, состоящие из кварца (40–60 %), серицита (30–50 %), хлорита (10–25 %), лейкоксена, пирита, углеродистого вещества (до 1–2 %). Иногда в сланцах выделяются псаммитовые прослои (до 2 см), сложенные кварцем и альбитом с примесью карбоната в цементе.

Метатифопесчаники и метатифы дацитов – серые и светло-серые плитчатые, сланцеватые породы тонколинзовиднополосчатой свилеватой текстуры, порфиробластовой, лепидогранобластовой, реликтовой литокристаллокластической структуры. Порфиробласты кварца (0,5–3 мм) погружены в тонкий (0,01–0,05 мм) серицит-кварцевый, с примесью хлорита, агрегат основной массы. Развита линза кварца в сростках с хлоритом и пелитизированным полевым шпатом. По составу кварцита и метапесчаники аналогичны породам конкинской свиты.

Породы подтолщи характеризуются низкими (3–4 мкР/ч) значениями поля МЭД, знакопеременным магнитным полем (от –100 до +300 нТл) в градиентном поле $\Delta g_{\text{ост}}$.

Верхняя подтолща (RF_3In_3) выделяется в изолированном блоке у восточной границы площади в верховьях р. Бол. Лебяжья, где с угловым несогласием перекрыта породами лебяжинской свиты. Подтолща сложена зеленовато-серыми хлорит-серицит-кварцевыми метаалевролитами и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами (метапелитами). Вскрытая мощность подтолщи составляет порядка 1 400 м. Метаалевролиты сложены кварцем (25–30 %), хлоритом (30 %), серицитом (25–30 %), альбитом (до 5 %), биотитом (1 %), лейкоксом (1 %), турмалином, цирконом. Текстура сланцеватая, полосчатая, микрослоистая, структура лепидобластовая, реликтовая алевритовая. Угловатые, угловато-окатанные алевритовые зерна кварца (до 0,05 мм) и редкие зерна альбита погружены в хлорит-серицитовую ткань (размер чешуек – менее 0,02 мм), на фоне которой выделяются овальные стустки сфена и лейкоксена и чешуйки буроватого биотита. Характерно чередование слойков 1–5 мм с большим или меньшим количеством алевритовых зерен. Метапелиты сложены хлоритом и серицитом, среди которых встречаются единичные зерна кластогенной слюды, окатанные зерна циркона и турмалина, сложенные серицитом и хлоритом.

Породы подтолщи находятся в спокойном положительном магнитном поле, слабым повышением значений (7–9 мкР/ч) поля МЭД в градиентных зонах поля $\Delta g_{\text{ост}}$.

Радиологический возраст метабазальтов средней подтолщи (руч. Васькин, правый приток р. Кутукас), определенный Rb-Sr методом, составляет 829 ± 23 млн лет. Это позволяет сопоставить их с породами иончихинской толщи бассейна р. Кия, имеющими возраст 832 ± 6 млн лет [177]. Они прорваны дайками метадолеритов орловского комплекса и дайками метариолитов с возрастом 720 млн лет.

Субвулканические аналоги вулканитов орловской серии объединены в **орловский базальт-андезит-риолитовый комплекс** ($v\beta; v\beta \text{RF}_3\text{O}$). Комплекс представлен sillами и дайками метадолеритов Чернореченской группы массивов (11), прорывающими породы иончихинской свиты в верховьях р. Черной. Протяженность двух овально-вытянутых субпластовых тел достигает 2,5 км при ширине 0,5–0,8 км. Они имеют резкие неровные контакты, сложены полосчатыми мелкозернистыми (участками средне-, крупнозернистыми) порфировидными меланократовыми метадолеритами. Дайки мощностью от первых метров до десятков метров прослеживаются на сотни метров. Центральные части даек сложены средне-, крупнозернистыми, краевые – мелкозернистыми порфировидными метадолеритами. Вмещающие породы слабо карбонатизированы, эпидотизированы, хлоритизированы и березитизированы. Ширина экзоконтактового ореола не превышает 1–5 м.

Метадолериты характеризуются бластогаббровой, порфиробластовой, лепидогранобластовой структурой и массивной, иногда полосчатой текстурой. Минеральный состав (в %): плагиоклаз – 60–70, роговая обманка – 25–30, биотит – 0–3, кварц – 2–5, клиноцоизит, хлорит, кальцит – 2–7; акцессорные – 2–3 (магнетит, апатит, пирит, альмандин, халькопирит, рутил, турмалин).

По химическому составу метадолериты комплекса близки метабазальтам иончихинской толщи, относятся к натриевому, низкоглиноземистому типу (Al_2O_3 – 13–16 %) пород с повышенной титанистостью (TiO_2 – 1,3–2,72 %), щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,0–3,7$ % при SiO_2 – 45–48 %) и магнезиальностью [50], характерному для толеитовой серии.

Дайки метадолеритов, благодаря своей повышенной намагниченности, фиксируются в маг-

нитных полях аномалиями до 300 нТл. Магнитная восприимчивость долеритов – до $8\,000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Петрохимические особенности пород комплекса позволяют считать их комагматами вулканогенных пород орловской серии и относить к субвулканическим образованиям позднерифейской последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации позднего рифея.

Верховороговская серия. Ковригинская свита (RF_3kv) развита на трех участках – на водоразделе Кутукас–Мал. Кутукас, на правобережье р. Кутукас в ее верховьях и в долине р. Черная на участке «Полярном» [164, 181], в 9 км выше устья руч. Горный.

По делювиальным высыпкам и развалам выстраивается фрагмент разреза свиты, нижний контакт которой проводится по появлению метапесчаников в ассоциации с метариолитами. В низах разреза выделяется пачка (50–100 м) белых, желтоватых и светло-серых метапесчаников и метагравелитов кварцевых и полевошпат-кварцевых. Обломки представлены белым кварцем, редко – кварцитами, сланцами, альбитом, калиевым полевым шпатом; цемент серицит-кварцевый, серицит-хлорит-кварцевый. На них залегает пачка (200–250 м) метариолитов, их туфов и метатуфопесчаников. Преобладают зеленовато-серые, желтовато-серые литовитрокристаллокластические псаммитовые метатуфы. Верхняя часть разреза (150–200 м) представлена зелено-серыми туфосланцами серицит-хлорит-кварцевыми в ритмичном (от 1–4 до 10–20 мм) чередовании с зеленовато-желтыми, зелено-серыми метатуфопесчаниками. Вскрытая мощность разреза свиты составляет порядка 500 м. На участке «Полярном» метариолиты прорваны лейкогранитами глушихинского комплекса.

Метариолиты – рассланцованные зеленовато-серые, светло-зеленые породы с бластопорфировой структурой и сланцеватой, иногда неяснофлюидальной текстурой. Порфиновые выделения (10–15 %) сложены кристаллами (0,5–3 мм) кварца и (очень редко) сростками кварца с микроклином. Основная масса микрофельзитовая и представлена серицит-кварцевым агрегатом, распределенным в виде слоев. Акцессорные минералы: магнетит, гематит, пирит, циркон, апатит, монацит. По химическому составу метариолиты отвечают калиевым риолитам нормального ряда с высоким содержанием кремнезема и умеренным – щелочей (5–8 %). По петрохимическим особенностям имеют сходство с субвулканическими породами ковригинского комплекса и лейкогранитами глушихинского комплекса. Метатуфы риолитов имеют литовитрокристаллокластическую структуру, сланцеватую текстуру, подчеркнутую распределением серицита. Обломочный материал представлен кварцем, калишпатом, турмалином, риолитами, кварцитами.

Метатуфопесчаники – массивные и сланцеватые породы зеленовато-серого, светло-серого цвета, сложенные угловато-окатанными обломками (0,05–10 мм) кварца, кварцитов, риолитов, сланцев. Цемент порово-пленочный, хлорит-серицит-кварцевый, серицит-кварцевый.

Туфосланцы – тонкополосчатые породы зеленовато-серого, зеленого, редко темно-серого цвета с лепидогранобластовой структурой. Они сложены мелкочешуйчатым серицитом (40–60 %), угловатыми, линзовидными зернами кварца (30–40 %), полевых шпатов (10–20 %), хлоритом (5–10 %).

Дайки калиевых риолитов среди пород ковригинской свиты отнесены к субвулканическим образованиям **ковригинского комплекса риолит-лейкобазальтового** (λRF_3kv_1). Комплекс контрастный, состоит из метариолитов и metabазальтов, для него характерна антидромная направленность развития – в первую фазу выделены риолиты, во вторую – базальты [127]. На Вороговской площади развиты породы первой фазы – калиевые метариолиты. Несколько даек выявлено на левобережье р. Черной и в верховьях р. Кутукас в юго-восточной части площади. Мощность даек варьирует от 0,5 до 20 м, протяженность – от десятков метров до 0,2 км.

Метариолиты – массивные и рассланцованные породы зеленовато-серого и серого цвета с порфировой, гломеропорфировой, бластопорфировой структурой с реликтовой фельзитовой, микрогранитной и микролепидогранобластовой основной массой. Текстура массивная, неяснофлюидальная, параллельносланцеватая. Порфиновые выделения (0,7–1,5 мм) слагают 3–15 % объема и представлены кварцем (более 90 %), редко – микроклином или кварц-полевошпатовыми сростками. В рассланцованных метариолитах кварцевые вкрапленники разбиты сетью трещин и часто превращены в мелкозернистый кварцевый агрегат. Основная масса породы сложена микролитами калишпата и ксеноморфного кварца, между которыми развиты чешуйки серицита. Акцессорные минералы представлены магнетитом, гематитом, пиритом, цирконом, апатитом, монацитом, анатазом, редко – алмандином, ставролитом, эвксенитом, ильменорутилом, флюоритом, шеелитом, сфеном, турмалином.

Метариолиты характеризуются высоким содержанием кремнезема (74–84 %), умеренным – щелочей (2,5–5,5 %), повышенной железистостью (более 0,85). Породы обогащены U (7,5 г/т),

Th (60–90 г/т), Nb, Ta, Zr, Hf, Y, отличаются повышенной примесью Rb (400 г/т) и Cs (25 г/т) и пониженной – Ba (250 г/т) и Sr (60 г/т), аномально высокими значениями Th/U (8–10), La/Sm (2,5–5) и Cd/Yb (1–1,4) [68]. Химический состав пород отвечает калиевым риолитам нормального ряда (прил. 8).

Дайки отчетливо выделяются повышенными значениями радиоактивности (20–60 мкР/ч) при наземной радиометрической съемке [181].

С породами ковригинской свиты и ковригинского субвулканического комплекса связаны пункты минерализации урана и свинца.

Радиологический возраст метариолитов ковригинской свиты, определенный Rb-Sr методом по валовым пробам, составляет 720 ± 15 млн лет, даек метариолитов комплекса – 711 ± 9 млн лет, что отличается от имеющихся определений возраста метариолитов г. Коврига и устья р. Оленья, составляющих 740–750 млн лет [69, 178]. Так как породы рассланцованы и метасоматически изменены, вероятно, получены искаженные значения радиологического возраста (поэтому они не внесены в приложение 7). По петрохимическим особенностям субвулканические метариолиты являются комагматами лейкогранитов глушихинского комплекса [178], возраст которых составляет 735–750 млн лет [6, 8].

ВОРОГОВСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Район занимает западную часть площади и соответствует Вороговскому прогибу, сложенному породами вороговской серии.

Вороговская серия сложена терригенными породами северореченской, терригенно-карбонатными мутнинской свиты и карбонатными – сухореченской свиты. Северореченская свита с угловым несогласием залегает на разнообразных раннепротерозойских и рифейских породах Исаковского (опорное обнажение 21), Осинового и Ангара-Тунгусского геологических районов, где перекрывает бластомилониты, надвиговые зоны и связанные с ними метасоматиты. Терригенная северореченская свита по составу и характеру разреза идентична лопатинской свите Тейского геологического района [179]. Мутнинская свита, сложенная полимиктовыми песчаниками с примесью вулканомиктового и вулканогенного материала, сопоставима с чивдинской свитой. Аналогов карьерной свиты Тейского района и сухореченской свиты Вороговского района нет. Вороговская серия формировалась в неопротерозойском краевом (остаточном) бассейне, рифтогенной природы [10].

Породы серии немагнитны (χ менее $50 \cdot 10^{-5}$ СИ), характеризуются спокойным, близким к нулю, магнитным полем, проявляющиеся в поле их распространения магнитные аномалии обусловлены магнитными свойствами подстилающих пород. Терригенные породы с плотностью $2,63\text{--}2,67$ г/см³ характеризуются относительным понижением остаточных аномалий Δg , карбонатные – с плотностью $2,65\text{--}2,70$ г/см³ расположены в относительном повышении (до 2 мГал) поля $\Delta g_{\text{ост}}$, значения поля МЭД составляют 5–9 мкР/ч.

На МАКС серия выделяется серым фототонном, сглаженностью форм микрорельефа.

Северореченская свита распространена по восточному фасу Вороговского прогиба в бассейнах рек Хариузи́ха, Кутукас, Михеева, Мутнина, Вороговка, Летняя, Северная. В разрезе выделяется две подсвиты: нижняя – терригенная и верхняя – терригенно-карбонатная.

Нижнесеверореченская подсвита (RF_3sr_1) представлена красноцветными конгломератами (17 %), гравелитами (30 %), песчаниками (34 %), алевролитами (13 %) и аргиллитами (6 %). В разрезе подсвиты выделяется четыре пачки [127].

Первая пачка обнажена в 12 км выше устья р. Северная и сложена красноцветными базальными конгломератами (стратотипический разрез 16). Угловато-окатанная и неокатанная галька (от 1 до 10 см) представлена кварцем, кварцитами, метабазами, серпентинитами, мраморизованными известняками. Цемент песчано-гематитовый с большим количеством обломочной слюды. Мощность пачки колеблется от 30 до 80 м.

Вторая пачка (70–80 м) сложена красноцветными и зелено-цветными мелкогалечными конгломератами, в неотчетливом переслаивании с гравелитами. В обломках преобладает кварц, цемент песчано-гематитовый с примесью хлорита и мусковита.

Третья пачка (100–150 м) представлена гравелитами и конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются гравелитами. Цемент глинисто-хлоритовый, изредка карбонатно-глинистый с обломочной слюдой.

Четвертая пачка сложена темно-серыми, черными и красноцветными аргиллитами и серыми алевролитами в чередовании (8–25 м) с зелено-серыми, темно-серыми и красноватыми песчаниками и алевропесчаниками. В бассейне руч. Бедовый мощность этой пачки не превышает 50 м, в бассейне р. Северная она возрастает до 120 м.

Общая мощность подсвиты составляет 200–350 м.

Верхнесеворореченская подсвита (RF_3sr_2) сложена доломитами (70 %), известняками (15 %), гравелитами и песчаниками (15 %). Наиболее представительный разрез вскрывается в долинах рек Летняя и Хариузи́ха, руч. Бедовый.

В низах подсвиты выделяется пачка (50–60 м) светло-серых доломитов, чередующихся с брекчированными пестрыми доломитами, иногда содержащими микрофитолиды.

Вторая пачка (60–70 м) сложена светло-серыми онколитовыми доломитами. Преобладают слои с крупными онколитами – 5–10 мм в диаметре, но выделяется несколько прослоев (первые метры) без онколитов или с очень мелкими онколитами. Эта пачка может служить маркером среди других доломитовых разрезов в Вороговском прогибе.

Третья пачка (80–90 м) сложена светло-серыми тонкокристаллическими доломитами, сменяющимися вверх по разрезу темно-серыми известняками. Иногда в доломитах появляются гравийные зерна кварца.

Четвертая пачка (40–60 м) выделяется в бассейне р. Хариузи́ха, она представлена кварц-полевошпатовыми гравелитами и песчаниками с глинистым цементом.

Вскрытая мощность разреза не превышает 300 м, верхи разреза подсвиты размыты. Общая мощность свиты составляет 500–650 м.

В бассейне руч. Бедовый из доломитов верхнесеворореченской подсвиты были собраны крупные онколиты, которые по заключению О. В. Сосновской (ОАО «Красноярскгеолсъемка») относятся к *Osagia tenuilamellata* Reith., *O. columnata* var. *ovsianica* Yaksch. Из доломитов того же горизонта в долине р. Вороговки собраны *Vermiculites irregularis* (Reith.), *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. и другие разнообразные по размерам и степени сохранности микрофитолиды (онколиты) [179]. В породах этого уровня предположительно были выделены скелетные остатки беспозвоночных, а также комплекс микрофоссилий, по которым возраст отложений было предложено датировать поздним вендом–ранним кембрием [79]. Позже, некоторые образования, принятые за скелетные остатки беспозвоночных, были отнесены О. В. Сосновской к микрофитолидам разной степени сохранности [179]. Микрофоссилии представлены видами (*Bavlinella fareolata* Shep., *B. variabilis* (Moore), *Palaeovaucheria clavata* Merm., *Micristridium* sp., *Paracrassosphaera* (?) sp.) обычными для верхнего рифея, байкалия и проходящими в венд формами. Они (вместе с микрофоссилиями чингасанской серии) увязываются с ассоциациями дальнетайгинского и жуинского горизонтов байкалия Байкало-Патомского нагорья и Прибайкалья [70, 76, 79].

Возраст свиты определяется как позднерифейский, т. к. на ней с размывом залегает мутнинская свита, сопоставляемая с чивидинской, возраст которой определен в 700 млн лет [70].

Мутнинская свита (RF_3mt) распространена в тех же районах, что и северореченская. Сложена зелеными полимиктовыми песчаниками и алевролитами, песчанистыми известняками. В верховьях р. Северной в основании свиты выделяется горизонт (десятки метров) горчичных, желтовато-зеленых полимиктовых гравийных песчаников, гравелитов и конгломератов с галькой кварца, кварцитов, обломками сланцев, красноцветных песчаников с песчано-глинистым цементом. Здесь свита залегает на доломитах верхнесеворореченской подсвиты, на песчаниках нижнесеворореченской подсвиты, на сланцах кординской и горбилонской свит. В междуречье Вороговка–Летняя мутнинская свита залегает на различных горизонтах северореченской свиты, что свидетельствует о размыве пород северореченской свиты и несогласном залегании мутнинской свиты.

В низах разреза свиты выделяется пачка (50–150 м) переслаивающихся (1–8 м) зеленых полимиктовых песчаников, гравийных песчаников и алевролитов со скорлуповатой отдельностью (размер «скорлупок» – 10–30 см).

В средней части разреза свиты выделяется маркирующая пачка (180–220 м) плитчатых зеленых полимиктовых, вулканомиктовых, с примесью (10 %) вулканогенного материала, песчаников с известковистым цементом. Обломки (около 80 % объема) в песчаниках представлены кварцем, плагиоклазом, карбонатными минералами, вулканическим стеклом (капельки, рогульки), хлорит-серицитовыми сланцами, кремнями, эпидотизированными метабазальтами, чешуйками мусковита, хлорита, зеленого биотита, зернами апатита, циркона, сфена, турмалина, монацита. Цемент пород пленочный гидрослюдистый, гидрослюдисто-хлоритовый, поровый глинисто-карбонатный с примесью хлорита и гидроокислов железа. Практически всегда в цементе присутствует кальцит, содержание его составляет в тонкозернистых разностях до 40 %. Обычно слаборадиоактивные (10–15 мкР/ч) песчаники этой части разреза, в верховьях р. Северной отличаются повышенной радиоактивностью (до 35–58 мкР/ч), обусловленной содержанием в породе радиоактивных циркона и монацита.

Верхняя часть разреза (300–400 м) сложена ритмично переслаивающимися (0,2–1,2 м) пес-

чаниками, песчанистыми известняками и известняками с характерным флишоидным распределением обломочного материала и увеличением количества карбонатного материала вверх по разрезу. Каждый ритм (1,2–1,5 м) начинается песчаниками или известковистыми песчаниками и заканчивается известняками, ритмы формируют пакеты по 80–90 м. Маркирующим здесь является горизонт (60 м) серо-зеленых разнородных полимиктовых песчаников среди карбонатных пород.

Общая мощность свиты составляет 600–700 м. Мутнинская свита сопоставляется и типу разреза с флишоидной, насыщенной вулканомиктовым и вулканогенным материалом чивидинской свитой [77, 78], радиологический возраст которой составляет 700 млн лет [69], что позволяет также датировать и мутнинскую свиту.

Субвулканическими аналогами вулканогенных пород чивидинской свиты являются дайки трахидолеритов, трахибазальтов захребетнинского комплекса [32, 127, 177, 179]. Наличие вулканогенного материала в породах мутнинской свиты позволяет увязать их, с дайками трахибазальтов и отнести их к субвулканическим образованиям *первой фазы* [111, 127] **захребетнинского комплекса щелочных трахитов-трахибазальтов** ($\tau\beta\text{RF}_3\text{Z}_1$). Протяженность даек составляет десятки метров, при мощности 0,5–2 м.

Трахибазальты – массивные породы черного цвета с пилотакситовой, микродолеритовой структурой и фенокристаллами (15 %) плагиоклаза, титан-авгита, керсутита и титаномagnetита. Контакты даек ровные, резкие. Эндоконтактные изменения выражены в переходе структур в скрытокристаллическую, в экзоконтактах образуются зоны закалки не превышающие нескольких сантиметров. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (An_{45-52}) – 40–50, титанавгит – 25–30, керсутит – 5–20, нефелин – 0–2, анальцит – 0–2, оливин – 0–2, акцессорные (титаномagnetит, сфен, лейкоксен, апатит, циркон) – 3–5. Полнокристаллическая основная масса состоит из лейст карбонатизированного плагиоклаза с иголочками керсутита, титан-авгита, серпентинизированного оливина, а также ксеноморфных анальцита и либнеритизированного нефелина.

Для трахибазальтов типичны высокие содержания щелочей (4,5–8 %), глинозема, фосфора, высокие значения коэффициента глиноземистости ($\text{al}'=0,7-2$) при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,5-2,0$ (прил. 8), аномально высокие содержания фосфора (0,9–1,5 %). По петрохимическим особенностям дайковые породы аналогичны трахибазальтам петротипа захребетнинского комплекса [111], формирование которых происходило в обстановке континентального рифтогенеза (рис. 5).

Породы магнитны (до $5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), не радиоактивны, плотность их составляет $2,90 \text{ г/см}^3$.

Определения радиологического возраста Ar-Ar методом мономинеральных фракций биотита и пироксена из штока трахидолеритов захребетнинского комплекса в Верхневороговском прогибе составляют 696 ± 8 млн лет [70].

Сухореченская свита (RF_3sh) развита в бассейнах рек Кутукас, Мутнина, Михеева, Вороговка, Северная, согласно залегает на породах мутнинской свиты. Сложена известняками (68–80 %), песчанистыми известняками (15–30 %), доломитами (2 %). Нижняя граница свиты проводится по появлению горизонта (15–30 м) доломитов, известковистых доломитов или доломитов с микрофитолитами. В доломитах этого горизонта выявлены органогенные формы (диаметр – 0,7 м, толщина – 0,25 м) концентрического строения, определенные В. А. Шипицыным как *Newlandia* [129]. Выше залегает мощная монотонная толща серых, темно-серых известняков, в которой выделяется несколько тонких (2–15 м) горизонтов доломитов. Общая установленная максимальная мощность свиты не превышает 1 500 м, верхняя часть разреза размыта. В строении разреза свиты определяется тонкая, слабовыраженная флишоидная ритмика, обусловленная переслаиванием пелитоморфных известняков и градационнослоистых известняков. В градационнослоистых известняках каждый ритм начинается слоем (0,2–0,4 см) известняков с псаммитовыми зернами кварца, которые постепенно переходят в слой (1,5–2,5 см) пелитоморфных известняков. При этом выделяются пакеты (до 50 м) с преобладанием пелитоморфных известняков и пакетов (до 100 м) с преобладанием градационнослоистых известняков. Изредка в известняках выделяются линзы песчанистых известняков с расплывчатыми нерезкими границами, часто отмечается комковатая текстура. Вверх по разрезу объем песчанистого материала увеличивается. В бассейне р. Вороговка, в разрезе свиты выявлены два горизонта песчанистых известняков с линзовидными прослоями (2–25 м) полимиктовых конгломератов [129].

Возраст свиты определяется позднерифейским, т. к. она с размывом залегает на мутнинской свите (аналог чивидинской с возрастом 700 млн лет), под доломитами подъемской свиты [70].

ТЕЙСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Район на площади охватывает область развития пород чингасанской серии в Тейско-Чапском прогибе.

Чингасанская серия сложена терригенными отложениями лопатинской, карьерной и чивдинской свит молассовой формации краевых (остаточных) бассейнов [10, 127]. В пределах листа распространены породы лопатинской и карьерной свит. Породы серии практически немагнитны, с плотностью – 2,50–2,60 г/см³, отмечаются значениями поля МЭД – 3–5 мкР/ч в спокойном близком к нулю магнитном поле и градиентной области поля $\Delta g_{\text{ост.}}$.

Лопатинская свита (RF₃lp) выделена М. А. Семихатовым [127], развита на площади 10 км² в междуречье Вороговка–Бол. Лебяжья, имеет тектонические границы с подстилающими породами и перекрыта с размывом породами карьерной свиты. Свита сложена песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, за пределами площади, с угловым несогласием залегает на сланцах сухопитской серии раннего–среднего рифея, на раннепротерозойских кристаллических сланцах свиты хребта Карпинского, гнейсах малогаревского метакомплекса архея, гранитогнейсах гаревского комплекса позднего карелия и гранитах глушихинского комплекса позднего рифея. В стратотипе свита подразделена на три части: нижнюю – песчано-гравелито-конгломератовую красноцветную, среднюю – песчано-алевролитовую окрашенную в бледно-красные, зеленовато-серые, темно-серые тона и верхнюю – преимущественно доломитовую сероцветную [179].

В пределах листа обнажены нижняя (без базального горизонта) и средняя части разреза. Нижняя красноцветная часть разреза представлена груборитмичной пачкой гравелитов, песчаников и алевролитов с буровато-красными, зеленовато-серыми мелкогалечными конгломератами и гравелитами в основании. Галька и гравий конгломератов хорошей окатанности, представлены белым кварцем, сланцами, кварцитами. Цемент базальный песчанистый кварцевослюдястый с примесью гематита. Ритмы (0,2–10 м) имеют четкие нижние границы, с размывом залегающие на подстилающих слоях. Основания ритмов сложены красноцветными песчаниками разнозернистыми, часто с гравийным материалом. Верхнюю часть ритмов составляют пакеты тонкого чередования (5–15 мм) мелкозернистых песчаников и зелено-цветных алевролитов. К верхам разреза пачки мощность ритмов сокращается, в составе отложений преобладают мелко-, тонкозернистые песчаники и алевролиты. Мощность нижней пачки – 200 м.

Средняя часть разреза свиты представлена зеленовато-серыми и светло-серыми кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися (первые сантиметры) с зелеными, реже темно-серыми алевролитами с редкими маломощными линзами гравелитов. В составе цемента присутствует каолинит. Мощность средней пачки 200–250 м.

Низы разреза свиты срезаны разломом, верхи с размывом перекрыты породами карьерной свиты, мощность свиты превышает 450 м.

На МАКС лопатинская свита имеет серый, светло-серый фототон и прерывисто-полосчатую, реже зернистую структуру фотоизображения.

Из доломитов верхней части стратотипического разреза свиты на р. Тея, определены микрофитоциты *Asterosphaeroides emendatus* Yaksch., *Radiosus praerimosus* Z. Zhur., *Vermiculites tortuosus* Reittl., *V. anfractus* Z. Zhur., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., которые встречаются как в верхнерифейских, так и в вендских отложениях [100].

Радиологическая датировка глауконита из отложений лопатинской свиты составляет 778 млн лет [111]. Предполагается, что возраст свиты моложе, так как базальные горизонты ее с размывом налегают на лейкограниты глушихинского комплекса с изотопным возрастом 735–750 млн лет [6, 33].

Карьерная свита (RF₃kr) развита на площади порядка 2 км², на правобережье р. Вороговка, с размывом залегает на средней пачке лопатинской свиты. Стратотип свиты находится южнее площади у п. Тея [178], где выделяется три пачки, соответствующие подсвитам: нижняя – терригенная, средняя – терригенно-глинистая и верхняя – терригенно-карбонатная.

В пределах Вороговской площади развита лишь нижняя пачка, сложенная белыми, светло-серыми кварцитовидными грубозернистыми гравийными песчаниками. В верхней части пачки появляются прослои желтовато-зеленых тонкозернистых песчаников и алевролитов и темно-серых, черных аргиллитов. Неполная мощность пачки – 200 м.

Преобладают кварцевые, реже полевошпат-кварцевые песчаники и алевролиты. В кварцевых породах обломочный материал лучше окатан и более сортирован, чем в полевошпат-кварцевых. Зерна пелитизированного калишпата и серицитизированного плагиоклаза полуокатаны, иногда каолинизированы, кварца – мутные, содержат газово-жидкие включения. Изредка встречаются зерна кварцитов и чешуйки мусковита. Акцессорные минералы представлены турмалином,

лейкоксеном, цирконом, рутилом, анатазом, пироксеном, гранатом, гематитом, пиритом. Цемент кварцевый регенерационный, реже – поровый кварцево-гидрослюдистый, базальный глинисто-гидрослюдистый.

На аэрофотоснимках кварцитовидные песчаники свиты выделяются положительными формами рельефа, светлым фототонном и штриховато-полосчатым рисунком фотоизображения.

Изотопный возраст глауконита из песчаников карьерной свиты бассейнов р. Тея и р. Уволга составляет 688 ± 34 и 723 ± 22 млн лет [178], что и принято для возраста свиты [70].

ТЕЙСКО-КУТУКАССКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Район занимает северную часть Енисейского кряжа и сложен породами **чапской серии**.

Отложения серии завершают разрез орогенного этапа развития территории, формируя его верхний, регрессивный цикл. В составе чапской серии выделены отложения суворовской, подъемской и немчанской свит. Разрезы суворовской и подъемской свит в западной части (Вороговский прогиб) отличаются от разрезов восточной части (Тейско-Чапский прогиб), поэтому выделены две геологические площади Порожинская и Чапская в пределах Тейско-Кутукасского геологического района [127]. В пределах Порожинской геологической площади отсутствуют осадки суворовской свиты, низы серии сложены подъемской свитой, которая с размывом залегает на подстилающих породах сухореченской свиты. В пределах Чапской площади, в центре листа, в бассейне р. Лиственной и в среднем течении р. Кутукас, в основании разреза серии выделяются осадки базальной суворовской свиты. Отличаются, кроме того, и разрезы подъемской свиты, что позволяет предполагать, на этот период времени существование двух изолированных бассейнов с отличающимися условиями осадконакопления. Немчанская свита прослеживается в пределах всего района без существенных различий.

Терригенно-карбонатные породы серии практически немагнитны, плотность их – $2,50\text{--}2,60\text{ г/см}^3$, они не находят отражения в физических полях.

Суворовская свита (RF₃sv) распространена в пределах Листвининского грабена Чапской геологической площади, в междуречье Кутукас–Вороговка и в бортах правого притока р. Кутукас. В элювиальных высыпках и делювиальных развалах выделены красновато-бурые и желтовато-бурые полимиктовые известковистые гравелиты, разнотекстурные полимиктовые известковистые песчаники с подчиненными прослоями вишнево-красных и бурых известковистых алевролитов, с мощностью отложений порядка 150 м. В северном направлении мощность отложений свиты уменьшается. В бортах долины Вороговки у устья Лиственной, в бассейнах рек Северная и Михеева отложения свиты отсутствуют.

В песчаниках, алевролитах и гравелитах обломочный материал (70–80 %) представлен полуокатанными, угловато-окатанными, угловатыми обломками кварца (30–45 %), калиевого полевого шпата (15–20 %), кислого плагиоклаза (5–15 %), аргиллитов (5–10 %), кварцитов (3–5 %), кремней (1–3 %), хлоритовых сланцев (1–2 %), биотита, гематита, магнетита, турмалина, ильменита, рутила, апатита, циркона, мусковита (от единичных зерен до 2 %). Цемент (20–30 %) пленочно-поровый железисто-карбонатный, глинисто-железисто-карбонатный.

Радиоизотопный возраст вулканитов суворовской свиты в бассейне р. Чапа, определенный Rb-Sr методом, составляет 668 ± 24 млн лет [32, 178] и позволяет с большой долей уверенности отнести свиту к позднему рифею.

Подъемская свита распространена в виде двух полос. Восточная, прослеживается в бассейнах среднего течения р. Кутукас, в верховьях р. Михеева, в бассейнах рр. Лиственной и Восточной, выполняя грабен на Чапской геологической площади. Западная полоса представляет восточное крыло крупной синклинальной структуры, раскрывающейся к западу от изученной площади, и развита в верховьях р. Мал. Порожная, у устья р. Северная, в междуречьях Михеева–Мутнина, Безымянка–Кутукас, в пределах Порожинской геологической площади.

В разрезе свиты выявлены прослои и линзы родохрозитсодержащих пород, карбонатных марганцевых руд, переходящих в зоне выветривания в окисные марганцевые руды. При поисковых работах на марганцевое оруденение участки распространения свиты разбурены поисковыми скважинами по профилям через 700–2 000 м, при расстоянии между скважинами от 50 до 500 м и глубине скважин – от 7 до 407 м (рис. 9). Полученные данные позволяют с большей детальностью охарактеризовать свиту, которая сложена алевролитами (40 %), доломитами (25 %), туфосилицитами (13 %), туфопесчаниками и туфоалевролитами (12 %), песчаниками (5 %), известняками (5 %). По литологическому составу свита делится на две подсвиты: нижнеподъемскую – доломитовую и верхнеподъемскую – туфогенно-кремнисто-терригенно-карбонатную.

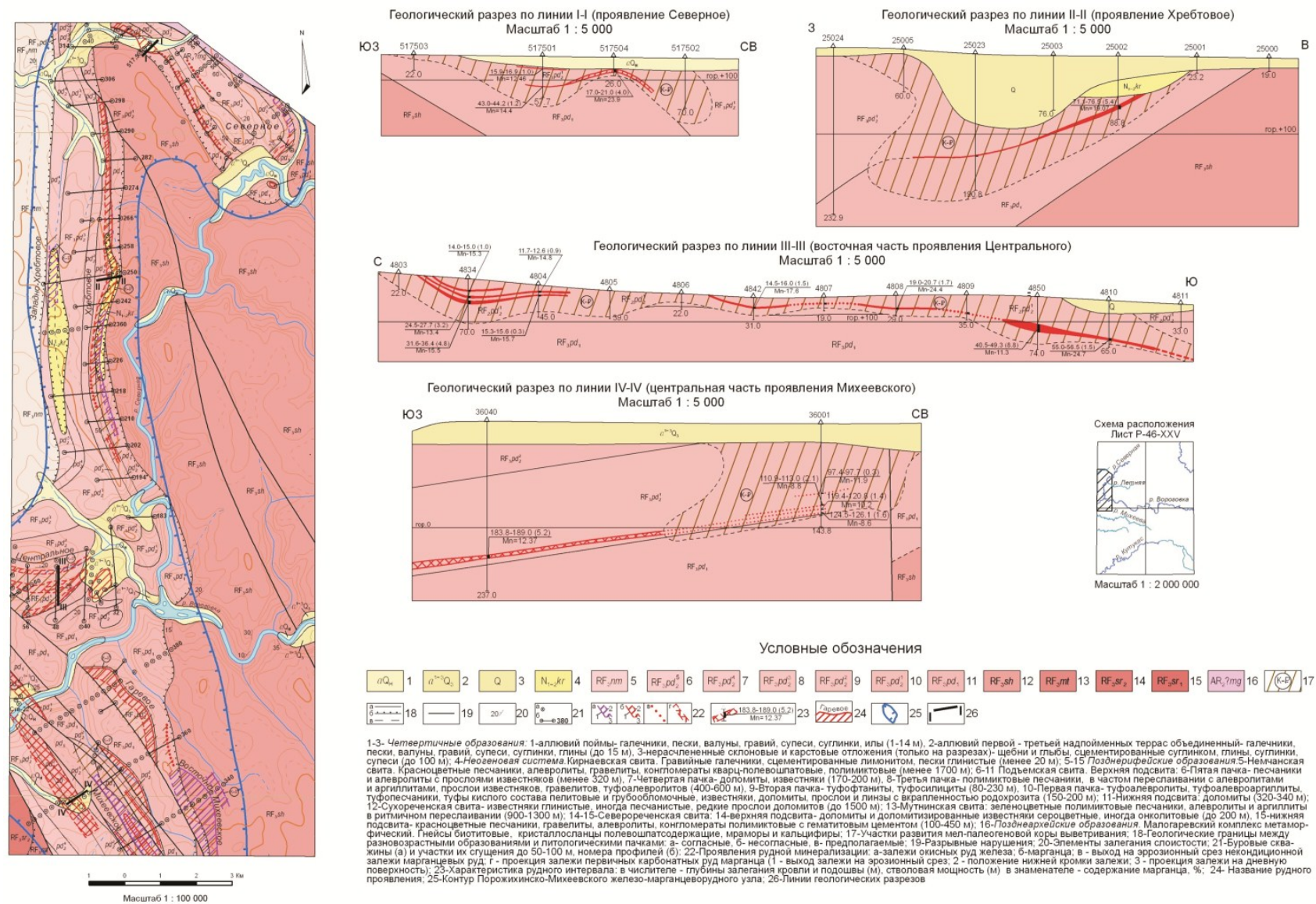


Рис. 9. Геологическая карта Порожнинско-Михеевского железо-марганцеворудного узла (проявления Северное, Хребтовое, Центральное, Михеевское, Гаревое и др.).

Нижнеподъемская подсвита (RF_3pd_1) сложена доломитами серыми, светло-серыми, розовато-серыми, розовыми, зеленовато-серыми. В пределах Чапской геологической площади доломиты согласно залегают на породах суворовской свиты, а там где выклинивается – с размывом на породах сухореченской свиты, с песчанистыми доломитами в основании разреза (опорное обнажение 15). Мощность ее в этом разрезе – 300 м.

Преобладают доломиты массивные, реже – слоистые, иногда кавернозные, брекчиевые, онколитовые. Структура их мелко-, тонкозернистая, разнотоннозернистая; текстура ступчатая, пятнистая, обусловленная стяжениями реликтовой органики.

В пределах Порожинской геологической площади подсвита имеет аналогичный разрез и сложена серыми, розовато-серыми и розовыми доломитами, брекчиевыми доломитами, онколитовыми доломитами и вишневыми алевроаргиллитами. Мощность подсвиты, определенная по буровым профилям, колеблется в пределах 260–400 м, полная мощность, пересеченная скважиной от кровли до подошвы, составила 362 м [133].

Состав доломитов мономинеральный (иногда присутствует сидерит, олигонит, кальцит, магнезит, анкерит), размер зерен – 0,008–0,075 мм. В количестве 2–5 % имеется кварц алевроитовой размерности, полевые шпаты, глинистое вещество, пирит, редкие чешуйки слюды. В верхах разреза в составе доломитов установлено присутствие кремнистого вещества [116]. Проявляется нечеткая слоистость, обусловленная чередованием тонкозернистых слоев (зерна 0,008–0,01 мм) с мелкозернистыми (зерна 0,015–0,045 мм). Брекчиевые доломиты имеют разнотоннозернистую структуру, брекчиевую текстуру. Онколитовые доломиты развиты в разрезе р. Вороговка 2–3,5 км ниже устья р. Северная. Онколиты в них составляют до 35 % объема породы, имеют округлую, овальную, продолговатую форму (диаметр – 1–3 мм). В кавернозных доломитах овальные, округлые поры (0,5–3 мм) выполнены средне-, крупнокристаллическим доломитом, манганокальцитом, родохрозитом. Содержание SiO_2 в доломитах колеблется в пределах 0,32–7,04 %, Fe_2O_3 – 0,44–1,18 %, MnO – 0,1–1,8 %, P_2O_5 – 0,03–0,12 %. Содержание марганца в доломитах повышается в зоне гипергенеза.

Алевроаргиллиты развиты редко, они имеют пелитовую, редко алевроитовую структуру, основная масса в них представлена спутано-волокнистым агрегатом кремнисто-гидрослюдистого состава, обломочный материал представлен кварцем и полевыми шпатами, количество его составляет 5–7 %.

В зоне гипергенеза, в доломитах, проявлено метасоматическое замещение зерен доломита родохрозитом (в виде прожилков (0,3–2 мм) и гнезд) и оксидными минералами марганца. Омарганцевание проявляется в развитии по трещинкам нитевидных прожилков, дендритов или каемок тодорокита, псиломелана, гидрогетита. Такие доломиты визуально не отличаются от неизмененных доломитов, но содержание марганца в них возрастает до 2,5–3 %. Вне зоны гипергенеза минералов марганца в доломитах не обнаружено. Доломиты могут использоваться как флюс для металлургической промышленности и для производства цемента и огнеупоров [119].

Верхнеподъемская подсвита (RF_3pd_2) согласно залегает на доломитах нижнеподъемской подсвиты. В пределах Чапской геологической площади представлена серыми песчаниками, алевролитами и темно-серыми известняками и перекрыта залегающими с несогласием красноцветными породами немчанской свиты. Мощность вскрытого здесь разреза подсвиты составляет 300 м и сопоставляется с верхней частью разреза подсвиты Порожинской геологической площади. В пределах Порожинской геологической площади в разрезе подсвиты по литологическим особенностям можно выделить 5 пачек [119, 133, 160].

Первая пачка в верховьях р. Мал. Порожная сложена туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоалевроаргиллитами, туфами кислого состава, известняками, доломитами и является продуктивной на марганцевое оруденение. В основании ее выделяется пласт (11 м) доломитов, переслаивающихся (1,5–2 м) с известковистыми туфоаргиллитами (3–4 м). Средняя часть разреза сложена туфоалевролитами и туфоаргиллитами с редкими тонкими прослоями доломитов и известняков. В кровле пачки установлен пласт (18,5–22,0 м) доломитов, переслаивающихся с кремнистыми туфоалевролитами, выше туфоалевролитов выделяется горизонт грубообломочных туфов и туфопесчаников мощностью 3 м. Содержание марганца – 1,8–4,8 %, увеличивается к верхам разреза. Мощность пачки в этом разрезе составляет 106–110 м [160]. Расчетная мощность пачки по поисковым буровым профилям в центре структуры, в районе Хребтового проявления, (рис. 9) составляет 150–200 м, на юге, в междуречье Михеева–Мутнина, она составляет 85–140 м, в районе р. Безымянка – 40–70 м. В широких пределах (от 35 до 75 м) колеблется мощность карбонатных пород. В южной части структуры карбонаты исчезают, преобладают туфоалевролиты, туфоалевроаргиллиты, туфы витрокристаллокластические. Распределение карбонатов марганца в разрезе неравномерное, марганцевые стяжения тяготеют преимуще-

ственно к прослоям туфоалевролитов. Карбонатные родохрозитовые марганцевые руды в виде прослоев (1–2 м) суммарной мощностью 5–6 м и содержанием марганца – 11–16 % вскрыты в низах пачки (на контакте с доломитами нижнеподъемской подсвиты) [135, 171].

Известняки микрозернистые (0,02–0,06 мм) кальцитовые и анкеритовые содержат примесь (до 1 %) кварца, чешуек серицита, включений пирита, скоплений лимонита и глинистого материала. Отмечаются многочисленные стилолитовые швы. Доломиты не отличаются от пород нижнеподъемской подсвиты.

Туфоалевролиты и туфоалевроаргиллиты, преобладающие в верхней части разреза пачки, характеризуются пелитоалевритовой размерностью кластического и пирокластического материала (7–20 %). Он представлен остроугольными, удлиненными, треугольными, рогульчатыми, неправильными и округлыми обломками кварца, плагиоклазов, калишпата, кварцитов, риолитов, порфиритов, карбонатизированных скоплений пемзы, чешуйками слюды. Цемент сложен глобулями кварца, погруженного в каолинит-гидрослюдистую с примесью кальцита и олигонита массу с включениями пирита и гидроокислами железа. Кроме кальцита развиты пелитоморфные стяжения доломит-родохрозитового состава, в которых присутствуют олигонит, редко – сидерит. Количество карбонатных минералов увеличивается к кровле пачки, но не превышает 10–15 %, содержание родохрозитовых стяжений достигает 1 %. Родохрозит развивается по пирокластическому материалу, сохраняя реликты первичных структур, в окремненных разностях количество карбонатных обломков и стяжений уменьшается. В основной массе часты рассеянные зерна, стяжения и черные линзовидные прослои (от 0,2 до 5 см), сложенные фторпатитом.

Туфы кислого состава сложены бурым раскристаллизованным пепловым материалом, который цементирует кристаллокласты кварца, плагиоклазов, обломки (0,05–0,07 мм) кварцитов, бурого карбоната (до 1 %), серицитизированных фельзитов. В крупнообломочных туфах и туфопесчаниках обломки (10–30 мм) составляют до 40 % объема и сложены кварцем, халцедоном, карбонатизированными, пиритизированными стяжениями по пемзе или вулканическому стеклу. Цемент кремнисто-глинистый с примесью кальцита с включениями пластинок мусковита, биотита, игольчатого циркона. Содержание кремнезема в алевропсаммитовых карбонатизированных туффитах колеблется в пределах 42–52 %, окиси марганца – 0,2–0,5 %, пятиокси фосфора – 1,04–1,14 % [133]. Почти повсеместно в пачке развит глобулярный пирит в виде точечной сыпи или прерывисто-извилистых цепочек.

Вторая пачка является маркирующей для разрезов подсвиты, сложена туфофтанитами, туфосилицитами и кремнистыми туфоалевролитами. Мощность ее колеблется в пределах 130–230 м, уменьшаясь к югу до 80–120 м. Черные и темно-серые туфофтаниты установлены на глубинах 100–300 м. Их затронутые выветриванием аналоги – белые, светло-серые, зеленовато-серые туфосилициты (силициты), развиты у поверхности. По границе между ними проводится внешняя зона коры выветривания.

Основная масса туфофтанитов сложена халцедон-кварцевым агрегатом с зернисто-глобулярным строением и примесью углисто-битуминозного вещества. Глобули (0,005–0,01 мм) сложены кварцем, имеют светло-коричневую, желтоватую окраску. Они погружены в темно-коричневую зернисто-стекловатую кварц-халцедон-карбонатно-глинистую массу. Углисто-битуминозное вещество образует тонкий равномерный крап или концентрируется в трещинах и сутуро-стилолитовых швах, содержание битума по данным люминесцентного анализа составляет 0,04–0,24 %, $C_{орг}$ – 0,39–1,24 % [133]. Содержание зернистого и глобулярного пирита (0,05–0,08 мм) достигает 2 %, вместе с углистым веществом он образует прерывистые полосы. Обломочный материал (размер – 0,05–0,3 мм) образует линзы и слойки (0,02–0,2 мм), количество его составляет 5–10 %, представлен кварцем (30–50 %), альбитом и ортоклазом (10–30 %), обломками кислых эффузивов (10–20 %). Незначительно присутствуют обломки глинистых, кремнистых и карбонатных пород, хлоритовых сланцев, халцедона, чешуйки мусковита, биотита, хлорита, зерна циркона и сфена. Форма обломков пород угловато-окатанная; минералов – изометрично-остроугольная, клиновидная, угловатая, скорлуповатая, реже – округлая, сферическая. Содержание SiO_2 в туфофтанитах колеблется в пределах 87–92 %, Al_2O_3 – 0,7–1,7 %, MnO – 0,05–0,59 %, CaO – 0,2–1,09 %, P_2O_5 – 0,03–0,65 %, суммы щелочей – 0,2–0,4 % [119]. Изредка в пачке выделяются прослои (5–15 м) туфофтанитов с примесью песчаного и карбонатного материала, родохрозитовых туфопесчаников, песчаных известняков и доломитов. В кремнисто-карбонатном прослое (0,2 м) пачки выявлены строматолиты *Charaulachia* sp. [161].

Силициты имеют светло-зеленовато-серую окраску и халцедон-кварцевый состав с примесью каолинита и других глинистых минералов. Структура микрозернистая с гнездовым и прожилковым выделением халцедона и кварца. Силициты образуются по туфофтанитам, при этом исчезает микроглобулярная структура пород, происходит вынос битумов, органического угле-

рода и пирита, порода осветляется. Содержание кремнезема в породе снижается до 81–84 %, увеличивается содержание глинозема до 1,9–9,6 %, суммы щелочей – до 0,4–1,6 %.

Кремнистые туфоалевролиты характеризуются более высоким содержанием кластического материала (до 40 %), представленного обломками кварца и полевых шпатов, чешуйками слюды.

По валовым пробам из силицитов правобережья р. Северная, в 3 км выше устья, Rb-Sr методом получен возраст 638 ± 10 млн лет. В этих пробах были выбраны десятки зерен циркона. Наряду с полуокатанными выделяются идиоморфные остросереберные прозрачные бесцветные, желтовато-бурые, бледно-окрашенные призматические зональные кристаллы. Цирконы были исследованы U-Pb методом в лаборатории ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике. Было получено 4 группы определений возраста цирконов: 339–377, 456–487, 516–585 и 1 865–2 008 млн лет. Времени формирования туфосилицитов и их диагенетических преобразований более соответствует возраст 638 млн лет.

Третья пачка делится на четыре горизонта, для которых характерным является флишеидный тип разреза и терригенный состав пород. Переход от второй пачки постепенный: среди черных фтанитов появляются прослои (1,5–2 м) зеленых алевролитов, мощность переходного слоя 13–15 м.

Первый горизонт (80–150 м) сложен зеленовато-серыми неяснослоистыми глинисто-карбонатными алевролитами с прослоями (первые метры) черных аргиллитов, пелитоморфных известняков, светло-серых кремнистых мергелей.

Второй горизонт (120–190 м) является маркирующим. В низах его отмечается чередование (первые метры) белых и светло-серых грубозернистых аркозовых песчаников и гравелитов, в средней части разреза – ритмичное переслаивание светло-серых песчаников и темно-серых алевролитов, в верхах разреза – темно-серые алевролиты с прослоями черных углисто-глинистых аргиллитов. Кровлю горизонта (5–8 м) слагают пелитоморфные известняки и глинисто-карбонатные аргиллиты.

Третий горизонт (150–200 м) сложен кварц-полевошпат-слюдистыми зелено-серыми песчаниками, ритмично переслаивающимися с темно-серыми полевошпат-кварцевыми алевролитами, иногда отмечаются прослои черных углисто-глинистых аргиллитов и серых известняков, в том числе онколитовых.

Четвертый горизонт (50–60 м) сложен мелкозернистыми кварц-карбонатными песчаниками, в верхней части переслаивающимися с известняками. Среди песчаных известняков отмечаются прослои известковистых туфоалевролитов, обломочный материал в которых представлен призматическими, остроугольными, клиновидными кристаллокластами кварца и глинизированных полевых шпатов, в цементе присутствует вулканическое стекло (45–50 %), кальцит (5–10 %), гидроокислы железа, углисто-глинистое вещество и битумы (10–15 %).

Общая мощность пачки варьирует в пределах 400–600 м. Содержание марганца по всему разрезу составляет 0,23–2,72 %. Содержание SiO_2 в алевролитах (преобладающие породы пачки) колеблется в пределах 72,95–84,39 %, Fe_2O_3 – 4,17–5,71 %, P_2O_5 – 0,056–0,086 % [133].

Четвертая пачка сложена карбонатными породами. В бассейне р. Северная представлена голубовато-серыми, серыми, темно-серыми доломитами в низах разреза и серыми известняками в верхах. В междуречье Михеевой–Мутниной пачка сложена темно-серыми известняками (иногда строматолитовыми и онколитовыми) с единичными прослоями (до 7 м) карбонатных туфоалевролитов. Общая мощность пачки колеблется в пределах 170–200 м, иногда увеличивается до 300 м.

Доломиты массивные тонко-, крупнокристаллические кавернозные, трещиноватые, иногда глинистые, битуминозные, онколитовые. Известняки состоят из кальцита (85–90 %) и кварца (до 10 %) с примесью (2–3 %) серицита, пирита, полевых шпатов. Иногда в известняках проявляется фунтиковая текстура, поверхность швов которых подчеркнута тонкой пленкой глинистого вещества. Строматолитовые известняки представлены угнетенными слоистыми образованиями мощностью 1–3 см. В онколитовых известняках и доломитах насыщенность онколитами составляет 40–85 %, ядра онколитов сложены обломочным материалом: кварцем, кварцитами, сидеритом, фельзитом, пемзой, турмалином, микроклином, пиритом. Встречаются битуминозные известняки. Содержание окиси марганца не превышает 0,07 %, пятиокиси фосфора – 0,05 %.

Карбонатные туфоалевролиты – зеленовато-серые слоистые породы, состоят из слоев, обогащенных карбонатом и слоев терригенно-вулканического материала с известково-слюдистым цементом.

Пятая пачка развита фрагментарно, перекрыта породами немчанской свиты, залегающей несогласно, при этом сохранившаяся от размыва мощность ее изменяется от 40 до 320 м. Пачка сложена мелко-, среднезернистыми песчаниками и алевролитами, имеющими карбонатный це-

мент (кальцита – 10–30 %). Алевролиты более характерны для нижней и средней частей разреза пачки, здесь же выявлены прослои (менее 1 м) известняков и песчанистых известняков. Обломочный материал в песчаниках и алевролитах представлен кварцем, полевыми шпатами, обломками фельзитов, кварцитов, сланцев, известняков, в алевролитах повышено (до 25 %) содержание слюд. Иногда в цементе в незначительном количестве присутствуют пирит, мелкие стяжения родохрозита или олигонита. Породы пятой пачки развиты и в пределах Чапской геологической площади в Листвининском грабене.

Мощность подсвиты, установленная при бурении поисковых скважин на Вороговской площади, не превышает 1 650 м. Разрез ее свидетельствует, что вулканическая деятельность была проявлена во время формирования первой и второй пачек и, очень незначительно, – третьей и четвертой пачек. Предполагается, что формирование туфофанитов связано с извержением вулканов в мелководном морском бассейне, т. к. наряду с пирокластическим, пепловым материалом присутствуют осадки терригенного и химического происхождения [133]. Вместе с вулканогенными породами отлагались карбонатные марганцевые минералы, при диагенезе сформировались карбонатные марганцевые руды. Для всех типов пород подсвиты характерно наличие пирита, а также присутствие органического вещества. Основная масса первичного марганца связана с туфогенными породами первой пачки. Во второй–пятой пачках содержание марганца обычно редко превышает 1 %.

На МАКС свита выделяется сглаженными формами микрорельефа, светло-серым фототонном, положительными штриховатыми формами рельефа выделяется пачка силицитов.

Многочисленные определения возраста подъемской свиты по глаукониту из разрезов рек Тея и Чапа составляют 660, 625, 610, 539 млн лет [23], что не противоречит полученным нами значениям в 638 млн лет [179] и позволяет уверенно относить ее к верхам позднего рифея.

Немчанская свита (RF_3nm) распространена в четырех разобренных участках: на правобережье р. Енисей у устья р. Кутукас, на правобережье р. Северная, в узком грабене на правобережье р. Бол. Лебяжья и в грабене в междуречье Вороговка–Кутукас–Ниж. Сурниха. Породы свиты с разрывом залегают на разных горизонтах верхнеподъемской подсвиты, что свидетельствует о наличии перерыва осадконакопления. Свита сложена красноцветными и зелено-цветными кварц-полевошпатовыми песчаниками (35 %), гравелитами и конгломератами (25 %), алевролитами (20 %), аргиллитами (20 %).

Нижняя часть разреза свиты (порядка 450–500 м) вскрыта в низовьях р. Кутукас. Базальный горизонт (45 м) сложен кирпично-красными полевошпат-кварцевыми гравелитами и гравелитистыми песчаниками. Выше залегают чередующиеся (от 0,01–5 до 4–5 м) песчаники, алевролиты и аргиллиты вишнево-красной, зеленой и светло-серой окраски, образуя пакеты с резкими границами слоев. Неокатанные и несортированные обломки в песчаниках, гравелитах и алевролитах представлены кварцем (60–85 %), калиевым полевым шпатом (10–25 %), плагиоклазом (5–10 %), кварцитами (1–5 %), зелеными сланцами (2–5 %), хлоритизированными эффузивами основного состава (1 %), биотитом, мусковитом, турмалином, апатитом, цирконом. Цемент регенерационный, поровый, соприкосновения полевошпат-кварцевый, глинисто-карбонатный с примесью гидроокислов железа, глинисто-слюдистый. В направлении с севера на юг уменьшается количество прослоев красноцветных пород – в бассейне р. Ниж. Сурниха преобладают светло-серые, желтые и зеленые тона окраски.

Средняя часть разреза (350–400 м) сложена монотонными мелко-, среднезернистыми вишневыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с редкими прослоями грубозернистых гравелитистых песчаников и тонкими прослоями вишнево-бурых алевролитов.

Верхи разреза (250–300 м) обнажены в бассейне р. Ниж. Сурниха, где развиты темно-бурые грубозернистые гравелитистые песчаники и гравелиты с гематитовым цементом. Иногда среди них выделяются прослои светло-серых полевошпат-кварцевых гравелитов, в которых полевые шпаты в значительной степени каолинизированы. Аналогичный разрез вскрывается и в тектоническом блоке в верховьях р. Бол. Лебяжья.

Общая максимальная мощность свиты в пределах площади не превышает 1 200 м.

Средняя плотность пород свиты составляет $2,57 \text{ г/см}^3$, грубозернистые песчаники характеризуются плотностью – $2,49 \text{ г/см}^3$ и выделяются понижениями поля $\Delta g_{\text{ост.}}$. Породы свиты немагнитны и слаборадиоактивны (значения поля МЭД – 2–4 мкР/ч).

На МАКС свита дешифрируется на правобережье р. Бол. Лебяжья по светло-серому фототону и штриховато-полосчатому рисунку микрорельефа.

Свита на площади радиологически и палеонтологически не охарактеризована. Восточнее, на листе Р-46-XXVII, из верхней части стратотипического разреза свиты имеется определение изотопного возраста по глаукониту – 560, 630, 635 млн лет [5, 110] указывающее на ее принадлежность к позднему рифею. В легенде Енисейской серии, немчанская свита и чапская серия, в

целом, были отнесены к раннему венду [110, 127]. В связи с изменением нижней границы венда в Стратиграфическом кодексе (2006 г.) до 600 млн лет принимается позднерифейский возраст свиты (и чапской серии в целом).

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА–ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА, ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

ТУНГУССКИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЙОН

Лебяжинская свита (V_2-C_1lb) развита в бассейне среднего течения р. Кутукас, в бассейнах рек Бол. Лебяжья и Мал. Лебяжья, Рыбная, и на правобережье р. Черная, в среднем течении р. Вороговка в обрамлении Вороговского грабена.

Свита сложена преимущественно доломитами, в резко подчиненном количестве в разрезе присутствуют песчаники, известняки, алевролиты и конгломераты. С угловым несогласием она залегает на протерозойских отложениях и с размывом перекрывается оленчиминской свитой среднего кембрия и байкитской свитой среднего ордовика.

По литологическому составу и характеру цикличности свита может быть разделена на три подсвиты, в каждой из которых возможно выделение самостоятельных пачек [127]. Нижняя часть свиты представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками кварцевого состава и доломитами с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов, средняя – преимущественно доломитами, верхняя – доломитами, известняками и красноцветными терригенными породами. На площади ввиду слабой обнаженности выделить и проследить подсвиты не удалось.

В литологическом составе свиты в разрезах по рр. Кутукас, Бол. и Мал. Лебяжья, Черная и Вороговка имеются различия, но общий состав и строение свиты сохраняются.

По р. Кутукас в 5,5 км выше устья руч. Бедовый лебяжинская свита с размывом и угловым несогласием залегает на мутнинской свите верхнего рифея, далее к югу на северореченской свите и метабазах фирсовской толщи. Здесь вскрывается следующий разрез (снизу) [129]:

1. Конгломераты кварцевые светло-серые, гравелиты полевошпат-кварцевые и песчаники кварцевые белые	100 м
2. Доломиты светло-бежевые грубослоистые плотные	200 м
3. Доломиты желтые, светло-бежевые плотные микро- и мелкокристаллические. В редких прослоях содержат онколиты и строматолиты. Отмечаются кавернозные текстуры с заполнением пустот кальцитом и шелевидные пустоты от выщелоченных кристаллов гипса и глиптоморфозы по кристаллам каменной соли. В отдельных прослоях отмечается терригенная примесь (до 20 %) кварца и калиевого полевого шпата алевроитовой и песчаной размерности	420 м
4. Доломиты светло-розовые с прослоями красноцветных алевропесчаников и песчаников, а также песчаников кварцевых светло-серых и гравелитов зеленых	125 м
5. Алевролиты и алевропесчаники вишнево-бурые с прослоями светлых песчаников, гравелитов и реже – доломитов светлых, песчаных и гравелитистых	75 м
6. Доломиты светло-бежевые, светло-желтые, строматолитовые с желваками кремней, прослои гравелитистых песчаников	125 м

Общая (максимальная для площади) мощность свиты в бассейне р. Кутукас – 1 045 м.

В бассейне р. Бол. Лебяжья, горными выработками вскрыт полный разрез свиты [181]. Здесь лебяжинская свита залегает с угловым несогласием на метапесчаниках погоройской свиты среднего рифея (снизу):

1. Конгломераты зеленовато-серые крупногалечные. Хорошо окатанные уплощенные обломки представлены кварцем, кварцитопесчаниками, метаалевролитами и глинистыми сланцами зелеными и черными. Цемент базальный глинисто-песчаный	2 м
2. Алевролиты, алевропесчаники кварцевые зеленовато-, желтовато-серые тонкопараллельнослоистые	1,2 м
3. Алевролиты кремнистые темно-вишневые, бурые с маломощными прослойками (1–5 см) аргиллитов вишневых и зеленых. В нижней части – прослой мощностью 0,2 м конгломерата зеленого кремнистого	1,7 м
4. Песчаники глинисто-кварцевые светло-серые, бурые мелкозернистые тонкослоистые	15 м
5. Доломиты глинистые светло-серые волнистослоистые с прослоями (несколько сантиметров) вишневых аргиллитов	30 м
6. Доломиты светло-серые плитчатые волнистослоистые кавернозные с прослоями доломитов песчаных	80 м
7. Песчаники, алевропесчаники кварц-карбонатные вишнево-бурые	10 м

8. Алевролиты, алевропесчаники кварцевые пестроцветные – зеленовато-голубовато-серые, вишневые	19 м
9. Доломиты бежево-серые с желваками и линзами черных кремней	12 м
10. Доломиты строматолитовые желтовато-серые песчанистые волнистослоистые	18 м
11. Доломиты глинистые светло-серые плитчатые кавернозные с многочисленными таблитчатыми кристаллами гипса	80 м
12. Аргиллиты зеленовато-серые с прослоями мощностью до нескольких сантиметров алевролитов вишневых глинисто-кварцевых	6 м
13. Доломиты глинистые светло-серые кавернозные с прослоями доломитов песчанистых	84 м
14. Доломиты светло-зеленовато-серые плитчатые с прослоями доломитов слабопесчанистых	38 м
15. Доломиты светло-бежево-серые микрокристаллические плитчатые, иногда кавернозные	84 м
16. Доломиты песчанистые светло-серые волнистослоистые с волноприбойными знаками ряби на поверхности плит	23 м
17. Песчаники гравелитистые красноцветные тонкоплитчатые. В обломках, в основном, доломиты, реже – кварц и частички пород	0,4 м
18. Песчаники доломитовые зеленовато-серые мелкозернистые ожелезненные с прослоями красновато-бурых алевролитов	0,7 м
19. Алевролиты песчанистые красноцветные с прослоями (0,2–0,3 м) песчаников красноцветных крупнозернистых, до гравелитистых (в обломках – кварц, доломит, кремни)	17 м
20. Песчаники красновато-бурые крупнозернистые, слабоокатанные обломки представлены доломитом, кварцем, алевролитами	14 м
21. Доломиты песчанистые светло-серые комковатые брекчиевидные со стяжениями темно-серых кремней, прослоями глинистых доломитов. В нижней части прослой строматолитовых доломитов	34 м
22. Доломиты глинистые светло-серые с тонкими (1–2 см) прослоями темно-серых аргиллитов	22 м
23. Алевролиты глинистые вишнево-красные с прослоями зеленовато-серых аргиллитов и доломитов	16 м
24. Доломиты песчанистые желтовато-серые тонкоплитчатые. Обломочный материал – хорошо окатанные обломки кварца и доломита	10 м
25. Доломиты бежево-серые микрокристаллические комковатые волнистослоистые плитчатые, до тонкоплитчатых	110 м
26. Доломиты глинисто-песчанистые зеленовато-серые массивные	10 м
27. Интервал не вскрыт из-за обильного притока воды в горные выработки, но в делювиальных суглинках установлены обломки красноцветных песчанистых доломитов. Обводненный интервал соответствует по мощности	30 м
28. Доломиты песчанистые желтовато-серые, бежевые комковатые тонкоплитчатые кавернозные	20 м
29. Мергели светло-серые тонкослоистые с тонкими, около 1 мм, прослоями темно-серого аргиллита	30 м
30. Известняки глинистые светло-серые волнистослоистые с прослоями серых аргиллитов	20 м
31. Известняки светло-серые плитчатые неяснослоистые, содержат стяжения голубовато-серых концентрически-зональных кремней	30 м

Залегающий в кровле свиты слой известняков с кремнями является маркирующим горизонтом – картируется на р. Мокрая, вскрыт в среднем течении р. Большой Лебяжьей, его значение, как маркирующего горизонта, отмечается и другими исследователями [129].

Мощность свиты в этом разрезе 866 м.

Ближний к этому разрез лебяжинской свиты мощностью 763 м пересечен скважиной СК-19, пройденной на р. Бол. Лебяжья непосредственно за изученной площадью. Здесь свита с угловым несогласием налегает на пестроцветные каолинизированные аргиллиты свиты Карточки среднего рифея [129].

В разрезе свиты выявлены горизонты доломитов с прослоями гипса, гипса-ангидрита, глиптоморфозами по кристаллам каменной соли, а также онколитовые доломиты, из которых определены *Vermiculites* cf. *tortuosus* Reitl., *Ambigolamellatus* cf. *horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *Asterosphaeroides* sp., *Osagia* sp. и *Radiosus* sp. (определения М. С. Якшина и Н. В. Хоритоновой) [129]. В средней части разреза обнаружены остатки трилобитов *Bulaiaspis vologdini* Lerm., *B. sp.* (определения Л. Н. Репиной), характерные для толбочанского горизонта атдабанского яруса, а выше по разрезу археоциты *Ethmophyllum pseudotichum* Vol. урицкого горизонта ботомского яруса нижнего кембрия (определения Л. Н. Кашиной) [129].

В бассейне р. Черная, в пределах Вороговского грабена в разрезе свиты преобладают песчанистые доломиты. Северо-западнее Вороговского грабена в районе руч. Ольгинский в базальных горизонтах лебяжинской свиты установлены микрофитолиты: *Glebosites* sp., *Nubecularites punctatus* Reitl., *N. sp.*, *Vesicularites* sp., водоросли *Renalcis* sp.

Литологические особенности разреза лебяжинской свиты свидетельствуют о том, что формирование ее обусловлено стабильной тектонической обстановкой. Кварцевые конгломераты и песчаники в основании свиты свидетельствуют о длительном перерыве в осадкообразовании. Доломитовый состав карбонатов, наличие красноцветных терригенных пород в составе свиты являются показателями жаркого климата. Присутствие в осадках гипса, псевдоморфоз по кри-

сталлам каменной соли позволяют предполагать высокую концентрацию солей в бассейне. Бедность фауны также свидетельствует о высокой солености воды. Лишь в среднелябяжинское время, в период максимальной трансгрессии и глубины бассейна соленость приближалась к нормально-морской, поэтому в этих осадках отмечаются остатки трилобитов и археоциат [19, 129, 180]. Состав отложений свиты отражает регрессивную направленность осадкообразования.

Породы свиты немагнитны и нерадиоактивны, средняя плотность доломитов – $2,68 \text{ г/см}^3$, песчаников и конгломератов – $2,51\text{--}2,37 \text{ г/см}^3$, они иногда выделяются понижением значений остаточных аномалий Δg до -2 мГал .

На МАКС хорошо дешифрируется контакт лебяжинской свиты с более древними отложениями, на отдельных участках читается внутреннее строение свиты. Хорошим картировочным признаком может служить своеобразный «лябяжинский» ландшафт – сухой грунт, пересохшие глубокие русла ручьев, многочисленные поляны с зарослями можжевельника, карстовые воронки.

Возраст свиты, как поздний венд–раннекембрийский, определяется находками фауны. По данным Е. П. Бутакова [5] низы лебяжинской свиты содержит микрофитоциты вендского комплекса, характерные для иркутского биостратиграфического горизонта. Эти данные подтверждаются и определением изотопного возраста по глаукониту (608 млн лет), а также находками водорослей *Renalcis* sp. в 50 м выше основания свиты. По р. Исаковка (лист Р-46-XXXI) в отложениях верхней части свиты собраны трилобиты: *Pseudoeteraspis plana* N. Tchern., *P. sp.*, *P. angarensis* N. Tchern., *P. sp.*, *Parapoliella obrutchevi* (Lerm.), *P. sulcata* Rep., *P. lata* N. Tchern., *Solenopleurella bella* Lerm. [180], характерные для кетеманского горизонта нижнего кембрия.

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения включают в себя комплекс пестроцветных карбонатно-терригенных осадков, сформировавшихся в условиях мелководного платформенного бассейна, выделяемых в эвенкийскую серию.

Эвенкийская серия по карбонатным маркирующим горизонтам, содержащим характерные комплексы строматолитов, разделена на три свиты: оленчиминскую, черноостровскую и вельминскую. В пределах изученной площади расчленение серии на свиты проведено по литологическим признакам.

Для серии в изученном районе установлены два типа разреза. В Лебяжинском прогибе – известняки (50 %), доломиты (15 %), песчаники (20 %), алевролиты и аргиллиты (12 %), конгломераты (3 %), в Вороговском грабене – известняки (15 %), песчаники и конгломераты (70 %), доломиты (5 %), мергели (10 %). Наличие двух типов разрезов серии, свидетельствует о существовании в пределах площади изолированных впадин в древнем бассейне осадконакопления.

Стратиграфическое и возрастное положение эвенкийской серии обоих типов разрезов определяется путем сопоставления с фаунистически охарактеризованными разрезами соседних территорий и перекрытием красноцветными терригенными осадками ордовика. При этом оленчиминская и черноостровская свиты относятся к среднему кембрию, а вельминская – к верхнему.

Все породы эвенкийской серии практически немагнитны. Плотность карбонатных пород изменяется от $2,51$ до $2,74 \text{ г/см}^3$, для терригенных пород – $2,27\text{--}2,39 \text{ г/см}^3$.

Оленчиминская свита (Є_{2ol}) с размывом залегает на лебяжинской свите и согласно перекрывается черноостровской свитой. Развита в бассейнах рек Бол. Лебяжья и Мал. Лебяжья, верховьях р. Луговая и по правому борту р. Черная.

Свита сложена доломитами (20–30 %), глинистыми известняками и доломитами (25–30 %), алевролитами (35 %), песчаниками (0–20 %). К северу от изученной площади [129] оленчиминская свита достаточно детально изучена по керну буровых скважин. Там она представлена преимущественно мергелями и доломитами, на долю гравелитов и аргиллитов приходится не более 3 % объема свиты.

Разрез свиты вскрыт линией горных выработок в верховьях руч. Юж. Сквозной [181]. Здесь на кремнистых известняках верхов лебяжинской свиты залегают (снизу):

1. Алевропесчаники глинисто-карбонатно-кварцевые красноцветные с прослоями сероцветных известняков

и доломитов песчанистых	13 м
2. Песчаники глинисто-кварцевые серые мелкозернистые с прослоями (20–30 см) алевролитов песчанистых глинисто-карбонатно-кварцевых кирпично-красных	15 м
3. Доломиты светло-серые микрокристаллические плитчатые неяснослоистые с многочисленными щелевидными пустотками выщелачивания гипса, выполненными серой глиной	26 м
4. Алевролиты глинистые зеленовато-серые тонкоплитчатые с прослоями (0,4–0,5 м) мергелей светло-серых	16 м
5. Доломиты глинистые светло-бежевые плитчатые с многочисленными щелевидными пустотками выщелачивания кристаллов гипса	25 м
6. Алевролиты глинистые светло-серые тонкоплитчатые, переслаивающиеся с доломитами глинистыми светло-серыми, бежевыми плитчатыми	15 м

Мощность свиты 110 м.

В среднем течении р. Черная оленчиминская свита представлена, преимущественно, терригенными породами и ранее относилась к нижеэвенкийской подсвите [177]. Здесь она с несогласием залегает на песчанистых доломитах лебяжинской свиты (снизу):

1. Песчаники карбонатно-глинистые зеленовато-серые мелкозернистые с прослоями 5–8 мм песчаников глинистых вишнево-бурых	25 м
2. Песчаники глинистые серо-коричневые неравномернозернистые слюдистые с гравием кварца и обломками красного аргиллита гравийной размерности	20 м
3. Песчаники глинистые красноцветные неравномернозернистые слюдистые с гравием и хорошо окатанной галькой (до 2 см) кварца	70 м
4. Песчаники плохосортированные, преимущественно среднезернистые (иногда с гравием кварца), слюдистые плитчатые полосчатые за счет переслаивания коричневых и серых, зеленовато-серых слоев мощностью в несколько сантиметров. В верхней части содержат прослой по 2–3 см алевролита красноцветного	45 м
5. Известняки глинистые бежевые, зеленовато-серые плитчатые с прослоями мощностью до 0,5 м алевролитов известковистых серых слюдистых	16 м
6. Алевролиты красно-коричневые глинисто-известковистые тонкоплитчатые, до листоватых, с зелеными пятнами и прослоями	10 м
7. Песчаники светло-серые среднезернистые, цемент карбонатно-глинистый	20 м

Мощность свиты в этом разрезе 206 м.

Особенности выветривания пород свиты отражаются на МАКС полосчатым строением, позволяющим в некоторых случаях проследить отдельные пачки.

Черноостровская свита ($C_2\delta o$) развита в бассейнах рек Бол. и Мал. Лебяжья, и по правому борту р. Черная в пределах Вороговского грабена. Ранее выделялась, как нижеэвенкийская подсвите [181, 129]. Согласно залегает на оленчиминской свите и согласно перекрывается вельминской свитой верхнего кембрия.

Разрез отложений черноостровской свиты полностью вскрывается долиной р. Мокрая, правым притоком р. Бол. Лебяжья. Здесь нижние горизонты свиты (20–30 м) сложены алевроаргиллитами слюдисто-известковистыми красноцветными с округлыми зелеными пятнами, известняками глинистыми кирпично-красными с прослоями (до нескольких сантиметров) доломитов серых тонкополосчатых [181]. Выше залегают доломиты сероцветные мелкозернистые, мощность 30–40 м. Остальная часть свиты сложена известняками сероцветными, иногда кремнистыми с прослоями доломитов строматолитовых, доломитов глинистых красноцветных, аргиллитов известковистых красноцветных, алевролитов сероцветных.

Общая мощность свиты здесь составляет 210 м.

В Вороговском грабене в среднем течении р. Черная черноостровская свита представлена терригенно-карбонатным разрезом и относилась ранее [181] к среднеэвенкийской подсвите верхнего кембрия и пролетарской свите нижнего ордовика. Здесь на песчаниках оленчиминской свиты залегают [181]:

1. Конгломераты песчанистые с галькой (1–10 см) кварца, реже – кремней, цемент каолиновый песчанистый светло-серый	25 м
2. Доломиты мелкокристаллические коричнево-розовые тонкоплитчатые с примазками глины по плитчатости	20 м
3. Мергели тонкоплитчатые коричнево-розовые	25 м
4. Известняки светло-серые мелкокристаллические плитчатые с включениями мелкой гальки темно-серых кремней	25 м
5. Алевропесчаники вишневые тонкоплитчатые слабослюдистые с прослоями (2–4 см) доломита розового	20 м
6. Конгломераты бурые крупногалечные песчанистые. Плавающая галька (50 % объема породы) доломита, кварца и кремней сцементирована кварц-полевошпатовым глинистым песчаником	10 м
7. Песчаники кварц-полевошпатовые красноцветные мелко-среднезернистые с прослоями алевропесчаников глинистых красноцветных, содержащих редкие обломки песчаника	40 м

Общая мощность свиты здесь 165 м.

Вельминская свита (C_3^{VI}) развита в бассейнах рек Бол. и Мал. Лебяжья и по правому борту р. Черная в пределах Вороговского грабена. Свита согласно залегает на черноостровской свите и с размывом и структурным несогласием перекрывается байкитской свитой среднего ордовика.

Разрез свиты изучен по коренным выходам и осыпям по правому борту р. Бол. Лебяжья в 500 м ниже устья р. Мокрая (снизу) [181]:

1. Песчаники доломитистые пестрые кварц-полевошпатовые с прослоями известняков розовых оолитовых и доломитов красноцветных 35–40 м
2. Известняки розовые, красноцветные строматолитовые тонкополосчатые, переслаивающиеся (0,5–1 м) с песчаниками глинисто-кварцевыми мелкозернистыми косослоистыми, конгломератами красноцветными с уплощенной галькой известняков вишнево-красных и мергелей 90–93 м
3. Доломиты глинистые красноцветные тонкоплитчатые до листоватых 1,2 м
4. Известняки розовые с белыми и красными пятнами неправильной формы массивные онколитовые 1,2 м
5. Доломиты песчаные красноцветные среднезернистые полосчатые 4,8 м
6. Алевролиты и аргиллиты известковистые красноцветные с зелеными прослоями и пятнами тонкоплитчатые, слюдяные по поверхностям наложения 1,7 м
7. Известняки доломитистые онколитовые розовые грубоволокнистослоистые, доломиты со столбчатыми строматолитами белые с вишнево-красной прокраской по полосчатости, доломиты пятнисто-розовые, зеленые комковатые со сферическими биогермами строматолитов диаметром до 0,5 м, переслаивающиеся прослоями по 0,5–0,7 м 3,6 м
8. Доломиты розовые, зеленые глинистые, переслаивающиеся с песчаниками красноцветными глинисто-кварцевыми 3,0 м
9. Песчаники глинисто-кварцевые красноцветные мелкозернистые тонкополосчатые косослоистые 1,5 м
10. Конгломераты песчаные с плавающей уплощенной галькой мергеля доломитового вишневого. Цемент песчаный кварцевый известковистый серого, красновато-серого цвета 1,5 м
11. Песчаники гравелитистые кварцевые известковистые лиловые, красные с линзовидной отдельностью. Размер отдельных линз – 0,5×0,2 м 1,0 м
12. Песчаники гравелитистые лиловые, красные кварц-полевошпатовые 1,5 м

Общая мощность свиты здесь не менее 180 м.

В нижнем течении р. Черная вельминская свита представлена преимущественно доломитами кремовыми, бежевыми, часто песчанистыми, с прослоями алевролитов вишнево-красных, серых известняков, песчаников вишнево-красных кварц-полевошпатовых на карбонатно-глинистом цементе. Мощность вельминской свиты в пределах Вороговского грабена не более 220 м.

Позднекембрийский возраст отложений установлен на основании находок в подошве вельминской свиты в разрезах по рекам Вельмо и Камо трилобитов: *Kuraspis obscura* N. Tchern., *K. cf. similes* N. Tchern., *Pseudokuraspis* Pokrovskaja, относящихся к низам верхнего кембрия [110].

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Отложения ордовикской системы на территории листа развиты в бассейнах р. Бол. Лебяжья и р. Черной, где они с угловым несогласием залегают на разных горизонтах кембрия.

По литологическим особенностям отложения ордовика разделены на байкитскую, устьестолбовую, мангазейскую, долборскую свиты в Тунгусском стратиграфическом районе [127].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Байкитская свита развита в бассейнах рек Большая и Малая Лебяжья, на правобережье р. Черная и у устья р. Рыбная, где она с угловым несогласием перекрывает отложения лебяжинской свиты и эвенкийской серии. Особенности литологического состава свиты позволяют разделить ее на две пачки: нижнюю – красноцветную конгломератовую и верхнюю – сероцветную песчаниковую.

Нижняя пачка ($O_2^{bk^1}$) представлена выдержанной по составу толщей красноцветных конгломератов. Мощность ее уменьшается с юго-востока на северо-запад, при этом уменьшается количество и размер обломков. В верховьях р. Черная мощность красноцветных конгломератов составляет 150 м [181]. Галька в них (20–70 % объема породы) кварцевая и кремневая, несортированная (размером 2–10 см), различной степени окатанности: от угловатой, до хорошо окатан-

ной, иногда окрашена с поверхности в черный и бурый цвета. Цементирует гальку разнозернистый песчаник, несортированный обломочный материал которого представлен зернами кварца (60–95 %) и полевого шпата (5–40 %) разной степени окатанности. Цемент глинисто-железистый, составляет 20–45 % объема песчаника. У устья р. Черная мощность пачки уменьшается до 120 м, содержание грубообломочного материала в конгломератах снижается до 45 % [181], уменьшаются размеры галек (до 1–5 см), в цементе увеличивается содержание глинистого вещества.

В районе устья р. Рыбная пачка сложена песчаниками и алевропесчаниками вишневыми с зелено-серыми пятнами слюдястыми, содержащими до 20 % угловато-окатанных обломков кварца размером 0,5–1 см. Мощность отложений в этом разрезе 100–105 м.

В верховьях р. Мал. Лебяжья вскрыты нижние горизонты пачки, представленные песчаниками красноцветными полевошпато-кварцевыми, слабоизвестковистыми с единичным линзовидным прослоем вблизи подошвы конгломерата мелкогалечного, песчаного, кварцевого.

По левому борту р. Бол. Лебяжья вскрывается следующий разрез пачки [179]:

1. Конгломераты красноцветные кварцевые мелкогалечные. Галька размером 1–2 см хорошо окатана и представлена полупрозрачным кварцем. Цементирует гальку песчаник полевошпат-кварцевый мелкозернистый слабоизвестковистый. Отмечаются прослои гравелитов мощностью 5–10 см красноцветного кварцевые 10–15 м
2. Гравелиты розовые кварцевые, известковистые. Гравийные зерна кварца хорошо окатаны, поровый цемент представлен розовым известняком 10–15 м
3. Песчаники красноцветные полевошпат-кварцевые разнозернистые. Цемент глинистый 40–50 м

Мощность нижней пачки 70–80 м.

Для пород пачки характерен каолинит-хлорит-гидрослюдистый состав глинистого цемента и наличие в отдельных разрезах карбонатного цемента в обломочных породах.

Ранее нижняя пачка выделялась в чуновскую свиту нижнего–среднего ордовика, а верхняя была отнесена к байкитской свите среднего ордовика [181]. Учитывая своеобразие литологического состава нижней пачки Е. П. Марков [61] эти отложения выделял в самостоятельное подразделение – устьрыбинскую свиту среднего ордовика. При составлении Гостеолкарты-1000/3 породы пачки отнесены к нижней части разреза байкитской свиты [110].

Верхняя пачка (O_2bk^2) представлена сероцветными песчаниками и гравелитами. Во всех изученных разрезах отложения пачки обнаруживают одинаковый состав при мощности, в прямой зависимости от мощности подстилающей нижней пачки.

В основании верхней пачки байкитской свиты залегает слой (первые метры) грубообломочных пород – гравелитов или мелкогалечных конгломератов серых, светло-серых кварцевых. Гравий и галька окатаны слабо, представлены кварцем, песчаниками, халцедоном. Цемент глинисто-каолиновый с мелкозернистым кварцем и составляет 55–60 % объема породы. В зоне гипергенеза эти отложения превращаются в рыхлые пески, мало отличимые от современных.

Выше залегают песчаники серые, серо-желтые, коричнево-серые массивные полевошпат-кварцевые (кварц – 90 %, полевой шпат – 10 %) разнозернистые, плохо сортированные, с прослоями (от нескольких сантиметров до первых метров) песчаников красноцветных кварц-полевошпатовых. Цемент глинисто-каолиновый. Мощность пачки в вершине руч. Горный составляет 120 м.

В районе устья р. Рыбная в нижней части разреза пачки среди песчаников выявлены прослои аргиллитов вишневых мощностью 2–10 см, в верхней части – алевролитов зеленовато-серых мощностью до метра. Мощность пачки здесь составляет 65 м.

В бассейне р. Бол. Лебяжья верхняя пачка байкитской свиты представлена своими нижними горизонтами. Здесь ее слагают гравелиты серые песчаные кварцевые и песчаники серые кварцевые с примесью гравия пачки. Мощность пачки здесь 30–40 м.

Для пачки характерны резко подчиненная роль полевых шпатов в обломочном материале (5–10 %), серый цвет и преимущественно каолиновый состав глинистого вещества в цементе. Эти признаки пачки сохраняются на больших площадях, что делает ее надежным литологическим репером. Формирование байкитской свиты происходило в условиях обширной трансгрессии в мелководном внутриконтинентальном бассейне.

В геофизических полях отложения свиты не выражены. Они практически немагнитны, плотность пород изменяется от 2,35 до 2,50 г/см³.

На МАКС свита выделяется серым фототонном, пятнистым, иногда слабополосчатым рисунком фотоизображения, иногда внутри нее распознаются и протягиваются отдельные литологические горизонты.

Среднеордовикский возраст свиты определяется на основании ее положения в разрезе и ли-

тологического сходства с аналогичными отложениями, распространенными северо-восточнее изученной площади и охарактеризованными брахиоподами *Angarella lopatini* Asatk. [176] вихоревского горизонта лланвирнского яруса среднего ордовика.

На геологической карте устьестолбовая, мангазейская и долборская свиты ($O_{2-3}us+dl$) даны объединенными.

Устьестолбовая свита распространена только в Вороговском грабене и представлена фосфатоносной толщей, сложенной песчаниками (52 %), алевролитами (23 %), конгломератами (5 %) и аргиллитами (20 %). С размывом залегает на песчаниках байкитской свиты и согласно перекрывается алевролитами мангазейской свиты.

Разрез свиты вскрыт горными выработками в районе устья р. Черной. Здесь на песчаниках байкитской свиты залегают [128]:

1. Конгломераты светло-желто-бурые мелкогалечные с галькой до 2 см буровато-серого кварца. Галька плохо сортирована, сцементирована бурым гравийным кварцевым песчаником, содержащим мелкие хорошо окатанные зерна фосфорсодержащего минерала. Цемент песчаников глинистый каолиновый. Содержание P_2O_5 в конгломерате составляет 1–2 % 1 м
2. Песчаники светло-желтые гравийные неравномернозернистые, местами переходящие в гравелиты, сложенные хорошо окатанными зернами кварца, единичными обломками желтого фосфорсодержащего минерала. Цемент глинисто-железистый поровый или базальный. Песчаники содержат прослои мощностью до 1 см аргиллитов вишнево-бурых алевролитистых 10 м
3. Аргиллиты синие слюдяные рыхлые 3 м
4. Алевролиты желто-зеленые толстоплитчатые серицит-кварцевые с глинисто-хлоритовым цементом 5 м

Общая мощность свиты – 19 м.

Фосфатоносность является характерным признаком отложений этого возраста. За пределами площади, в разрезе свиты выявлены остатки брахиопод, цефалопод и остракод, типичных для волгинского, кемренского и кудринского горизонтов среднего ордовика [110].

Верхний отдел ордовикской системы представлен мангазейской и долборской свитами. Эти отложения распространены только в бассейне р. Черная, в пределах Вороговского грабена.

Мангазейская свита представлена алевролитами (70 %), органогенными известняками (25 %) и мергелями (5 %). Взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями согласные.

Наиболее детально разрез свиты изучен в районе устья р. Черная [181]. Здесь на алевролитах устьестолбовой свиты согласно залегают:

1. Алевролиты желто-зеленые кварц-карбонатные, глинистые, в нижней части зелено-коричневые с прослоями (0,5–5 см) мергелей желто-зеленых и известняков ракушечных серых, зеленовато-серых крупнокристаллических с глауконитом. В известняках выявлены остатки брахиопод *Zygospira* (*Zygospiraella*) *duboisii* Ver., *Meristina* sp. и мшанок *Fibriapora graegaria* (Schoenm.), *Phaenopora angarensis* Nekh. 14 м
2. Алевролиты желто-зеленые, аналогичные верхнему слою, переслаивающиеся с серыми ракушечными известняками, содержащими остатки мшанок, брахиопод, гастропод, пелеципод, наутилоидей, криноидей. Из них определены *Glyptorthis* sp., *Opikina* sp., *Leptellina* sp., *Mimella panna* Andr., *Strophomena lethea* Nikif. 24 м

Мощность свиты в этом разрезе – 38 м.

В районе устья р. Рыбной вскрыт аналогичный разрез свиты. В известняках нижней ее части собраны остатки брахиопод: *Hesperorthis* sp., *Strophomena* sp.; конодонтов: *Eobelodina fornikata* Stauffer, *Scandodus anceps* Mosk., *Belodina* sp.

Мощность свиты здесь 32–33 м.

В юго-восточной части Вороговского грабена [181] средняя часть разреза свиты представлена зелеными алевролитами с прослоями (3–5 см) серых органогенных известняков. В известняках собраны остатки брахиопод: *Hesperorthis* sp., *Opikina* sp., *Camarotoechia* sp., *Gleptorthis* sp., *Strophomena* sp., *Mimella* sp., *Rostricellula subrostrata*, R. sp.; остракод: *Aparchitella major* V. Iv., *A.* sp., *Parajonesites notabilis* V. Iv., *P. alatus* Meln., *Euprimitia arsenievi* V. Iv., *E. helenae* V. Iv., *Jonesites mirus* V. Iv., *J. obliuus* V. Iv., *Costoprimites textiles* V. Iv.; гастропод: *Hormotoma* sp., *Lophospira* sp.; конодонтов: *Drepanodus flagellus pseudoaltipes* Knuffer, *D. chomocurvatus* Lindstrom, *Chirognatus delicatula* Stauffer, *Belodina compressa* (Branson et Mehl), *Phragmodus flexuosus* Moskalenko, *Scandodus serratus* Moskalenko, *Microcoelodus expansus* Brans. et Mehl.

Неполная мощность свиты здесь 20 м.

Комплекс органических остатков, содержащихся в отложениях мангазейской свиты, позволяет уверенно отнести ее к чертовскому и баксанскому горизонтам карадокского яруса, который в соответствии с Стратиграфическим кодексом (2006 г.) относится к верхнему ордовика.

Долборская свита согласно залегает на мангазейской и с размывом перекрывается кочумдекской свитой нижнего силура. Сложена алевролитами (50–75 %) и известняками (25–50 %).

Наиболее полный разрез свиты вскрыт в районе устья р. Черная горными выработками (снизу) [181]:

1. Алевролиты зеленые глинистые рыхлые	8 м
2. Известняки коралловые белые, состоящие из колоний табулят	3 м
3. Известняки серо-желтые пелитоморфные массивные с прослоями зеленых алевролитов	4 м
4. Алевролиты желтовато-зеленые глинистые кварц-кальцит-серицитовые	4 м
5. Известняки желто-белые массивные комковатые тонкокристаллические	10 м
6. Алевролиты зеленые глинистые	8 м
7. Известняки желто-серые, с лиловыми пятнами, глинистые мелкокристаллические комковатые псевдо-оолитовые с единичными остатками брахиопод и криноидей	9 м
8. Алевролиты глинистые	5 м

Мощность свиты в этом разрезе – 51 м.

В 3 км восточнее площади, в правом борту долины р. Вороговка в известняках свиты собраны остатки брахиопод [181]: *Hesperorthis evenkensis* Nikif., *H. sp.*, *Boreadorthis asiatica* (Nikif.), *Opikina gibbosa* Andr., *O. ex gr. parvula* (Coop.), *Rhafinesguina crispa* Andr., *Strophomena lethea* Nikif., *Strophomena sp.*, *Mimella gibbosa sibirica* Andr., *Triplesia dolborica* Nikif., *Oxoplectia sp.*, *Rostricellula sp.*; остракод: *Costoprimites textiles* V. Iv., *Glandites cf. indistinctis* V. Iv., *Lenatella cf. grata* Meln., *Euprimitia helenae* V. Iv., *Dolborella plana* V. Iv., *Novoglandites ex gr. sirotinus* Meln.; табулят: *Citrophylum lambeiforme* Sok., *C. aff. laxum* Sok.; конодонтов: *Acantodus elegans* Mosk., *Belodina compressa* Branson et Mehl, *Ambalodus mitratus* Mosk., *Ozarcodina flexibilis* Mosk., *Scolopodus consimilis* Mosk., *Patderodus intermedius* Brans. et Mehl, *Drepanodus homocurvatus* Lindstrom.

Позднеордовикский возраст отложений определяется наличием фауны, характерной для долборского горизонта ашгилского яруса верхнего ордовика.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения силурийской системы на площади известны только в пределах юго-западной части Вороговского грабена. Для изучения разреза палеозойских свит предшествующими работами [181] на правом берегу р. Вороговки в 2,8 км выше устья р. Рыбная была пройдена скважина № 2, вскрывшая отложения силурийской, девонской и, частично, каменноугольной систем.

Отложения силурийской системы на площади представлены двумя отделами и относятся к Тунгусскому стратиграфическому району [127].

Породы силурийской системы немагнитны и не отражаются в магнитном поле. Плотность изменяется от 2,40–2,50 г/см³ для терригенных образований до 2,58–2,72 г/см³ – для карбонатных. В поле остаточных аномалий Δg не выражены по причине малой вертикальной мощности.

На АФС полоса распространения силурийских пород отличается от нижележащих отложений ордовика более темным фототонном и неяснополосчатым рисунком фотоизображения, а от перекрывающих отложений – более светлым фототонном и более плотной и тонкозернистой структурой фотоизображения.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нижнесилурийским образованиям отнесены отложения кочумдекской, кулинной и развилкинской свит, которые на геологической карте даны объединенными (*S₁kč+rz*).

Кочумдекская свита представлена терригенно-органогенно-карбонатной сероцветной толщей, с перерывом и скрытым несогласием залегающей на отложениях долборской свиты верхнего ордовика.

На правобережье р. Вороговка, скважиной № 2 вскрыт неполный разрез свиты, состоящей из трех пачек: нижняя – органогенная известковая (скважиной вскрыта только ее верхняя часть), средняя – известково-алевритистая и верхняя – песчано-известковая. Разрез нижней пачки [181]:

1. Известняки органогенные, иногда глинистые, в нижней части доломитизированные с прослоями зелено-ватого-коричнево-серых аргиллитов, пятнистых. В известняках собраны остатки <i>Hesperorthis davidsoni</i> Vern., <i>Mendacella tungussensis</i> Nikif., <i>Eocoelia hemisphaerica</i> Sov., <i>Strophomena sp.</i> , <i>Alispira gracilis</i> Nikif., <i>Meristina lakrima</i> Nikif.	10 м
---	------

Разрез средней пачки:

1. Алевролиты известковистые глинистые, до аргиллитов, коричневые, пятнистые с прослоями известняков ракушняковых серых (до 20 % объема породы). В известняках определены остатки брахиопод: *Eocoelia hemisphaerica* Sov., *Mendacella tungussensis* Nikif., *Thrallelia vermiformis* (Neck.), *Costaegera hastata* Ab.; конодонты: *Icriodella* cf. *inconstans* Aldridge, *Icriodina* sp., *Exochognathus* sp., *Liginidina* cf. *kentuckiensis* Br. et Sr., *Panderodus simplex* (Br. et Mehl), *P. unicostata* (Br. et Mehl), *Sagittodontus* sp. 11 м
2. Известняки органогенные серые, зеленовато-серые мелкокристаллические с прослоями мощностью до нескольких сантиметров алевроаргиллитов известковистых коричневых, реже – зеленых. Известняки содержат редкие остатки брахиопод *Strophomena* sp.; остракод *Rectafloides* sp.; конодонтов: *Icriodella* cf. *inconstans* Aldridge, *Icriodina* sp., *Exochognathus* sp., *Ligonodina* cf. *kentuckiensis* Br. et Sr., *Panderodus simplex* (Br. et Mehl), *P. unicostatus* (Br. et Mehl), *Sagittodontus* sp. 5,5 м
3. Алевролиты бурые 0,7 м
4. Известняки органогенные, переслаивающиеся, прослоями мощностью до нескольких сантиметров, с аргиллитами алевролитистыми коричневыми 2,3 м
5. Алевролиты глинистые карбонатные коричневые, в нижней части пласта зеленые, с сантиметровыми прослоями известняков серых органогенных. В известняках остатки брахиопод: *Eocoelia hemisphaerica* Sov., *Alispira gracilis* Nikif., *Strophomena* sp., *Meristina lacrima* Nikif.; остракод: *Rectaloides* sp., *Beyrichia* sp. 8,2 м
6. Известняки органогенные зеленовато-серые с массой перекристаллизованных члеников криноидей, редкими обломками колоний мшанок и остатками раковин брахиопод *Eocoelia hemisphaerica* Sov., *Strophomena* sp., *Alispira* sp., остракод *Rectaloides* sp., конодонтов *Panderodus simplex* (Branson et Mehl) 1,3 м
7. Аргиллиты серо-коричневые, серо-зеленые хрупкие с сантиметровыми прослойками известняка мелкокристаллического серого 7 м

Мощность средней пачки здесь 36 м.

Разрез верхней пачки:

1. Песчаники глинистые, в нижней части карбонатные зеленовато-серые с единичными гравийными зернами халцедона и маломощными прослоями (до 1 см) доломита глинистого с остатками мшанок, остракод *Rectaloides* sp., конодонтами: *Hadrognathus* cf. *staurogathoides* Walliser, *Icriodella* aff. *deffecta* Aldridge, *Panderodus simplex* (Branson et Mehl), сколекодонтами, чешуйками телодонта 3 м
2. Песчаники кварц-полевошпатовые, полевошпат-кварц-кремнистые разнозернистые с редкими зернами халцедона и глинисто-доломитовым цементом, переслаивающиеся прослоями мощностью до нескольких сантиметров с аргиллитами коричневыми. Элементарные ритмы мощностью в несколько сантиметров группируются в ритмы более высокого порядка мощностью 1–1,5 м 10,5 м
3. Известняки светло-серые среднекристаллические с прослоями мощностью 10–20 см алевролитов белых, кварц-полевошпатовых известковистых 1,5 м

Мощность верхней пачки 15 м. Неполная мощность кочумдекской свиты по скважине – 61 м.

В районе устья р. Черная горными выработками вскрыт более полный разрез свиты, за счет наращивания разреза нижней пачки, которая представлена (снизу) [181]:

1. Известняки ракушняковые темно-коричнево-серые, содержащие прослой (0,5 м) мергелей вишнево-бурых. В известняках содержатся многочисленные остатки брахиопод, среди которых определены *Plectatropa imbrecata* (Sow.), *Dalmanella* sp., *Mendacella tungussensis* Nik. 10 м
2. Известняки коралловые белые с прослоями ракушняковых известняков и мергелей вишнево-бурых с кораллами *Palaeofavosites borealis* Tchern. 3 м
3. Известняки ракушняковые коричнево-серые с остатками брахиопод *Leptaena* sp.; криноидей: *Pentagonopentagonalis guinguelobatus* Jelt., *Cyclocyclicus* sp.; мшанок: *Phaenopora plebeia* Nekh., *Phaenopora* sp. Ракушняковый известняк содержит прослой мощностью 0,5–1 м известняка кораллового, в котором определены *Palaeofavosites maximus* Tchern., *Multisolenia formosa* Sok., *Catenipora* ex gr. *exilis* Eichw. 27 м

Мощность нижней пачки 40 м.

Мощность свиты в этом разрезе 105 м, но эта цифра может быть завышена, поскольку элементы залегания пород свиты удавалось определить только в единичных выработках [181]. С учетом данных по горным выработкам мощностью нижней пачки принимается 40 м, средней – 36 м, верхней – 15 м, минимальная полная мощность свиты составляет 91 м, максимальная – 105 м.

Органогенные известняки перекристаллизованы, содержат линзовидные участки доломитизированного аргиллита с единичными зернами глауконита размером до 0,02 мм. В известняках отмечаются редкие зерна кварца и полевого шпата алевроитовой размерности, незначительная мелкозернистая вкрапленность пирита. Органические остатки выполнены глинистым и известковистым материалом или только известковистым.

Песчаники и алевролиты по составу кварц-полевошпатовые, структура их псаммитовая раз-

нозернистая, алевритистая. Цемент (30 %) поровый перекристаллизованный карбонатный, часто пойкилокластический, в меньшем количестве регенерационный полевошпатовый.

Обломочный материал составляет 70 % объема породы (алевритовой размерности – 10–15 %) и представлен: калиевым полевым шпатом – 40 % (0,1–0,5 мм), кварцем – 25 % (0,1–0,4 %, редко – 0,6 мм), обломками глинисто-кремнистых пород – 5 % (0,3–0,6 мм), единичными обломками органических остатков (до 1,5 мм). Акцессорные минералы: турмалин, циркон, глауконит, рутил, апатит. Первичные зерна полевых шпатов часто пелитизированы, имеют серый или бурый цвет, в отдельных зернах наблюдается нечеткая микроклиноватая решетка. Кварц угловато-окатанный, реже – хорошо окатан. Глинисто-кремнистые обломки микрокриптокристаллического сложения буроватого цвета. На обломках гравийной размерности отмечаются глауконитообразные чешуйчатые включения ярко зеленого цвета. Вторичные минералы представлены редкими ромбоэдрами доломита, рудные – редкими зернами лейкоксенизированного ильменита.

Возраст свиты на основании определений органических остатков устанавливается в объеме верхней части мойероканского и хаастырского горизонтов лландоверийского яруса нижнего силура.

Кулинная свита представлена терригенно-карбонатной пестроцветной толщей, согласно, с постепенным переходом, залегающей на породах кочумдекской свиты. Свита сложена известняками (77 %), алевритами, аргиллитами (14 %), доломитами (9 %).

Полный разрез свиты пересечен скважиной № 2 [181]. Здесь на породах кочумдекской свиты залегают (снизу):

1. Известняки доломитистые глинистые, известковистые аргиллиты серые, зеленовато-серые, бурые пелитоморфные с прослоями (до 5 см) песчаников серых крупнозернистых известковистых. В известняках остатки брахиопод *Alispira* sp., остракод *Sibiritia* sp. и *Norilskinia* sp.4,1 м
2. Известняки брекчиевидные зеленовато-серые с прослоями (до 10 см) аргиллитов известковистых темно-буровато-серых. В известняках многочисленные остатки брахиопод: *Pentamerus oblongus* Sow., *Mendacella tungussensis* Nikif., *Meristina lacrima* Nikif., *Eocoelia hemisphaerica* Sow.4,4 м
3. Известняки серые мелкокристаллические с обломочной текстурой и линзовидной косою слоистостью3,4 м
4. Известняки серые с редкими маломощными прослоями аргиллитов серых известковистых и доломитов массивных микрозернистых глинистых4,5 м
5. Известняки серые мелкообломочные с прослоями аргиллитов серых с вишневыми пятнами известковистых5 м
6. Известняки серые оолитовые с прослоями (0,1–0,2 м) доломитов желтовато-коричневых строматолитовых, онколитовых10 м
7. Известняки бежевые, серые мелкокристаллические массивные, иногда с мелкообломочной текстурой, с сутуростилолитовыми швами, наиболее отчетливо проявляющимися в серых разностях. В верхней части слоя известняки содержат остатки брахиопод: *Mendacella tungussensis* Nikif., *Alispira* sp., *Strophomena* sp., *Acodina* sp., *Lonchodina* sp., *Ozarcodina* sp., *Panderodus simplex* (Branson et Mehl)22,2 м

Общая мощность свиты здесь составляет 53,2 м.

Аналогичный разрез свиты мощностью 45 м вскрыт линией горных выработок в районе устья р. Черная [181]. В известняках этого разреза выявлены остатки конодонтов: *Apsidognathus tuberculatus* Walliser, *Drepanodus suberectus* (Brans. et Mehl), *Paltodus* sp.; акантодов *Logania sibirica* Tal., остракод *Pseudorayella* cf. *antis* Neck., гастропод *Hormotoma* aff. *gracilis* (Hall), *Pararaphistoma* sp.

Известняки в скважине и в горных выработках представлены обломочными кристаллическими, органогенными, часто доломитизированными разностями с обломками раковин криноидей, брахиопод. Отмечается вкрапленность пирита, присутствуют зерна кварца и полевого шпата алевритовой и песчаной (до 0,2 мм) размерности. Пирит часто выполняет трещинки и оконтуривает обломки пород. Редко внутри раковин зерна глауконита. Диаметр оолитов в оолитовых разностях – 0,4–0,6 мм, редко – до 1,35 мм. Оолиты имеют округлую форму и радиально-лучистое строение. Значительное количество оолитов образовалось на удлинённых обломках пелитоморфных известняков и раковин размером до 3 мм. Органические остатки выполнены перекристаллизованным известняком. Отмечаются прослои 2–4 мм доломита массивного мелкокристаллического без органических остатков.

Аргиллиты алевритистые доломитизированные пигментированы пылевидной вкрапленностью железистых минералов. Глинистое вещество серо-коричневого цвета, содержит примесь карбонатных минералов и порфиروبласты доломита размером 0,025–0,1 мм, составляющие до 10 % объема породы. Обломочные зерна кварца, реже полевого шпата алевритовой размерности не окатаны, не сортированы, корродированы основной массой. Отмечаются зерна пирита и единичные зерна глауконита.

Доломиты микрокристаллические с размером зерен – 0,005–0,01 мм, реже – ромбоэдри до 0,02 мм. Содержат остроугольные зерна кварца и полевого шпата алевритовой размерности. Глинистые разности содержат 65–70 % доломита в хорошо образованных ромбоэдрических кристаллах размером от 0,02–0,05 до 0,1 мм. Глинистое вещество (30–35 %) буроватого цвета, слабо раскристаллизовано.

Кулинная свита имеет двучленное строение: нижняя часть – терригенно-глинисто-карбонатная – сложена породами мелководных морских фаций с неспокойной динамикой водной среды, верхняя – известковая – сложена карбонатными породами умеренно морских глубин и, в целом, характеризует инундационный бассейн осадконакопления.

Состав и строение описанных отложений хорошо согласуется со стратотипическим разрезом кулинной свиты. Комплекс фауны, содержащийся в породах свиты, характерен для лlandoверийского яруса нижнего силура, при этом брахиоподы *Pentamerus oblongus* Sow. – одна из руководящих форм хаастырского горизонта лlandoверии.

Развилкинская свита представлена терригенно-карбонатной толщей, сложенной известняками (55–94 %), доломитами (0–52 %), алевритами и аргиллитами (5–29 %). Согласно перекрывает породы кулинной свиты. Ранее эти отложения [181] выделялись в составе венлокского яруса.

Скважиной № 2 пересечен полный разрез свиты, здесь на известняках кулинной свиты залегают (снизу) [181]:

1. Известняки оолитовые комковатые с прослоями мощностью 0,2–0,3 м известняков кристаллических с обломочной текстурой, содержащие редкие остатки брахиопод, криноидей, конодонты 7 м
2. Доломиты зеленовато-серые, серые, в нижней части с вишневыми пятнами, микрокристаллические массивные, очень похожие на мергели. В средней части содержат прослои мощностью 0,5 м брекчий седиментационной мелкообломочной известковой с единичными обломками раковин брахиопод 6 м
3. Известняки микрокристаллические тонкослоистые с прослоями мощностью 0,2–0,5 м известняков микрокристаллических, известняков доломитизированных, алевритистых оолитовых. Переслаивание подчеркивается цветом – зеленоватым, серым, светло-бежевым. Породы содержат редкие обломки раковин брахиопод, криноидей, конодонты 7 м
4. Известняки серые, бежевые мелкокристаллические с прослоями мергелей зеленоватых. В верхней части слоя прослой известняка оолитового. Оолиты выполнены глауконитом 4 м
5. Доломиты серые, зеленовато-серые микрокристаллические с линзочками вишневых доломитов и прослоями (до 10 см) известняков серых, темно-бежевых 5,3 м
6. Известняки темно-серые, бежевые мелкокристаллические, в верхней части – брекчиевидные и онколитовые волнисто- и линзовидно-слоистые, с прослоями (0,2–0,8 м) доломитов мергелеподобных серых, зеленовато-серых, в верхней части с вишневыми пятнами 7,5 м
7. Известняки алевритистые, доломитизированные, алевриты известковистые комковатые, тонкополосчатые бежево-серые, бежевые. Алевритовый материал представлен кварцем и полевыми шпатами, по микротрещинам развивается пирит 5,0 м
8. Доломит бежевый онколитовый массивный с редкими зелеными пятнами 5,2 м
9. Доломит серый скрытокристаллический с прослоями (0,2–0,3 м) доломитов с мелкообломочной текстурой 5 м
10. Доломиты светло-зеленовато-серые полосчатые, линзовидно-волнистослоистые с линзочками алеврита 4,5 м
11. Известняки светло-бежевые, светло-желтые алевритистые мелкообломочные кавернозные 1,5 м

Общая мощность отложений свиты в этом разрезе 57,3 м.

В разрезе по горной линии в районе устья р. Черная преобладают известняки, присутствуют песчаники кварцевые желтые с прослоями известняков [181]. Мощность развилкинской свиты здесь составляет 55 м.

Известняки мелкокристаллические, до среднекристаллических, часто оолитовые с остатками раковин криноидей, брахиопод, в различной степени доломитизированы. Отчетливые ромбоэдрические кристаллы (0,1–0,2 мм) доломита рассеяны по известняковой массе. Присутствует примесь кварца и полевого шпата алевритовой размерности, достигая в обломочных разностях 5 %. В оолитовых разностях известняков оолиты (0,6–0,75 мм) круглые, овальные и вытянутые хорошей сохранности. Основная масса оолита сложена сферокристаллами карбоната. Межоолитовое пространство составляет 20–25 % и заполнено микрокристаллическим кальцитом. По трещинкам развивается тонкозернистый пирит, присутствуют единичные зерна глауконита, гематита, мелкие чешуйки слюды.

Доломиты представлены массивными разностями с порфиروبластической структурой, часто оолитовыми разностями. В оолитовых разностях оолиты (0,3–0,6 мм) радиально-лучистого и концентрического строения занимают до половины объема породы. Межоолитовое пространство заполнено среднекристаллическим доломитом с правильными ромбоэдрическими формами. В алевритистых разностях примесь терригенного материала (преимущественно кварц и по-

левой шпат) достигает 10 %.

Раннесилурийский возраст свиты определяется сопоставлением ее с аналогичными отложениями к северу от изученной площади [129], содержащими комплекс фауны венлокского возраста.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Усасская свита (S_{2us}) представлена сероцветной глинисто-карбонатной толщей. Сложена доломитами (94 %), известняками (1 %), аргиллитами (2 %), алевролитами (3 %). Ранее эти отложения [181] выделялись в составе лудловского яруса.

Разрез свиты вскрыт скважиной № 2. На глубине 114 м на известняках развилкинской свиты согласно залегают (снизу):

1. Доломиты пелитоморфные зеленые, серовато-зеленые, в верхней части слоя – доломиты бежево-серые известковистые кавернозные онколитовые. В доломитах отмечаются редкие мелкие линзочки пирита мелкокристаллического 6,5 м
2. Доломиты светло-серые массивные, в верхней части слоя – зеленовато-серые тонкогоризонтально-слоистые 4,2 м
3. Доломиты светло-серые, зеленовато-серые, в верхней части слоя – тонкополосчатые, содержат прослои мощностью 0,2–0,3 м брекчированных доломитов светло-желтых и аргиллитов тонкополосчатых зеленовато-серых 6,2 м
4. Доломиты светло-зеленовато-серые пелитоморфные глинистые с миллиметровыми прослоями алевролитов, аргиллитов зеленых и вишневых, в верхней части слоя переходящие в аргиллиты известковистые. В нижней части слоя прослой мощностью 1 м аргиллита зеленого с тонкими вишневыми полосками 4,5 м
5. Известняки зеленовато-серые, белые микрокристаллические массивные рыхлые 1 м
6. Доломиты бурые микрокристаллические волнистослоистые с прослоями доломитов светло-серых 1 м
7. Доломиты алевролитистые светло-серые криптокристаллические волнистослоистые с глинистыми зеленовато-серыми прослоями 2,8 м
8. Доломиты зеленые микрокристаллические тонкополосчатые с сантиметровыми прослойками известняков коричнево-серых, включающих линзочки песчаника с глауконитом 2,7 м
9. Доломиты светло-серые пелитоморфные, светло-зеленые массивные 3,7 м
10. Доломиты светло-серые с прослоями доломитов темно-бурых известковистых микрокристаллических, встречаются маломощные прослои известняков коричнево-серых кристаллических 3,8 м

Общая мощность свиты 36,5 м. Верхи разреза размыты породами нимской свиты.

Доломиты микрокристаллические с массивной текстурой. На фоне микрокристаллической массы выделяются ромбоэдрические зерна доломита размером 0,05–0,06 мм. Присутствует алевроитовая примесь кварца и полевого шпата в количестве не более 1 %. В алевроитистых разностях количество терригенного материала увеличивается до 10–15 %, а в отдельных прослойках – до 30 %.

Известняки микрокристаллические с массивной или слоистой текстурой, практически всегда содержат примесь терригенного материала алевроитовой размерности (кварц и полевые шпаты почти в равном соотношении) до 10–15 %. Отмечаются песчаные прослойки мощностью до 3 мм. Состав песчаного материала: кварц, кремнистые породы, карбонатные породы, глауконит. Для глауконита, видимо выполняющего раковинки организмов, характерны ровные края зерен.

Алевролиты кварц-полевошпатовые с базальным пойкилитовым карбонатным цементом. Алевролитовый материал с размером частиц – 0,02–0,08 мм составляет 60–70 % объема породы. Состав обломков: кварц, полевые шпаты, единичные зерна глауконита, турмалина.

Верхняя граница свиты проводится по появлению бурых алевролитов и аргиллитов нимской свиты девона.

Возраст свиты определяется сопоставлением ее с близкими по составу отложениями к северу от изученной площади, обоснованными находками верхнесилурийской фауны [129].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нимская свита (D_{1nm}) представлена пестроцветной терригенно-карбонатной толщей, сложенной аргиллитами (46 %), известняками (19 %), доломитами (26 %), алевролитами (1 %), песчаниками (18 %). С перерывом залегает на доломитах усасской свиты. Отложения относятся к Бахтинскому геологическому району [127]. Свита на площади распространена только в пределах Вороговского грабена, где вскрыта единичными шурфами в районе устья р. Черная и

полностью перебурана скважиной № 2.

В составе свиты выделяются 3 пачки. В скважине № 2 на глубине 77,5 м на доломитах усаской свиты залегают породы первой пачки (снизу) [181]:

1. Алевриты кварц-полевошпатовые коричнево-серые известковистые	0,5 м
2. Доломиты зеленовато-голубовато-серые пелитоморфные алевритовые	3,4 м
3. Аргиллиты известковистые темно-бурые	0,6 м
4. Доломитовые мергели, аргиллиты голубовато-зеленые, известняки серо-коричневые кристаллические	3,3 м
5. Доломиты алевритистые светло-зеленовато-серые микрокристаллические массивные	2,5 м
6. Аргиллиты темно-бурые	0,2 м
7. Доломиты алевритистые зеленовато-серые мелкокристаллические с прослойками аргиллитов бурых	2,9 м
8. Доломиты алевритистые светло-бежевые, сиреневые мелкокристаллические с прослоями известняков алевритовых коричнево-серых кристаллических	3,6 м
9. Аргиллиты слабоизвестковистые пестрые – зелено-серые, бурые, сиреневые тонкополосчатые с прослоями доломитов глинистых микрокристаллических	5,0 м

Мощность нижней пачки 22,0 м.

Разрез средней пачки:

1. Аргиллиты шоколадные переслаивающиеся с вишневыми прослоями мощностью 0,3–1,0 м	3,3 м
2. Аргиллиты вишневые, красные, зеленые переслаивающиеся друг с другом, содержат прослои (5–20 см) известняков и доломитов серых, зеленовато-серых микрокристаллических алевритистых. В верхней части слоя содержатся глиптоморфозы по галиту	2,2 м
3. Аргиллиты шоколадно-коричневые с прослойками зеленых, в верхней части слоя количество зеленых прослоев увеличивается до 50 % объема породы	5,0 м
4. Аргиллиты слабоизвестковистые красноцветные с зелеными и серыми пятнами, содержат маломощные прослои известняков и мергелей зеленовато-серых	8 м
5. Аргиллиты слабоизвестковистые красноцветные с зелеными и серыми пятнами. Слой содержит два метровых прослоя известняков алевритистых, песчано-алевритовых светло-зеленовато-серых, буровато-серых микрокристаллических	5,8 м
6. Известняки светло-розовые, переслаивающиеся прослоями (2–5 см) с песчаниками светло-серыми	3 м
7. Аргиллиты известковистые бурые с зелеными пятнами массивные	1,5 м

Мощность средней пачки 28,8 м.

Разрез верхней пачки:

1. Песчаник светло-серый полимиктовый алевритовый известковистый с прослоями известняка розового	1,2 м
2. Известняк бурый, в нижней части – с прослоями песчаника серого известковистого	0,9 м
3. Песчаники бурые «крапчатые» полимиктовые известковистые алевритистые, в нижней части – зеленовато-серые крупнозернистые с прослоями (до 20 см) известняка	4,0 м
4. Известняки зеленовато-, буровато-серые с прослойками песчаников серых полимиктовых и алевритов бурых	2,2 м
5. Аргиллиты алевритистые бурые, содержат прослои в нижней половине слоя песчаников полимиктовых разнозернистых с карбонатным цементом, в верхней половине – известняков зеленовато-серых, буровато-серых	2,5 м
6. Известняки пестрые – серые, бурые, зеленые алевритистые микрокристаллические	5,4 м

Мощность верхней пачки 16,2 м.

Общая вскрытая мощность нимской свиты 67 м, верхи разреза размыты.

Известняки имеют мелкокристаллическую, микрокристаллическую структуру, массивную, слоистую текстуру. Практически все разности содержат примесь (10–15 %, до 50 %) алевритового терригенного материала представленного кварцем (10 % обломочного материала), калиевым полевым шпатом (30 %), чешуйками биотита, мусковита, зернами граната, циркона, глауконита, апатита, обломками аргиллита.

Доломиты с микрокристаллической структурой и массивной текстурой состоят из зерен (0,005–0,015 мм) и гнезд (0,6–1,2 мм) доломита. Терригенный материал (преимущественно кварц и полевые шпаты) алевритовой размерности распределяется неравномерно и составляет 2–3 %, достигая на отдельных участках 10–15 %.

Песчаники полимиктовые с алевропсаммитовой структурой, цемент базальный известковый. Обломки (0,1–0,6 мм) представлены аргиллитами, карбонатными породами, сланцами, кварцем, полевыми шпатами, халцедоном. Присутствуют чешуйки мусковита, биотита, зерна турмалина, рутила. Карбонатный цемент перекристаллизован.

Верхняя граница свиты проводится по подошве конгломератов джалтулинской свиты карбо-

на.

На аэрофотоснимках отложения свиты дешифрируются узкой полосой в юго-западной части грабена между уступом склона, образованного породами джалтулинской свиты карбона, и полем распространения силурийских пород, от которых нимская свита отличается более темным фототонном и «рыхлой» структурой фотоизображения.

Породы свиты немагнитны и не отражаются в магнитном поле. Плотность изменяется от 2,40–2,50 г/см³ для терригенных образований, до 2,58–2,68 г/см³ – для карбонатных.

По составу и внутреннему строению нимская свита уверенно сопоставляется с аналогичными отложениями бассейна р. Подкаменной Тунгуски.

Раннедевонский возраст свиты определяется положением ее в разрезе выше отложений верхнего силура. К северо-востоку от изученной площади, в бассейне р. Бахты, аналогичные отложения перекрыты осадками, содержащими остатки рыб среднедевонского возраста [182].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольной системы на площади распространены только в пределах Вороговского грабена и расчленены на нижний отдел (джалтулинская свита) и средний–верхний отделы (анакитская свита). Они относятся к Бахтинскому геологическому району [127]. Каменноугольные породы накапливались в внутриконтинентальном эмерсивном бассейне.

Предшествующими работами [181] средне-верхнекаменноугольные отложения выделялись в катскую свиту.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Джалтулинская свита (C₁dž) представлена карбонатно-терригенной толщей, сложенной известняками (37 %), конгломератами (34 %), песчаниками (16 %), гравелитами (3 %), мергелями (1 %).

Свита протягивается узкой полосой параллельно подошве траппового массива, вследствие чего площадь ее выхода на поверхность завалена глыбами долеритов. На аэрофотоснимках нижняя граница подразделения отчетливо фиксируется уступом склона, в связи с большей устойчивостью к выветриванию, по сравнению с нижележащими отложениями. От вышележащей анакитской свиты полоса выхода пород джалтулинской свиты отличается более светлым фототонном и плотной структурой фотоизображения.

Основание свиты вскрыто скважиной № 2. На известняках нимской свиты с размывом залегают (снизу) [177]:

1. Конгломераты зеленовато-бурые полимиктовые мелкогалечные, переходящие к верхней части слоя в гравелиты. Обломочный материал представлен известняками микрокристаллическими алевритистыми, гранитами и кварцитами, песчаный материал – зернами полевых шпатов, карбонатный пород. Цемент карбонатный поровый составляет 15–20 % породы 2,4 м
2. Аргиллиты, алевролиты бурые, вишнево-бурые, мергели зеленовато-голубые 2,2 м
3. Известняки светлые микрокристаллические 2,2 м
- Далее разрез свиты наращивается по береговым обнажениям и элювиальным развалам в долине р. Вороговки, после интервала, заваленного глыбами долеритов (по мощности) 30 м
4. Песчаники розовые, кремновые кварц-полевошпатовые, цемент карбонатный, с прослоями (10–15 см) конгломератов мелкогалечных полимиктовых и гравелитов. Галька хорошо окатана и представлена кварцем, кремнями, выветрелыми сланцами и алевролитами, цемент глинисто-карбонатный 3,0 м
5. Известняки бежевые, белые пелитоморфные комковатые плитчатые 1,5 м
6. Известняки светло-серые с плавающим гравием (до 30 % объема породы) кварца, алевролитов, известняков 1,0 м
7. Конгломераты светло-серые полимиктовые крупногалечные. Уплотненная галька (0,5–5 см) представлена кварцем, кремнями, выветрелыми изверженными и метаморфическими породами. Цемент известковый 2,0 м
8. Песчаники светло-розовые полимиктовые среднезернистые плитчатые известковистые. Обломочный материал представлен окатанными и полуокатанными зернами кварца, полевого шпата, кремнями, обломками пород 0,5 м
9. Известняки с обломочной текстурой, содержат желваки кремней, гальку выветрелых алевролитов диаметром до 1 см 2,5 м
10. Конгломераты кварцевые розовые крупногалечные с карбонатным цементом 2,5 м
11. Гравелиты полевошпат-кварцевые пятнистые с примесью мелкой окатанной и полуокатанной гальки, пятна розовые и зеленые. Цемент карбонатный 0,4 м
12. Песчаники крупнозернистые известковистые с примесью гравия кварца и полевого шпата 0,1 м
13. Конгломерат крупногалечный кварцевый, аналогичный вышеописанному 0,5 м
14. Песчаники кварц-полевошпатовые среднезернистые с примесью кварцевой гальки 0,2 м

15. Конгломераты серые крупногалечные полимиктовые	1,1 м
16. Гравелиты, конгломераты мелкогалечные с галькой ожелезненных пород вишнево-бурые, цемент глинисто-карбонатный	0,7 м
17. Мергели зеленовато-серые комковатые	0,25 м
18. Конгломераты кварцевые крупногалечные, цемент карбонатный	1,5 м
19. Известняки светло-серые, содержат обломки вишневых алевролитов	0,7 м
20. Конгломераты кварцевые розово-серые с карбонатным цементом, содержат прослои (до 35 см) известняка	2,5 м
21. Конгломераты аналогичные с прослоями гравелитов и известняков	1,0 м
22. Известняки светло-бежевые пятнистые комковатые толстоплитчатые	5,0 м
23. Мергели бледно-зеленые с линзами гравелитов	0,4 м
24. Конгломераты известковистые с галькой (до 3 см) кварца и алевролитов, в нижней части слоя переходят в гравелиты	2,3 м
25. Конгломераты аналогичные с прослоями известняков	2,0 м
26. Песчаники розовые полевошпат-кварцевые среднезернистые известковистые	3,0 м

Мощность вскрытого разреза около 71 м. Контакт с вышележащими отложениями не наблюдался.

Максимальная мощность свиты составляет 110 м.

Углогато-окатанный обломочный материал в конгломератах и гравелитах представлен известняками, реже – гранитами, кварцитами, в песчаниках – кварцем, калиевым полевым шпатом, полевошпат-кварцевыми сланцами. Цемент карбонатный мелкокристаллический.

Раннекарбоновый возраст отложений определяется на основании сопоставления их с отложениями западной части Сибирской платформы, занимающими аналогичное стратиграфическое положение и охарактеризованными комплексом фораминифер позднеюрнейского возраста [129].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Анакитская свита ($C_{2-3}an$). Отложения свиты наблюдались только в развалах и береговых обнажениях р. Вороговка в пределах Вороговского грабена. Известны единичные находки углистых пород свиты в правых притоках среднего течения р. Черная, стекающей от подножья траппового массива [181].

Свита сложена аргиллитами, углистыми аргиллитами (до 25 %), алевролитами и углистыми алевролитами с единичными маломощными прослойками каменного угля (28 %), песчаниками (25 %), известняками и доломитами (22 %).

Непосредственный контакт джалтулинской и анакитской свит завален глыбами долеритов. На левом берегу р. Вороговка, в 4,5 км выше устья р. Рыбная, на протяжении 500 м по реке наблюдаются высыпки аргиллитов углистых тонкоплитчатых, слюдистых по плитчатости. Н. С. Подгорной [17] в этих отложениях была пройдена расчистка, вскрывшая следующий разрез (снизу):

1. Алевролиты, аргиллиты алевролитистые серовато-зеленые	2,0 м
2. Аргиллиты темно-серые углистые с отпечатками растительности	0,1 м
3. Аргиллиты углистые темно-серые с многочисленными прослойками углей	0,15 м
4. Уголь каменный	0,25 м
5. Аргиллиты углистые	0,2 м
6. Уголь каменный	0,1 м

Уголь состоит из слабо фюзенизированных растительных остатков, содержит минеральные включения и по степени метаморфизма является антрацитом. В углистых аргиллитах определены остатки растений: *Angaropteridium* cf. *cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Rufloria* cf. *theodori* (Zal. et Tschirk.) S. Meyen.

Выше по реке углистые аргиллиты сменяются алевролитами зеленовато-серыми, песчаниками серыми полимиктовыми.

На противоположном берегу р. Вороговка по высыпкам анакитская свита представлена [181] алевролитами желтовато-серыми кремнистыми тонкоплитчатыми, сменяющимися вверх по разрезу алевролитами зелеными с линзами алевролитов вишневых. Выше них появляются прослои песчаников серых полимиктовых. Далее, после интервала, заваленного глыбами долеритов, наблюдаются развалы и высыпки алевролитов и аргиллитов глинистых, обломки песчаников известковистых, тонко переслаивающихся (прослоями 0,2–0,5 м) с алевролитами, доломитов глинистых и доломитовых мергелей желтовато-серых, песчаников серых полимиктовых с прослойками углистых алевролитов.

В 6,5 км выше устья р. Рыбная в эрозионном окне среди трапповой интрузии вскрыт следующий разрез верхов анакитской свиты [181]:

1. Доломиты зеленовато-серые глинистые с прослоями песчаников крупнозернистых полимиктовых с карбонатным цементом.....	3,0 м
2. Известняки зеленые, в верхней части – вишневые, плитчатые тонкокристаллические, переслаивающиеся с аргиллитами серыми комковатыми, алевролитами серыми песчанистыми с остатками флоры	5,0 м
3. Русло реки – интервал, соответствующий по мощности.....	12,0 м
4. Аргиллиты комковатые, алевролиты серые песчанистые, переслаивающиеся с известняками зелеными тонкоплитчатыми.....	4,0 м
5. Аргиллиты зеленые с тонкими (0,5–2 см) линзовидными прослоями песчаника зеленовато-серого мелкозернистого	2,0 м
6. Песчаник зеленовато-серый мелкозернистый плитчатый.....	1,0 м
7. Алевролит серо-зеленый толстоплитчатый.....	3,5 м
8. Песчаник кварцевый мелкозернистый слабосцементированный.....	2,0 м
9. Алевролиты черные углистые тонкоплитчатые с многочисленными растительными остатками – обрывками стеблей, листьев, отпечатками семян	4,5 м
10. Аргиллиты тонкоплитчатые зеленые, серые с линзами известняков.....	0,1–0,5 м

Аргиллиты без контактовых изменений перекрываются микрокристаллическими долеритами. Максимальная мощность свиты составляет 65 м.

В углистых алевролитах этого разреза Н. С. Подгорной собраны растительные остатки: *Caenodendron neuburgianus* Radcz., *Angarodendron* cf. *obrutschewii* Zal., *Noeggerathiopsis* cf. *turganica* Radcz.

На аэрофотоснимках свита дешифрируется в виде полосы северо-западного простирания между крутым уступом интрузии долеритов и полосой выхода пород джалтулинской свиты, от которой отличается более темным фототонном, полосчатым рисунком и пятнистой структурой фотоизображения.

Содержащийся в описанной толще комплекс растительных остатков характерен для катского горизонта среднего–верхнего карбона Сибирской платформы.

Средне-позднекаменноугольный возраст аналогичных отложений в бассейне р. Бол. Лебяжья подтверждается также комплексом спор и пыльцы, собранных из керна скважин [129].

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Михеевская толща (J_{2-3}^{mh}) развита в небольшой (менее 0,2 км²) карстовой депрессии на правобережье р. Михеева, выявлена при бурении скважины № 209 на профиле 321 [146, 116]. Здесь под четвертичными отложениями вскрыт следующий разрез:

1. Глина темно-серая плотная с примесью щебня силицитов (до 10 %) и древесного угля (до 20 %).....	3,0–6,2 м
2. Уголь бурый с включениями обуглившихся и литифицированных остатков, в конце интервала примесь темно-серой плотной глины.....	6,2–24,0 м
3. Глины светло-серые, пепельно-серые, плотные с многочисленными мелкими остатками обуглившейся древесины.....	24,0–25,0 м

Подошва толщи не вскрыта. Мощность отложений превышает 22 м.

Аналогичные озерно-болотные глины с остатками обугленной древесины известны в карстовых депрессиях западнее Вороговской площади, на Моховом участке Порожинского марганцевого месторождения [133]. Мощность их более 190 м, углы наклона пластов – 15–50°, что свидетельствует о просадке их в карстовую полость. Из этих отложений отобраны пробы на палинологический анализ. Выявленный тип палинокомплекса (заключение Г. Е. Байкаловой), [133] указывает на высокое содержание пыльцы *Quadraeculina limbata* M., характеризуется разнообразием пыльцы *Pinaceae*, при участии спор *Densoisporites velatus* Weyl. et Krieg., что дает возможность считать комплекс средне-верхнеюрским [80]. Юрские угленосные отложения накапливались в эмерсивном внутриконтинентальном бассейне.

МЕЗОЗОЙСКАЯ–КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМЫ

МЕЛОВАЯ И ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Коры выветривания широко распространены и сохранились в полосе развития позднеерифейских пород сухореченской и подъемской свит на контактах пачек доломитов, туфогенных пород и силицитов, известняков сухореченской свиты и доломитов нижнеподъемской подсвиты. В меньшей степени они проявлены в метаморфизованных и интрузивных породах.

Образования кор выветривания делятся на площадные и линейные. Линейные коры выветривания являются фрагментами площадных покровных кор выветривания, глубоко уходящими в толщу материнских пород. На площади развиты линейно-площадные коры выветривания. В плане эти образования локализованы в узких (от 0,1–0,8 до 2 км) протяженных (от 1 до 15 км) карстовых депрессиях, глубина которых от 10–80 до 350 м.

Собственно *площадные коры выветривания* развиты по песчанистым известнякам сухореченской свиты, при этом четко фиксируется зональность от дезинтегрированных материнских пород до каолиновых глин и железистых охр с лимонитовой кирасой в верхней части разреза.

Типовой разрез вскрыт на буровом профиле 360 [149] (снизу вверх):

1. Известняки онколитовые с прослоями известковистых песчаников	3,0 м
2. Дезинтегрированные щебнисто-глинистые отложения с реликтовой слоистой текстурой, в прослоях раз- нозернистые песчаники и известняки в глинистой зеленовато-серой массе	18,0 м
3. Глина зеленая карбонатная с примесью вада	0,8 м
4. Глина тонкая пестроцветная (красная, оранжевая, желтая, лиловая) пластичная, жирная на ощупь, као- линового состава, с сажистыми тонкими примазками вада	4,2 м

Мощность площадной коры составляет 12 м.

Подобные площадные коры прослежены практически вдоль всего контакта сухореченской и подъемской свит, при этом в верхней зоне коры выветривания железо накапливается в тонкой дисперсной форме в виде охр, завершая разрез лимонитовым панцирем-кирасой. Мощность ожелезненной зоны составляет 3,5–4,0 м; содержание железа – 25,8–34,36 %, марганца – 2,18–7,14 %. В междуречье Мал. Порожная–Вороговка площадные коры выветривания практически не сохранились.

Процессам корообразования подвержены и доломиты нижнеподъемской подсвиты. При этом происходит растворение доломита, замещение зерен доломита глинистыми минералами, кварцем, гидроокислами железа и марганца, образуется кальцит, который выносятся, формируются поры, каверны и крупные карстовые формы. На контакте доломитов подъемской свиты и известняков сухореченской свиты формируются коры выветривания, представленные зеленоватыми, ярко-бурыми глинами мощностью 3–44 м [161].

Линейные коры выветривания менее зрелые. Выветривание носит избирательный характер, чаще коры развиваются по туфогенным породам первой пачки верхнеподъемской подсвиты, вблизи их контакта с доломитами. Структурные коры выветривания образуются и по карбонат-кварц-полевошпатовым песчаникам третьей пачки верхнеподъемской подсвиты. Они представлены ярко-бурыми, охряно-желтыми, черными глинами гидрослюдистого и монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Максимальная мощность их составляет 25 м. При удалении от контакта с доломитами степень выветривания уменьшается, с образованием глинизированных туфов и туфоалевролитов зеленовато-серого цвета с желтыми и красными пятнами. По падению пород коры выветривания развиваются до глубины 200 м. На профиле 517,5 (рис. 9) мощность кор выветривания превышает 102 м [160]. Подобные отложения типичны для линейной коры выветривания по марганценосным туфогенным породам верхнеподъемской свиты со слабым смещением осадков в контактово-карстовые депрессии. В карстовых полостях отложения представлены глинисто-щебнисто-дресвяным материалом (паттумы), обломки которого на 70 % состоят из силицитов. Они в разной степени омарганцованы и глинизированы, цементом служат пестроцветные суглинки с преобладанием охристо-желтых разностей.

Гипергенные изменения обломков туфоалевролитов и силицитов проявляются в замещении кристаллокластов полевого шпата и вулканического стекла агрегатом гидрослюды и гидратации мусковита, в дальнейшем наблюдается чередование слоев кремнистого и гидрослюдистого составов. Основная масса замещается гидрослюдой, каолинитом, монтмориллонитом и нонтронитом. В выветрелых силицитах повышается содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O и резко понижается количество SiO_2 [133].

В мощных, полнопроявленных корках выветривания, зона монтмориллонитовых глин сменяется вверх по разрезу зоной пестроцветных глин монтмориллонит-гидрослюдисто-каолини-

вого состава с обломками (15–70 %) кремней или туфов. В этих глинах локализованы прослои и линзы марганцевых руд в виде сажисто-глинистых или желваково-кусково-глинистых руд. Марганцевые руды представлены обломками и желваками (от 5 до 30 %), цементирующая масса рыхлая алевритоглинистая, пропитанная сажистыми выделениями псиломелана и гидроксидов железа.

Западнее площади, на Моховом участке месторождения марганцевых руд, в этих образованиях выявлен спорово-пыльцевой комплекс мелового и палеогенового возраста [161].

Линейные коры выветривания развиваются на контакте мраморов рязановской свиты и кристаллических сланцев белоручьевской свиты в верховьях р. Северная у устья руч. Елагинский [161]. Коры выветривания здесь имеют зональное строение. В низах разреза развиты (0,5 м) дезинтегрированные кварц-биотит-серицитовые сланцы, вверх по разрезу они сменяются структурными зеленоватыми глинами с редкой вкрапленностью охр. Охристые глины содержат реликты кварцевых прожилков в виде цепочек будинированного кварца. Мощность зоны 1,2–5,7 м, содержание марганца в глинах – 0,04–0,2 %. В отдельных выработках выявлена зона каолиновых пестроцветных (красного, оранжевого, розового и бурого цвета) глин с содержанием марганца – 0,5–1,6 %.

Линейно-площадные коры выветривания выявлены в зоне тектонического контакта гипербазитов сурнихинского комплекса с вмещающими породами. В зоне контакта по гипербазитам проявлено оталькование с образованием тальцитов и талькового камня. Коры выветривания сохранились под склоновыми отложениями в интервале от 7 до 21 м. Мощность их составляет 12–14 м. Снизу вверх дезинтегрированные гипербазиты и талькиты сменяются глиноподобными породами с обломками талькового камня и гипербазитов. Цвет их бледно-розовый, кремовый, желтовато-белый.

Возраст кор выветривания принят мел–палеогеновым по спорово-пыльцевым комплексам и аналогии с более изученными корами выветривания, развитыми на соседних территориях [1, 80, 97, 98].

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Кирнаевская свита ($N_{1-2}kr$) развита в юго-западной части площади на водоразделах с абсолютными отметками 200–240 м. С поверхности они закрыты чехлом (2–10 м) четвертичных глин. Отложения вскрыты в отдельных профилях при поисках марганцевых руд [158, 160], представлены сероцветными песками, галечниками, слоистыми алевритоглинистыми отложениями с растительным детритом, песчаниками сцементированными лимонитом. Максимальная мощность их составляет 50 м [158]. Светло-серые, белесые (за счет примеси каолина в цементе – до 10 %) пески и галечники приурочены к основанию разреза [161]. В междуречье Вороговка–Кутукас под четвертичными глинами вскрыты (5–12 м) пески, серые глины с плавающей галькой розового и дымчато-розового, реже – белого кварца, бурые пески с лимонитовым цементом. Кварцево-кремнистый состав галечника свидетельствует о том, что образовались они за счет перемыва продуктов коры выветривания [129]. Отличительной особенностью свиты является наличие песчаников с обильным лимонитовым цементом, а также наличие галек дымчато-розового кварца. Развита отложения свиты в депрессии вдоль р. Енисей и формировались, видимо, в условиях аллювиальной равнины. Возраст их не определен и принят неогеновым по наличию перемытых продуктов мел–палеогеновой коры выветривания.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования различных генетических разновидностей практически полностью перекрывают поверхность территории, представляющую собой залесенное низкогорье в северо-западной части Енисейского кряжа, входящей в Енисей-Нижнеангарский палеогеографический район. Выделены озерные отложения, аллювиальные отложения поймы, первой, второй и третьей надпойменных террас, палюстринные, техногенные, нерасчлененные элювиальные и склоновые образования. Возраст выделенных образований принят в соответствии с легендой Енисейской серии [127] и Унифицированной стратиграфической схемой [93].

ПЛЕЙСТОЦЕН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Кочковская свита (lEkč) выделена в составе рыбинского горизонта [93]. Представлена озерными покровными осадками, сохранившимися на придолинных поверхностях, карстовых депрессиях в контуре выделенного эоплейстоценового палеобассейна на водораздельных поверхностях в западной части района. Граница выделенного палеобассейна оконтуривает покровные осадки как *in situ*, так и в составе склоновых образований. Контакт отложений кочковской свиты со склоновыми образованиями проводится по выпуклому перегибу склона, с появлением явных признаков течения материала.

В опорном обнажении 29 [179] осадки свиты представлены глинами голубовато-серого, зеленовато-серого, охристо-серого цвета. Глины запесоченные слоистые, содержат обуглившиеся древесно-растительные остатки. Отмечаются линзы и прослои песков и галечников. В основании глинистых отложений лежит горизонт галечников или песчано-галечниковых образований мощностью 1–4 м. Гальки представлены кварцем, тонкозернистыми песчаниками, доломитами, реже – кварц-слюдистыми сланцами и серпентинитами. Мощность осадков колеблется от 0,4 до 38 м [161, 171]. Из глинистых отложений (опорное обнажение 29) выделены спорово-пыльцевые спектры хорошей сохранности. По составу они отвечают разреженным заболоченным елово-березовым и елово-кедровым лесам и открытым пространствам, занятым осоково-злаковыми и ксерофитовыми группировками [179]. На водоразделе рек Северной и Мал. Порожной шурфом (опорное обнажение 30) вскрыта плотная глина синевато серого цвета с «плавающей» галькой хорошо окатанных долеритов и щебнем силицитов, к забою количество кластогенного материала увеличивается. Мощность вскрытых глин более 2 м. В русловом аллювии мелких ручьев, эродирующих глины, наблюдается крупногалечниково-валунный материал хорошей окатанности, в составе которого преобладают разновидности траппов. Возможно, что в русле ручьев вскрывается аллювий миоцен–плиоценовых палеодолин. Транспортировка долеритовых валунов происходила по палеодолинам при размыве ледниковых образований, располагающихся севернее территории. Фрагменты таких долин трассируются придолинными поверхностями выравнивания.

Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из глин (опорное обнажение 30), содержат 71 % древесных растений и 28 % споровых. Древесные, наряду с современными видами, произрастающими в районе (*Pinus sibirica*, *P. silvestris*), отмечается пыльца экзотических форм: *Pinus* subgen. *Haploxylon*, *P.* subgen. *Diploxylon*, *P.* aff. *silvestris*. Немногочисленна или полностью отсутствует пыльца трав, споровые растения представлены многожизновыми папоротниками и, редко, плаунами. Спорово-пыльцевые спектры с участием экзотических сосен аналогичны спектрам из эоплейстоценовых отложений развитых в окрестностях г. Красноярска. Наряду с пыльцой и спорами в этих пробах отмечены створки морских диатомовых водорослей: *Melosira sulcata* var. *crenulata* Grun., *M. sulcata* var. *siberika* Grun., *Pseudopodosira*, *Coscinodiscus*. Створки хорошей и средней сохранности.

Выделенные спорово-пыльцевые спектры из опорных обнажений 29 и 30 позволяют отнести формирование глин кочковской свиты к концу теплого этапа эоплейстоцена.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Верхнее звено

Казанцевский и муруктинский горизонты нерасчлененные представлены аллювием третьей террасы ($\alpha^3\text{llkz}-\text{mr}$). Фрагменты террасы наблюдаются в долинах рек Вороговки, Ку-тукаса и Бол. Лебяжьей. На правом борту р. Бол. Лебяжьей вскрыт [179] следующий разрез террасы (опорное обнажение 28):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,2 м
2. Супесь светло-бурого цвета.....	0,5 м
3. Галечник с супесным заполнителем темно-серого цвета. Гальки мелкой и средней размерности, хорошо окатаны. Состав кварцевый, кварцитовый, гранитоидный.....	0,2 м
4. Песок кварцевый среднезернистый с редкой мелкой кремнистой галькой хорошей окатанности.....	1,1 м
5. Супесь гравелистая серо-коричневого цвета. Гравий кремнисто-кварцевый в количестве 40 %.....	0,5 м

Вскрытая мощность составляет 2,5 м.

В нижней части разреза выделены спорово-пыльцевые спектры с преобладанием древесной

группы растений (58,0–86,0 %). Доминирует пыльца кедра *Pinus sibirica* (до 48 %). Часто встречается пыльца сосны *Pinus silvestris* (>10 %), березы древовидной *Betula* sect. *Albae* (до 17 %), пыльца ели *Picea* и пихты *Abies* отмечена в количестве 2,0–3,0 %. Разнообразны травянистая (25 %) и споровая (14 %) группы растений. Среди трав преобладает пыльца злаков *Gramineae* (37 %), сложноцветных (24 %), представленная семействами *Asteraceae*, *Cychariaceae* и родом *Artemisia*, реже отмечена пыльца *Labiatae*, *Umbelliferae* и представителей разнотравья. Для группы споровых характерно преобладание спор папоротников семейства *Polypodiaceae*, встречаются немногочисленные споры мхов *Bryales* и *Sphagnum*, лесных видов плаунов *Lycopodium clavatum*, *L. annotinum*. Выделенные спорово-пыльцевые спектры характеризуют таежную растительность.

Выше по разрезу в галечниках и супесях наблюдается постепенное сокращение пыльцы древесных форм до 25 %, при этом происходит изменение процентного соотношения основных пород. На первое место по содержанию выходит пыльца ели (до 44 %), содержание пыльцы пихты увеличивается до 9 %. Сокращается до минимума присутствие трав (2,5 %). Доминантной становится группа споровых растений (до 72 %), главным образом за счет высокого содержания спор папоротников семейства *Polypodiaceae*. Наряду со спорами лесных видов плаунов появляются споры плаунов, произрастающих в арктических и альпийских тундрах и лесотундрах: *Lycopodium dibium*, *L. selago*, *L. alpinum*. Таким образом, за время формирования отложений, климатическая обстановка изменилась в сторону увеличения влажности и похолодания. Нижняя песчаная пачка накапливалась в климате, близком к современному, в условиях развития таежной растительности, а верхние слои – на начальном этапе похолодания в условиях развития тундровой растительности.

Состав аллювия фрагментов третьей террасы р. Вороговки отличается большей грубостью. Шурфом вскрыт [179] следующий разрез (опорное обнажение 33):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,2 м
2. Супесь светло-коричневого цвета с редкой мелкой галькой кварца, кварцитов. Прослой и линзы суглинка бурого цвета мощностью до 2 см	0,3 м
3. Галечник мелкозернистый хорошей окатанности преимущественно кварцевого, кварцитового состава с песчано-супесным заполнителем темно-серого цвета. Линзы суглинка бурого цвета мощностью 2–3 см ..	0,4 м
4. Валуны (15 %), гальки разноразмерные, хорошо окатанные (40–50 %) с песчано-гравелистым заполнителем.....	0,4 м
5. Галечник мелкой и средней размерности, хорошо окатан, с песчано-гравелистым заполнителем серого цвета.....	0,2 м
6. Валуны, гальки хорошей окатанности полимиктовые с песчано-гравелистым заполнителем серого цвета	1,7 м

Вскрытая мощность аллювия составляет 3 м.

В отобранных палинологических пробах выделены спорово-пыльцевые спектры, идентичные выделенным из разреза третьей террасы р. Бол. Лебяжьей. Терраса сопоставляется с третьей надпойменной террасой р. Енисей, отнесенной к казанцевскому и муруктинскому горизонтам.

Каргинский и сартанский горизонты нерасчлененные представлены осадками *второй надпойменной террасы* ($\alpha^2\text{IIIkr-sr}$), которая сохранилась небольшими фрагментами в долинах основных рек района. Сложена терраса галечниками, валунами, супесью, суглинками. На левом борту р. Вороговка шурфом (опорное обнажение 31) вскрыт следующий разрез [179]:

1. Почвенно-растительный слой.....	0,1 м
2. Суглинок светло-бурого цвета.....	0,8 м
3. Валуны, гальки с суглинисто-супесным заполнителем бурого-коричневого цвета, кластогенный материал хорошей окатанности, полимиктовый	0,4 м

Вскрытая мощность составляет 4,9 м.

В спорово-пыльцевом спектре, выделенном из суглинков, преобладают споровые растения (97 %). Это споры папоротников семейства *Polypodiaceae* (76 %), споры тундровых видов плаунов *Lycopodium dubium* (9 %), *L. selago* (7 %), реже – лесные виды плаунов *Lycopodium clavatum*, *L. annotinum* и мхи *Sphagnum*. СПК отражает, скорее всего, тундровую растительность с влажным и холодным климатом. Из галечников выделен аналогичный спорово-пыльцевой спектр. Видимо, климатические условия во время формирования отложений террасы были устойчивые, холоднее и влажнее современных. Мощность вскрытого аллювия фрагмента второй террасы более 2 м.

Возраст террасы принят по аналогии со второй террасой р. Енисей, сформировавшейся 50–

20 тыс. лет назад.

Сартанский горизонт представлен *аллювием первой надпойменной террасы* ($\alpha^1\text{IIIsr}$). Фрагменты ее наблюдаются в долинах всех рек района. Состав и строение аллювия террасы практически однообразны, представлены осадками русловой и пойменной фаций. В долине р. Вороговки (опорное обнажение 33) вскрыты [179]:

1. Почвенно-растительный слой.....	0,2 м
2. Суглинок светло-коричневый.....	0,2 м
3. Супесь буровато-серого цвета.....	0,3 м
4. Песок полимиктовый мелкозернистый серого цвета.....	0,3 м
5. Песок крупнозернистый сероцветный с гравием до 30 %.....	0,2 м
6. Грубое переслаивание валунно-галечниковых и галечниковых прослоев. Мощность прослоев до 40 см, валуны и гальки хорошей окатанности. Заполнитель песчано-гравелистый серого цвета.....	1,3 м

Общая мощность составляет 2,6 м.

В валунно-галечниковых осадках, грубо- и мелкозернистых песках выделены однотипные спорово-пыльцевые спектры с преобладанием древесной группы растений (62–72 %). В составе древесных растений доминирует пыльца сосен – кедра (до 62 %) и сосны (до 22 %). Содержание пыльцы ели, пихты, березы не превышает первых процентов. Травянистые (18–23 %) представлены пылью злаков и сложноцветных. Споровые составляют 7–18 %, главным образом, это споры папоротников семейства *Polypodiaceae*. Выше по разрезу в спектре из супесей наблюдается уменьшение содержания древесной растительности до 48 % при том же видовом составе и процентном соотношении, как и в нижевыделенных спектрах. Сократилось содержание травянистых, увеличилось содержание споровых до 44 %, при этом состав видов остался прежним: доминируют споры папоротников при незначительном участии лесных видов плаунов. Спорово-пыльцевой спектр характеризует разреженные таежные леса. Мощность аллювия первой надпойменной террасы колеблется от 3 до 8 м. Терраса сопоставляется с первой надпойменной террасой р. Енисей, формирование которой происходило 20–10 тыс. лет назад.

На геологической карте *аллювий первой–третьей надпойменной террасы* дан объединенным ($\alpha^{1-3}\text{Q}_{III}$). Представлен галечниками, песками, валунниками, суглинками, супесями. Мощность до 20 м.

ГОЛОЦЕН

Палюстрий (pIN) развит на выположенных водоразделах в верховых болотах. Представлен слоями олиготрофного торфа, илов. Мощность отложений не превышает 4 м.

Пойменный аллювий (αH ; αQ_H). Состав аллювия поймы зависит от ее строения. Пойменный аллювий, накапливающийся в узких, порожистых участках долин, маломощный, русловая фация преимущественно валунно-галечникового состава, пойменная сложена крупнозернистыми серо-цветными песками, гравием, реже – супесью, суглинками. Окатанность материала в долинах основных рек хорошая и очень хорошая, в притоках меняется к истокам от хорошей до очень плохой. Мощность аллювия здесь составляет от 0,1 до 4,5 м.

На расширенных и переуглубленных участках поймы в составе аллювия появляется мелкозем, мощность его значительно увеличивается. Так, в нижней части долины руч. Ветвистый (правый приток р. Рыбная) при разведке золотоносной россыпи вскрыт следующий разрез пойменного аллювия [139]:

1. Почвенно-растительный слой.....	0,2 м
2. Гравийно-галечниковые отложения.....	9,4 м
3. Глины серо-коричневого цвета.....	1,6 м
4. Гальки, щебень с супесно-суглинистым заполнителем серо-коричневого цвета.....	1,9 м
5. Глины песчаные серого цвета с гравием и щебнем до 10 %.....	1,7 м
6. Гравийно-галечниковые отложения с песчаным заполнителем серого цвета.....	10,2 м
7. Глины песчаные светло-бурого цвета.....	0,2 м
8. Гравийно-галечниковые отложения.....	8,0 м
9. Суглинок щебнистый.....	1,0 м

Вскрытая мощность пойменного аллювия, выполняющего переуглубленный интервал долины, составляет 33,0 м.

Промышленно золотоносным в разрезе является верхний гравийно-галечниковый слой достоверно пойменных осадков. Ниже серо-коричневых глин гравийно-галечниковые отложения слабо золотоносны. На переуглубленных участках в долинах рек Луговой и Рыбной наблюда-

лись прислонение пойменного аллювия к аллювию первой террасы. Россыпь золота прослеживается на плотике как на участках с повышенной мощностью пойменного аллювия, так и на участках долин с маломощным аллювием. Данные наблюдения позволяют отнести аллювий переуглубленных участков долин к голоцену условно. Отложения золотоносны, в бассейне р. Луговой в осадках поймы выявлены единичные зерна рубина и сапфира [137, 181].

Техногенные образования (tH ; tQ_n) сформированы в долинах ручьев в бассейне р. Рыбная в результате отработки россыпных месторождений золота. Образования представлены перемывным генетическим подтипом. Перемывались аллювий поймы и, редко, первой надпойменной террасы, а так же сопряженные с ними делювиально-солифлюкционные образования склона и подстилающие элювиальные щебнистые и щебнисто-суглинистые образования. Состав техногенных образований валунно-щебнисто-гравийно-галечниковый, в местах установки промприбора песчано-супесно-суглинисто-илистый. Мощность образований достигает 30 м. Техногенные образования золотоносны.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Четвертичные образования нерасчлененные представлены элювиальным, гравитационным и водным генетическими рядами.

Элювий (e) развит на субгоризонтальных поверхностях водоразделов в междуречье Бол. Лебязья–Юж. Сквозной и островных гор в верховьях р. Кутукас. Состав элювия зависит от пород, слагающих поверхности. На участках с преимущественным развитием гранитоидов, кристаллических сланцев, кварцитов образуется глыбово-дресвяно-щебнистый, реже крупноглыбовый элювий мощностью 1,0–2,0 м. В полях развития терригенно-карбонатных толщ в составе грубообломочного элювия встречается суглинок серовато-коричневый гидрослюдистый с кальцитом, мощность его 2–3 м.

Коллювий (c) развит на склонах крутизной 25–35°, представлен осыпным и обвальным подтипами. Осыпной коллювий сложен щебнем, дресвой и глыбами, к основанию количество глыбового материала и их размер увеличивается. Мощность осыпного коллювия достигает 3 м. Обвальный коллювий отмечается в долине р. Вороговка на участке прорезания рекой пород платформенного чехла. Здесь долина реки имеет V-образный, участками каньонообразный облик. У основания склона накапливается обвальный коллювий значительной мощности, частично перекрывающий русло реки, приводя к возникновению на участке многочисленных порогов.

Десерпций (dr) развит на склонах островных гор, сложенных породами, способными при выветривании давать глыбово-дресвяно-щебнистый материал при практически полном отсутствии мелкозема и почвенно-растительного слоя. Крупность и состав обломков не меняются от вершины к подножию склона и зависят от пород, слагающих склон. Мощность чехла не превышает 2 м.

Десерпций и коллювий (dr,c) развиты на склонах эрозионных врезов и отпрепарированных разрывных дислокаций крутизной 20–30°. Крупноглыбово-дресвяно-щебнистый десерпционный плащ мощностью до 2 м с увеличением крутизны склона преобразуется в осыпные, обвально-осыпные коллювиальные образования. В составе образований отмечается незначительное количество мелкозема. На склонах с обвально-осыпной составляющей мощность образований достигает 4 м.

Солифлюксий (s) покрывает склоны крутизной 8–15°, представлен, большей частью, генетическими подтипами медленной солифлюкции и конжелифлюкцией. Лишь в обрамлении верховых болот наблюдаются образования быстрой солифлюкции с мелкобугристым микрорельефом и натечными террасами. Сложен солифлюксий дресвяно-щебнистыми, глыбово-щебнистыми суглинками, мощность достигает 4 м.

Коллювий и солифлюксий (c,s) представлены глыбами, щебнем, дресвой, суглинками, супесями. Выделенные образования характерны для денудационно-эрозионных склонов долин с крутизной от 15 до 25°. Крупность, состав и мощность образований зависит от крутизны склона. На крутых склонах аккумулируется грубый материал, на выположенных увеличивается количество мелкозема. Мощность коллювия и солифлюксия достигает 12 м.

В контуре эоплейстоценового палеобассейна на западе района в составе коллювия и солифлюксия появляется значительное количество глинистого материала, часто с «плавающей» галькой, гравием и мелкими валунами. Кластогенный материал хорошей окатанности, представлен различными разновидностями траппов, роговиков, кварцем, кремнистыми породами. Преимущественно глинистый материал, появление аллювиальной гальки в составе коллювиальных и солифлюкционных образований объясняется активным эродированием песчано-глинистых осадков кочковской свиты и подстилающего аллювия кирнаевской свиты.

Делювий и солифлюксий (d,s) характерны для нижних частей склонов, выложенных истоков рек. Представлены эти образования щебнистыми суглинками, супесями, иногда с дресвой и мелкими глыбами. Редко наблюдается грубая слоистость, обусловленная различным содержанием кластогенного материала. Мощность образований достигает 3 м.

В бассейне р. Луговой, на левобережье руч. Цыганского, в днище мелкого ложка, выполненного образованиями делювия и солифлюксия, обнаружено зерно алмаза [138].

Десертций и солифлюксий (dr,s) выделены на склонах островных гор крутизной 10–20°. Представлены глыбами, дресвой, щебнем, суглинками и супесями. Медленно сползающий грубообломочный материал в понижениях склона переувлажняется, обогащается мелкоземом, что приводит к резкому увеличению скорости движения. Мощность образований 0,5–3,0 м.

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ

В пределах листа выделены интрузивные, метаморфические и метасоматические образования с учетом их петрохимических особенностей, возраста, формационной принадлежности и структурной позиции.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования, занимают около 10 % территории. Выделяются позднекарельские, ранне-среднерифейские, позднерифейские и раннетриасовые интрузивные образования.

ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Гаревский комплекс гранит-гранитогнейсовый объединяет параавтохтонные и аллохтонные субсогласные и полого секущие тела микроклин-биотитовых, биотит-амфиболовых гранитогнейсов и жилы пегматитов, залегающих среди позднеархейских и позднекарельских образований в междуречьях Хариузи́ха–Ку́тукас и Ку́тукас–Черная. Комплекс состоит из двух фаз: первая – красные микроклин-биотитовые и биотит-амфиболовые гранитогнейсы, вторая – белые пегматоидные граниты [127].

На площади развиты породы *первой фазы* ($\gamma\text{gKR}_2\text{g}_1$), образующих три самостоятельных мелких массива – Таловский (13), Среднеку́тукасский (15) и Левоку́тукасский (18), слагающих периферийные участки Хребтового (21) массива, ряд линейных мелких тел и *пегматитовых жил* (pKR_2g) (рис. 4).

Массивы имеют пластовую, линзовидную форму, площадь от 1–2 до 20 км², залегают среди гнейсов, кристаллосланцев и амфиболитов позднеархейского малогаревского метакомплекса, кристаллосланцев, кварцитов и мраморов позднекарельской тейской серии. Контакты с вмещающими породами зависят от их состава: среди амфиболитов, кварцитов и мраморов резкие, четкие, прямолинейные среди кристаллосланцев, нечеткие – среди гнейсов. Комплекс прорван умереннощелочными гранитами гурахтинского комплекса.

В Хребтовом массиве (21) породами комплекса сложена северо-западная часть, представленная биотитовыми гранитогнейсами светло-серыми, красновато-серыми мезократовыми порфиобластическими. В краевой части массива среди гранитогнейсов выявлены скиалиты ((0,2–0,5)×(0,4–0,8) км) гнейсов малогаревского метакомплекса. Структура гранитогнейсов гетеробластовая, порфиобластовая, лепидобластовая, текстура плоскопараллельная, переходящую в массивную, с образованием гнейсовидных или директивных гранитов. Минеральный состав (в %): кварц – 30–40, микроклин – 40–60, олигоклаз (An_{12-25}) – 10–30, биотит – 5–15, роговая обманка – 0–5, гранат – 1–2; акцессорные минералы: гранат, монацит, циркон, ортит, сфен, апатит, турмалин, ильменит, редко – магнетит, пирит. Аналогичные гранитогнейсы развиты в Левоку́тукасском массиве (18).

Среднеку́тукасский массив (15) расположен на правобережье р. Ку́тукас, ниже устья р. Мал. Ку́тукас в 6 км, имеет овальную пластообразную форму, сложен красноватыми порфиобластическими микроклиновыми гранитогнейсами (биотита – 5–15 %) с ксенолитами амфиболитов и кварцитов белоручьевской свиты. Массив фиксируется отрицательной аномалией поля силы тяжести (до –2 мГал), расчетная мощность гранитоидов не превышает 0,4 км. В правом притоке р. Ку́тукас вскрываются резкие, «рвущие» контакты гранитов с метапесчаниками и кварцитами белоручьевской свиты. Гнейсограниты массива имеют порфиобластовую структуру с гетеробластовой и гипидиоморфнозернистой структурой основной массы, гнейсовую, плоскопараллельную текстуру; порфиобласты составляют до 20–30 % объема породы. Минеральный состав (в %): микроклин – 20–60, кварц – 25–35, плагиоклаз – 10–25, биотит – 5–15; акцессорные

(гранат, монацит, циркон, ортит, сфен, апатит, турмалин, ильменит, магнетит, пирит) – 2. Аналогичное строение имеет и Таловский массив (13) в междуречье Кутукас–Черная.

Жилы пегматитов распространены среди сланцев свиты хребта Карпинского в бассейнах рек Хариузи́ха и Ниж. Сурни́ха. Это короткие (десятки–сотни метров), линзовидные тела мощностью от 0,2 до 5–10 м. Контакты их с вмещающими породами резкие. Породы грубозернистые (до 5–10 см), белого, желтоватого, розоватого цвета, с массивной или неотчетливо полосчатой текстурой. Состав (в %): микроклин – 40–60, кварц – 20–35, плагиоклаз – 10–25, мусковит – 0–5, часто – гранат, турмалин, циркон, апатит, ильменит, магнетит, корунд.

Гранитогнейсы гаревского комплекса относятся к калиевым, калиево-натриевым ($K_2O/Na_2O=1,4-3$) умереннощелочным лейкогранитам S-типа (рис. 10, 11), обогащенным литофильными элементами и щелочами (Zr – до 300 г/т, Y – до 86 г/т, Nb – до 30 г/т). Они немагнитны и слаборадиоактивны. На АФС выделяются светло-серым, пятнистым фототонном и массивным, неясно полосчатым рисунком фотоизображения.



Рис. 10. Диаграмма K_2O/Na_2O-SiO_2 для пород кислого состава.

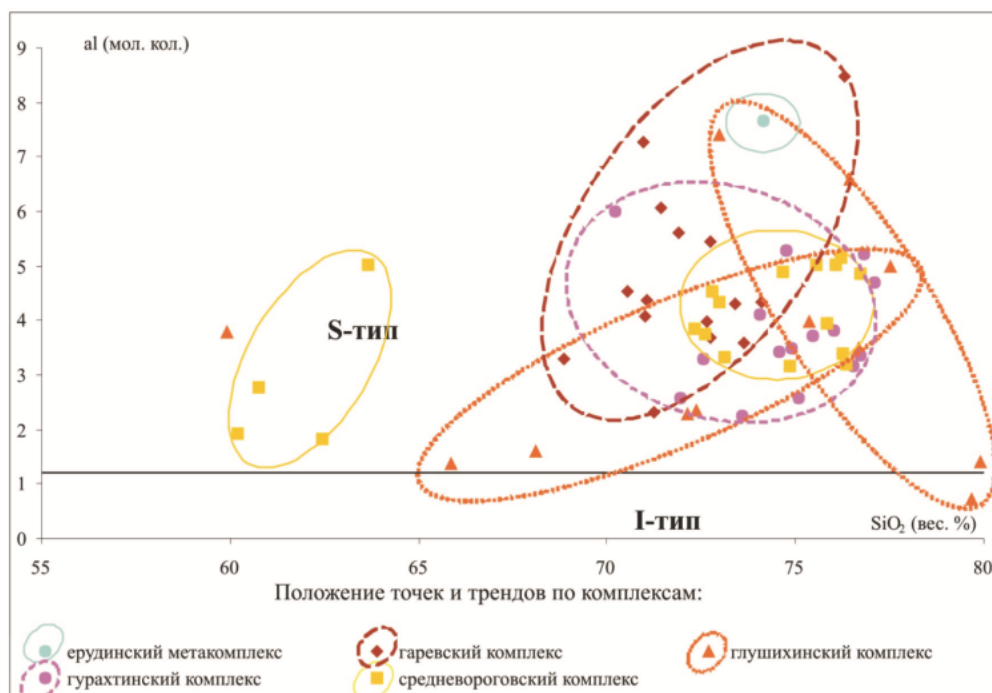


Рис. 11. Диаграмма $al-SiO_2$ для пород кислого состава.

Комплекс относится к образованиям гранит-гранитогнейсовой формации, завершающий протоплатформенный этап развития, с заложением проторифтовых депрессий и гранитогнейсовых куполов.

Радиологический возраст гранитогнейсов Хребтового массива, определенный Rb-Sr методом по валовым пробам, составляет $1\,742 \pm 21$ и $1\,763 \pm 25$ млн лет, Среднекутукасского массива – $1\,753 \pm 20$ млн лет. По пробам из гранитогнейсов периферии Хребтового массива Rb-Sr метод был продублирован в лаборатории ВСЕГЕИ. Получена трехточечная изохронна – 682 ± 3 млн лет, соответствующая, видимо, времени воздействия умереннощелочных гранитов гурахтинского комплекса, прорывающих тело гранитогнейсов гаревского комплекса (радиологический возраст – 695, 714 и 754 млн лет).

РАННЕ-СРЕДНЕРИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Сурнихинский комплекс дунит-гарцбургитовый (σ ; σ RF₁₋₂S) представлен протрузивными телами аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов, развитыми в пределах Исаковского геологического района среди пород фирсовской и торжихинской толщ Исаковского террейна. Породы комплекса детально изучены Г. И. Качевской при ГСР-50 [129].

Гипербазиты в современном залегании имеют тектонические контакты, дислоцированы вместе с вмещающими породами и прослеживаются в виде линзовидных тел, вместе с протяженными телами габброидов исаковского комплекса образуя группы линейно вытянутых массивов: Левопорожнинскую (1), Водораздельную (3), Севернинскую (5), Верхнемихеевскую (10) и Бедовинско-Хариузихинскую (19). Тела гипербазитов ориентированы в северо-западном направлении параллельно плоскостям надвиговых зон, ограничивающих аллохтонные пластины.

В магнитном поле массивы гипербазитов выделяются аномалиями (более 1 000 нТл с отдельными экстремумами 1 500–2 000 нТл), надежно картируются с помощью наземной магнитной съемки; характерны низкие значения поля МЭД. Вдоль западной границы площади по магнитным аномалиям интенсивностью 100–300 нТл, предполагается наличие гипербазитовых массивов на глубине 3–4 км. Плотность пород зависит от степени серпентинизации, колеблется от 2,5 до 2,75 г/см³, при избыточной плотности – 0,05–0,3 г/см³.

На АФС выделяются только крупные массивы по преобладанию соснового «паркового» леса и пятнисто-чаистому микро рельефу.

К наиболее крупным относится массив Севернинской группы, расположенный на правобережье р. Северной, в 15 км выше устья. Он «залечивает» пологую (угол падения плоскости сместителя – 25°) надвиговую зону между пластинами торжихинской толщи. Форма массива серповидная. Гипербазиты массива ярко-зеленые, оталькованные и серпентинизированные. Характерно чередование полос (10–20 м) расланцованных и массивных пород. Контакты массива резкие, тектонические с зонами дробления до 1–2 м и зеркалами скольжения.

На контакте гипербазитов с вмещающими metabазальтами торжихинской толщи, по metabазальтам формируются хлорит-амфиболовые породы, в эндоконтактах (1–50 м) развиты листовениты.

К той же надвиговой зоне приурочена Водораздельная группа массивов (3), которая залегает в зоне надвига толеитовых metabазальтов фирсовской толщи на метапесчаники торжихинской толщи. Массивы сложены серпентинизированными гарцбургитами с развитием талька и тальцитов по серпентинитам (от первых метров до 100 м) в приконтактных участках с чередованием полос более оталькованных и менее измененных пород.

В пределах Исаковского террейна, мелкие тела гипербазитов приурочены к надвиговым зонам, осложняющие строение аллохтонной пластины толеитовых metabазальтов фирсовской толщи. На контакте с metabазальтами образуются мономинеральные крупнозернистые светло-зеленые и темно-зеленые «актинолититы», или тонкополосчатые скрытокристаллические хлорит-эпидотовые породы, реже – массивные меланократовые роговообманковые крупнозернистые породы или маломощные листовениты.

Массивы Левопорожнинской группы расположены в бассейне р. Лев. Порожная в тектонической фронтальной шовной зоне террейна. Наиболее крупное тело (0,8×3,0 км) имеет каплевидную форму, вытянутое субпараллельно плоскости главного надвигового шва. Оно сложено серпентинизированными дунитами. В зоне надвига серпентиниты расланцованы, оталькованы, листовенитизированы, сопровождаются зоной дробления мощностью 2–5 м, породы на десятки метров меланжированы с образованием полимиктового меланжа.

Серпентинизированные дуниты – темно-оливково-серые, зеленовато-серые расланцован-

ные скрытокристаллические породы. В крупных телах сохраняются реликтовые кристаллы первичного оливина. Преобладающая структура пород псевдоморфно-пластинчатая с развитием лучистого или пластинчатого антигорита по краям зерен или с полным замещением их. Наблюдается петельчатая структура замещения оливина, при этом внутренняя часть петель в псевдоморфозах выполнена лизардитом.

Наиболее распространенным минералом аподунитовых серпентинитов является антигорит (80–90 %), реже развит хризотил в виде тонких вторичных жилок, брусит, развивающийся по серпентину в виде отдельных чешуек вместе с магнетитом. Карбонатные минералы (кальцит, анкерит, сидерит) выполняют трещины мощностью до 10 см, в сочетании с магнетитом и бруситом. Из аксессуарных минералов (1–3 %) широко развит магнетит, образующийся за счет хромита в виде мелких (0,002–0,07 мм) ксеноморфных рассеянных зерен и редких изометричных порфириобласт (до 0,5 мм), окаймленных крупнолистоватым антигоритом. Встречаются реликты хромита развитого в виде рассеянных изометричных мелких (0,007–0,03 мм) зерен, окруженных оторочкой зерен магнетита.

Метаморфические преобразования серпентинитов привели к формированию **тальцитов** (t), тальк-карбонатных и оталькованных пород вдоль ослабленных зон массивов. Ширина зоны оталькованных пород в западном контакте Водораздельного массива превышает 100 м, протяженность более 400 м, в которой выделяются тальковые тела, разделенные блоками слабо оталькованных пород. Мощность тальцитовых тел 2–5 м, зон оталькования – 10–20 м, безрудных блоков – 20–25 м. Цвет тальцитов светло-зеленый, серый, желтовато-серый, порода плотная слоисто-пластинчатая с небольшой примесью серпентина. Мелкие прожилки тальк-карбонатных метасоматитов развиты практически в каждом серпентинитовом массиве. Серпентиниты содержат рассеянные чешуйки (0,03–0,05 мм) талька и пронизаны маломощными (1–10 мм) разноориентированными прожилками талькового, кальцитового, брейнеритового и тальк-брейнеритового состава. В прожилках центральная часть сложена тальком, в зальбандах – брейнерит. Сеть прожилков обуславливает ячеистую текстуру серпентинитов.

Листвениты (l) развиты в восточном эндоконтакте Севернинского массива (опорное обнажение 6), мощность их составляет 8–15 м, протяженность – сотни метров. В западном контакте листвениты развиты в виде нескольких полос шириной до 50 м и протяженностью сотни метров. Листвениты зеленовато-желтые, зеленовато-серые и белые имеют массивную или сланцеватую текстуру, кварц-карбонатный состав с примесью серпентина, талька, фуксита и тонкозернистого пирита (до 1 %). В ассоциации с пиритом отмечены пирротин, пентландит и миллерит. Выделяются карбонатные, кварц-серпентин-карбонатные, тальк-серпентин-карбонатные разновидности лиственитов. Все разновидности содержат в различных количествах хромит и хромовую слюдку, а также миллерит, пентландит, пирит, халькопирит. На контакте серпентинитов с metabазальтами развиты крупнозернистые мономинеральные актинолититы или тонкополосчатые хлорит-эпидотовые породы. В лиственитах выявлены пункты минерализации никеля и кобальта.

По петрохимическим данным, породы Верхнемихеевской и Бедовинско-Хариузихинской группы массивов соответствуют гарцбургитам, Водораздельной, Левопорожинской и Севернинской – отвечают оливиновым гарцбургитам (рис. 12). Породы сурнихинского комплекса относятся к производным перидотитовой магмы (соотношение $Mg/Fe=2-16$, соотношение окислов, где $MgO>FeO>CaO$, низкое содержание окиси титана равное 0,06) дунит-гарцбургитовой формации, с характерной металлогенической специализацией на хромиты.

Для гипербазитов характерны повышенные содержания типичных для ультраосновных пород Co, Cr, Ni, которые во всех проанализированных массивах образуют положительные корреляционные связи [129]. Анализ на платиноиды свидетельствует, что в хромитах комплекса присутствует рутений-осмий-иридиевая ассоциация (Ru – 0,5 г/т; Os – 0,5 г/т; Ir – 0,3 г/т) при полном отсутствии платины и платиноидов [110].

Породы сурнихинского комплекса, являются наиболее древними породами Исаковского террейна, имеют тектонические контакты с толеитовыми metabазальтами фирсовской толщи (радиологический возраст – 1 228–1 370 млн лет), габброидами исаковского комплекса (радиологический возраст – 1 375 млн лет) и представляют фрагменты слоя океанической коры. Непосредственно за западной границей Вороговской площади в конгломератах позднерифейской северореченской свиты найдена галька, представленная серпентинитами комплекса и габброидами исаковского комплекса [129]. В связи с этим, возраст гипербазитов сурнихинского комплекса принят на уровне ранне-среднерифейского.

Формирование гипербазитов в зоне спрединга близко по времени началу формирования пород кординской свиты (шельфа пассивной окраины), имеющей раннерифейский возраст. Вместе с толеитовыми metabазальтами фирсовской толщи и габброидами исаковского комплекса

их к позднему рифею, считать их комагматами риолитов ковригинского субвулканического комплекса и выделять в лейкогранитовую формацию.

Гурахтинский комплекс умереннощелочных гранитов ($\epsilon\gamma; \epsilon\gamma RF_3 gr$), слагает Верхнехариузинский (17) и Хребтовый (21) массивы умереннощелочных лейкократовых гранитов и биотитовых гранитов. Гранитоиды комплекса на площади прорваны щелочными гранитами средневороговского комплекса и прорывают позднеархейские и позднекарельские образования, за ее пределами прорывают позднерифейские породы тунгусикской и киргитской серий [36].

Верхнехариузинский массив (17) является наиболее крупным на площади, расположен в междуречье Кутукас–Хариузи́ха и является, видимо, выступом единого неглубокозалегающего гранитоидного тела Хребтового массива. Массив площадью около 120 км² представляет неправильных очертаний овальное тело субширотного направления, осложненное субмеридиональными апофизами, прорывает породы тейской серии, немтихинского и малогаревского метаконплексов. В центре массива преобладают средне-, равномернозернистые биотитовые умереннощелочные лейкограниты, постепенно к западу и югу сменяются мелкозернистыми мелкопорфировидными биотитовыми гранитами, к востоку – крупнопорфировидными гранитами (вкрапленники микроклина размером до 1–1,5 см – 30–50 %). Массив погружается в юго-восточном направлении навстречу Хребтовому массиву и в перекрывающих сланцах свиты хребта Карпинского появляются андалузитовые роговики, а в амфиболитах малогаревского метаконплекса – маломощные диопсид-тремолитовые скарны.

Массив, выделяется изометричной отрицательной аномалией $\Delta g_{\text{ост}}$ интенсивностью –6 мГал, расчетная глубина нижней кромки восточной части массива составляет 0,8–1,0 км. Породы не магнитны и магнитное поле над массивом спокойное, отрицательное, значения поля МЭД повышенные (7–10 мкР/ч).

Хребтовый массив (21) представлен своим северным окончанием (около 4 км²), основная его часть расположена юго-западнее, в целом площадь которого около 180 км², он вытянут на 25 км в северо-западном направлении [178]. Строение северного фрагмента массива осложнено наличием ксенолитов пород рамы (гнейсы и амфиболиты малогаревского метаконплекса и гнейсограниты гаревского комплекса). Интрузив сложен массивными среднезернистыми и порфировидными умереннощелочными биотитовыми гранитами, в контактах с ксенолитами они приобретают плоскопараллельную текстуру.

Плотность гранитов Хребтового массива – 2,48–2,66 г/см³, он слабо выражается в гравитационном поле, располагаясь в широкой градиентной зоне, имея форму пластины с мощностью 200–500 м. Магнитное поле над массивом неоднородное, знакопеременное. Породы радиоактивны, массив выделяется в поле МЭД значениями 10–12 мкР/ч, при следующих содержаниях элементов: U – $(10–12) \cdot 10^{-4}$ %, Th – $25 \cdot 10^{-4}$ %, K > 2 %.

Умереннощелочные лейкограниты – розовые, желтовато-розовые порфировидные (30–50 %) породы с гранитной гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Состав (в %): микроклин – 45–60, кварц – 30–40, плагиоклаз ($An_{14–16}$) – 5–15, биотит – 1–3 ($f=77–79$); акцессорные минералы (циркон, апатит, монацит, ксенотим, турмалин, касситерит, торит, ильменит, рутил, гранат, колумбит-танталит) – до 1 %.

Умереннощелочные биотитовые граниты – серые, до темно-серых, красновато-серые, желтоватые породы неоднородные по составу и структуре мелко-, среднезернистые, иногда порфировидные (за счет крупных, до 1–2 мм ксеноморфных зерен калишпата – 20–30 %), гипидиоморфнозернистые. Состав (в %): ортоклаз-пертит с карлсбадскими двойниками ($Or_{70–90}$, $Ab_{10–30}$) – 40–45, плагиоклаз ($An_{13–17}$) – 25–30, кварц – 25–30, биотит – 5–8 ($f=77–81$); акцессорные минералы (циркон, апатит, турмалин, ксенотим, касситерит, магнетит, молибденит, монацит, магнетит, пирит) – до 1 %.

На диаграмме TAS ($SiO_2-(Na_2O+K_2O)$) породы гурахтинского комплекса группируются в поле умеренной и повышенной щелочности ($Na_2O+K_2O=6,0–9,5$) при значительных (70–77 %) вариациях содержания кремнезема и образуют ряд от умереннощелочных гранитов до умереннощелочных лейкогранитов. С повышением кремнекислотности происходит незначительное увеличение щелочности и коэффициента алкальности (0,5–0,7), понижаются концентрации TiO_2 , MgO , CaO , Fe_2O_3+FeO . По соотношению удельной глиноземистости и кремнекислотности образования гурахтинского комплекса могут быть сопоставлены с гранитами А-типа (частично – S-типа), имеющими смешанное мантийно-коровое происхождение. В целом гранитоиды комплекса относятся к калиево-натриевой весьма высокоглиноземистой ($al'=2,3–5,6$) серии пород (рис. 11). Отношение K_2O/Na_2O варьирует от 0,4 до 1,6 и лишь в альбитизированных гранитах доходит до 4,2 (рис. 10). Они выделяются в формацию умереннощелочных гранитов тылового магматического пояса.

В эндоконтактной зоне Хребтового массива породы альбитизированы. **Альбититы** (al) –

светло-серые, белые с зеленоватым оттенком породы, насыщенные прожилками и гнездами альбита в ассоциации с эпидотом, хлоритом, кальцитом, анкеритом, кварцем в сумме 15–20 %. Альбит, в виде струйчатых пертитов, развивается по микроклину, образует каемки и прожилки. Температура минералообразования, определенная с помощью двуполевошпатового термометра, составляет 450–500 °C [111]. В альбитизированных гранитах повышенные содержания тантала, ниобия, олова, иттрия и циркония.

Для умереннощелочных гранитов Верхнехариузинского массива характерно повышенное содержание лития. По данным спектрального анализа содержание иттрия в гранитах составляет 0,015 %, лантана – 0,05 %, ниобия – 0,03 %, молибдена – 0,001 %.

Радиологический возраст умереннощелочных гранитов гурахтинского комплекса Верхнехариузинского массива, определенный Rb-Sr методом по валовым пробам, составляет 714 ± 9 млн лет (прил. 7), U-Pb методом по цирконам – 754 ± 14 млн лет (лаборатория ВСЕГЕИ, устное сообщение А. Д. Ножкина, 2010 г.). По умереннощелочным гранитам Хребтового массива (прил. 7) получены возрастные датировки 695 ± 15 и 710 ± 14 млн лет [179]. Аналогичные исследования, проведенные в южной части массива, на листе Р-46-XXXII, дают радиологический возраст в 717 ± 10 млн лет [178]. На основании полученных данных гранитные массивы комплекса могут рассматриваться как фрагменты единого пластообразного тела в пределах вулканоплутонического пояса.

Несмотря на множество надежных определений возраста [36], возрастное положение комплекса не определено окончательно, так как он занимает положение моложе чингасанской серии (700 млн лет [65]), а имеющиеся определения комплекса группируются вокруг цифры 710–715 млн лет, что требует дополнительных исследований по взаимоувязке, – вероятно необходимо изменить его положение в легенде серии, – поставить его на уровень перерыва между карьерной и чивидинской свитами.

С альбитизированными умереннощелочными лейкогранитами Хребтового массива связана редкая вкрапленность танталит-колумбита в ассоциации с флюоритом, пиритом и магнетитом [36]. В породах Верхнехариузинского массива установлена рассеянная вкрапленность фергусонита в ассоциации с флюоритом, пиритом и молибденитом.

Средневороговский щелочно-гранит-сиенитовый комплекс был выделен В. М. Даценко в 1987 г. Ранее эти образования относились к гранитам татарско-аяхтинского [129], кутукаско-го [26] комплексов или объединялись с плагиогранитами и биотитовыми гранитами в посольненский комплекс [152]. На площади комплекс представлен Средневороговским массивом (8) и окружающими его дайками, Хариузинским массивом (16), а также серией *пегматитовых жил* (pRF_3sv), развитых в бассейнах рек Кутукас и Хариузи́ха. Комплекс двухфазный: в *первую фазу* выделены щелочные сиениты и нордмаркиты ($E\xi;Eq\xi RF_3sv_1$), во *вторую* – щелочные граниты ($E\gamma;El\gamma;E\gamma RF_3sv_2$).

Средневороговский массив комплекса (петротип 9) расположен в среднем течении р. Вороговка. Западная часть массива, сложенная средне-, крупнозернистыми щелочными сиенитами первой фазы, представляет тело ($2,5 \times 1,6$ км) овальной формы, сужающееся к югу. Крупнозернистые породы сменяются в экзоконтактовой зоне мелкозернистыми разностями. Восточная часть массива представляет собой рвущее тело овальной формы площадью около $2,5 \text{ км}^2$, которое сложено щелочными гранитами второй фазы. На северо-восточном продолжении массива наблюдаются многочисленные выходы даек нордмаркитов и щелочных гранитов двух фаз внедрения.

Щелочные граниты и щелочные сиениты Средневороговского комплекса характеризуются значениями поля МЭД (7–15 мкР/ч) и аномалиями магнитного поля – от 500 нТл и выше.

Более крупным массивом комплекса является Хариузинский (16), расположенный в верховьях р. Хариузи́хи. Массив представляет овальное тело, ориентированное в субширотном направлении, сложенное породами двух фаз внедрения, которое прорывает отложения малогайвского метакомплекса, кристаллосланцы свиты хребта Карпинского, белоручьевской свиты и умереннощелочные граниты гурахтинского комплекса. Западный и восточный контакты его – тектонические. Восточная часть массива разделена тектоническим нарушением на два блока. Северный блок имеет в плане дайкообразную форму, ширина его варьирует от 1,5 км, до 0,6 км, при длине около 4 км, сложен мелко-, среднезернистыми альбитизированными (на отдельных участках) щелочными сиенитами. Южный блок вытянут в северо-западном направлении при площади выхода $1,5 \times 7$ км. Блок сложен средне-, крупнозернистыми амфиболовыми и биотит-амфиболовыми щелочными сиенитами, сменяющимися в экзоконтактовой зоне мелкозернистыми разностями меланократовых биотитовых щелочных сиенитов. Щелочные гранитоиды второй фазы слагают овальное тело с общей площадью около 60 км^2 . Основная часть массива сложена щелочными лейкогранитами, в северной части интрузива, как фациальная разновид-

ность, условно выделено тело (2×3 км) щелочных гранитов.

Хариузахинский массив отмечается изометричной аномалией $\Delta g_{\text{ост}}$ интенсивностью 6 мГал, глубина до нижней кромки по расчетам составляет 2,5 км, породы массива выделяются значениями поля МЭД в 7–15 мкР/час и аномалиями магнитного поля – до 500 нТл, радиоактивные аномалии имеют ториевую природу.

Щелочные сиениты – средне-, крупнозернистые, иногда мелкозернистые порфировидные породы розово-серого, серого, светло-коричневого, бежевого цвета, текстура их массивная, структура – гипидиоморфная, редко – порфировидная. Минеральный состав (в %): калиевый полевой шпат – 50–60, плагиоклаз (An_{5-9}) – 10–25, биотит – 10–15, роговая обманка – 7–10, щелочной амфибол (рибекит, арфведсонит) – 3–5, кварц – до 3; акцессорные минералы (апатит, монацит, рутил, сфен, циркон, ортит, турмалин, муассонит, сульфиды, магнетит) – 0,5–1 %.

Щелочные граниты – мелко-, среднезернистые породы светло-розового, светло-серого, серовато-желтого цвета, порфировидные с гипидиоморфнозернистой основной массой. Состав (в %): кварц – 30–40, плагиоклаз (An_{7-10}) – 20–25, калишпат – 30–40, щелочной амфибол (рибекит) – 3–5. Для гранитов характерен богатый набор акцессорных минералов, составляющих 3–5 % объема: магнетит, апатит, гранат, циркон, сфен, ортит, флюорит, ксенотим, монацит, эвксенит, ильменорутит, фергусонит, торит, турмалин, пироклор, танталит и колумбит, сульфиды, касситерит.

Щелочные лейкограниты – среднезернистые породы коричневатого-розового цвета с гипидиоморфной структурой и массивной, местами атакситовой текстурой. Минеральный состав (%): калиевый полевой шпат – 30–40, плагиоклаз – 25–35, кварц – 25–30, амфибол (рибекит) – 1–3, биотит – 0–2, акцессорные (циркон, турмалин, флюорит, сфен, монацит, пироклор, магнетит, фергусонит, колумбит) – 1.

Нордмаркиты – средне-, крупнозернистые породы желтовато-серого цвета. Они состоят (в %) из: плагиоклаза (An_{12-17}) – 50–60, калиевого полевого шпата – 15–25, кварца – 5–15, биотита – 5–10, арфведсонита – 1–2, рибекита – 1. Акцессорные минералы (2–5 %) представлены магнетитом, апатитом, цирконом, флюоритом, молибденитом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, торитом, рутилом, ильменитом, фергусонитом, сфеном, ортитом. В породах так же отмечается присутствие золота.

Пегматиты и пегматоидные жилы, выявлены в бассейнах рек Кутукас (3 жилы) и Хариузах (7 жил). Мощность жил 0,8–2 м, протяженность – от первых метров до десятков метров. Пегматиты – массивные грубозернистые породы розового и красного цвета с пегматитовой структурой, сложены крупными (1–5 см) кристаллами микроклина, кварца и мусковита (5–20 мм), акцессорными минералами (турмалин, циркон, апатит).

Щелочные граниты и нордмаркиты относятся к высокоглиноземистым породам калиево-натриевой серии ($K_2O/Na_2O=0,95-2,3$), коэффициент апаитности равен 0,68–1,03, что типично для щелочных пород плюмазового ряда. Значительное содержание торита предопределяет высокую радиоактивность пород комплекса. По минеральному составу дайки аналогичны мало мощным телам щелочных сиенитов и щелочных гранитов, расположенных в непосредственной близости от массива. Мощность их варьирует от первых метров до десятков метров, при протяженности – до сотен метров. Ширина полосы распространения ореола даек составляет 8 км.

Массивы Средневороговской группы прорывают породы листовининской толщи, контакты с вмещающими породами неровные, четкие, в эндоконтактах проявлена альбитизация, в экзоконтактах зафиксированы эпидот-актинолитовые скарны с флюоритом и сульфидами. Альбитизация проявлена как результат щелочного метасоматоза, в процессе которого происходит уменьшение концентрации калия и увеличение – натрия. Это светло-серые, белые с зеленоватым оттенком породы, насыщенные прожилками и гнездами альбита в ассоциации с эпидотом, хлоритом, кальцитом, анкеритом, кварцем в сумме 15–20 %. В альбитизированных щелочных гранитах установлены аномально высокие содержания ниобия, циркония, редких земель, повышенные содержания тантала.

Ореол скарнированных пород прослеживается на сотни метров при ширине 100–200 м и снижается по мере удаления от контакта с гранитами. Породы представляют светло-желтые, серо-зеленые сланцы и доломиты, состоящие из кальцита-доломита (50–70 %), эпидота (10 %), актинолита (10–15 %), диопсида (0–5 %), кварца (5–10 %) с примесью апатита, сфена, флюорита, сульфидов. Породы массивные, реже – полосчатые, средне-крупнозернистые, часто неравномернозернистые. По данным спектрального анализа в скарнах отмечаются спорадически повышенные содержания ниобия – 0,2 % (максимально – 0,5 и 1,5 %) и тантала – 0,05–0,04 %, а в единичных пробах – 0,13 и 0,17 %.

В экзоконтактах Хариузахинского массива развиты роговики. Роговики гранат-биотитовые

темно-серые, массивные или сланцеватые с порфирообластами граната и биотита. На удалении от массива гранат-биотитовые роговики сменяются биотитовыми, с беспорядочно ориентированными порфирообластами биотита. Структура пород порфирообластовая и реликтовая лепидогранобластовая, текстура пятнистая.

Эпидот-тремолитовые низкотемпературные скарны развиты вдоль северного и северо-западного контактов Хариузахинского массива с кристаллосланцами свиты хребта Карпинского. Порода массивные, реже – полосчатые, средне-крупнозернистые, неравномернозернистые. Ширина ореола измененных пород составляет 100–300 м, а протяженность – 6 км, быстро снижается по мере удаления от контакта с интрузией.

В апикальной части интрузии на небольшой площади в щелочных лейкогранитах Хариузахинского массива проявлены **грейзены** (gr). В грейзенизированных породах появляется мусковит (1–3 %) и проявлено окварцевание. Кварц образует мелкоагрегатные гнездовые скопления, линзовидные обособления и развивается по плагиоклазу. Наряду с мусковитом появляются турмалин (шерл и голубой), флюорит, циркон, касситерит, сульфиды.

Возраст щелочных гранитов Средневороговского массива, определенный K-Ar методом, оценивается в 616 млн лет [129]. По валовым пробам из жильных щелочных кварцевых сиенитов Rb-Sr методом получено значение возраста 617 ± 18 млн лет [179]. В пробах-протоколках из щелочных сиенитов, пересеченных скважиной № 28 [129], выбраны дипирамидальные цирконы трех генераций: светло-коричневые, светло-желтые, розовые. В лаборатории ВСЕГЕИ U-Pb методом по цирконам на установке SHRIMP-II получены определения возраста, которые распадаются на три группы. Пять конкордантных определений фиксируют событие 495 ± 8 млн лет, два определения отвечают событию 745 ± 30 млн лет и два – 378 ± 6 млн лет. Кроме того, выделен реликтовый окатанный («захваченный» жилой) циркон, который показал надконкордантное значение в оболочке $1\,980 \pm 21$ млн лет и в ядре – $2\,520 \pm 30$ млн лет. Такое расхождение определений возраста лишь свидетельствует о многостадийности процессов, сопровождавших становление массива. Наиболее вероятным значением является определение 617 млн лет, дающее время предкембрийской активизации при завершении субдукционных процессов на окраине континента.

По валовым пробам из щелочных лейкогранитов Хариузахинского массива Rb-Sr методом в лаборатории института геохимии СО АН СССР (г. Иркутск, исполнитель Г. С. Плюснин) получено определение радиологического возраста, составляющее 620 млн лет, U-Pb методом по цирконам – 670 ± 50 млн лет [111], по щелочным сиенитам первой фазы Rb-Sr методом – 613 ± 13 млн лет [179]. По валовым пробам из пегматитовых жил Rb-Sr методом было получено определение радиологического возраста, составляющее 609 ± 9 млн лет [179].

По сопоставлению петрогенных и редких элементов, высокому содержанию щелочей, редких, редкоземельных и редкометалльных элементов, высоким значениям коэффициента агапитности, низкому содержанию кальция, наличию парагенезисов с щелочными минералами предполагается, что гранитоиды средневороговского комплекса формировались на стадии внутримитной тектономагматической активизации, их можно сопоставлять с гранитами А-типа формирования щелочных гранитов и щелочных сиенитов.

С щелочными лейкогранитами комплекса связаны оловянное оруденение, бериллиевая и молибденовая минерализации грейзенового типа, которым сопутствуют повышенные содержания фергусонита, шеелита, золота, тантала и ниобия. Участки грейзенизированных пород перспективны на олово и редкие земли. С альбититами ассоциируют минерализация фергусонита, касситерита, молибденита, колумбита, эвксенита и они перспективны на танталониобиевое, оловянное, редкоземельное оруденение.

РАННЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннетриасовые образования представлены **кузьмовским габбродолеритовым комплексом** ($v\beta; \sigma\beta; \phi vT, kz$) Вороговского массива траппов (9), восточная часть которого выходит за пределы площади. Массив расположен в среднем течении р. Вороговка в пределах Вороговского грабена, сложенного палеозойскими терригенно-карбонатными породами. Массив изучался при среднемасштабной [18] и крупномасштабной [181] геологических съемках, при тематических исследованиях по оценке перспектив медно-никелевой рудоносности дифференцированных трапповых интрузий [112, 113].

Интрузия представляет собой крупное пластинообразное лополитоподобное тело, залегающее субсогласно с угленосно-терригенными породами карбона, которые на контакте с ней ороговикованы. В плане интрузия имеет форму неправильного овала вытянутого в северо-запад-

ном направлении (35×8 км), площадь в пределах листа составляет порядка 150 км^2 , а видимая мощность не превышает 200–250 м. Интрузия, как и вмещающие ее породы палеозоя, под углами $5\text{--}10^\circ$ погружается к центральной части, «приспосабливаясь» к брахиформной синклинали. В строении интрузии устанавливается весьма четкая дифференциация по особенностям структур и состава долеритов от подошвы к кровле, при этом снизу вверх условно можно выделить три «горизонта» [112, 113]. Нижний горизонт мощностью 100–110 м состоит из микродолеритов эндоконтактовой зоны (0,5–2 м) и чередующихся «слоев» (от нескольких сантиметров до первых метров) лейкократовых и меланократовых оливиновых долеритов. Преобладают меланократовые породы, а лейкократовые разности образуют линзовидные обособления и прослои с нечеткими постепенными границами. Средний горизонт (100–120 м) сложен оливинсодержащими габбродолеритами с линзовидными (0,5–1,0 м) обособлениями пегматоидных габбродолеритов. Верхний горизонт (40–60 м) представлен массивными средне-крупнозернистыми феррогаббро, выходы которых сохранились в привершинных частях некоторых сопок.

Микродолериты – массивные афанитовые породы темно-серого, черного цвета. Структура пород порфировая, участками гломеропорфировая, пойкилоофитовая с интерсертальной. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (An_{60-65}) – 40–42, клинопироксен – 25–40, оливин – 3–5, титаномагнетит – 3–4. По стекловатому мезостазису и породообразующим минералам в небольшом количестве (1–2 %) развиваются вторичные минералы – иддингсит, хлорит, гидрокислы железа и др.

Оливиновые долериты – темно-серые с зеленоватым оттенком плотные массивные мелко-, среднезернистые породы, структура их офитовая, пойкилоофитовая, реже – сидеронитовая и интерсертальная. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (лабрадор An_{60-65}) – 50–65, клинопироксен (пижонит-авгит) – 25–35, оливин (хризолит) – до 25. Рудный минерал (титаномагнетит, ильменит) – 2–3 %. Мезостазис раскристаллизован и состоит из минералов группы цеолита, либо хлорита.

Троктолитовые разности массивные, мелко- и среднезернистые темно-серые породы с порфировидной, реже с пойкилоофитовой структурой, пространственно связаны с оливиновыми, имея с ними постепенные переходы. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (лабрадор An_{60-62} , в зональных разностях до битовнита An_{72-73}) – 45–55, клинопироксен (пижонит-авгит) – 15–25, оливин (хризолит) – до 25. Другие минералы (биотит, рудные) присутствуют в акцессорных количествах. Мезостазис представлен тонким агрегатом хлорита.

В грубополосчатом контрастно дифференцированном нижнем горизонте меланократовые троктолитовые долериты чередуются с лейкократовыми габбродолеритами, образующими «слои», линзовидные и штироподобные обособления.

Лейкократовые габбродолериты представляют собой светло-серые мелкозернистые массивные породы с габбро-офитовой, участками сегрегационной, сидеронитовой, реже габбровой структурой, характерно полное отсутствие мезостазиса. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (An_{60-65}) – 60–70, пироксен – 15–20, оливин (хризолит) – 10–15; рудные (магнетит, ильменит) – 1–3, в виде примеси встречаются апатит, кварц, хлорит. Местами наблюдается пегматоидное срастание рудного минерала и пироксена.

Габбродолериты слагают средний горизонт интрузии, представляют светло-серые средне-крупнозернистые породы, состоящие (в равных количествах) из плагиоклаза и клинопироксена с примесью (2–10 %) оливина. Титаномагнетит и ильменит в отдельных прослоях составляют 10–15 % объема пород. В нижней части разреза характерно наличие тонких (2–4 см) прослоев плагиодолеритов сложенных плагиоклазом (95 %), пироксеном (4 %) и цеолитами (1 %). Среди габбродолеритов выделяются лейкократовые габбродолериты и пегматоидные габбродолериты.

Пегматоидные габбродолериты массивные крупнозернистые породы темно-серого цвета образуют линзовидные прослои (до 0,5 м) и штиры среди пород среднего горизонта. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (An_{45-55}) – 45–50, клинопироксен (пижонит-авгит) – 40–45, оливин (гортонолит) – 1–5. Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом (до 4 %), мезостазис раскристаллизован и превращен в хлорит-полевошпат-кварцевый агрегат, встречаются единичные зерна апатита.

Феррогаббро – массивные породы темно-серого цвета, развитые в верхнем горизонте в восточной части интрузии. Структура пород габбродолеритовая, до призматическизернистой, с участками интерсертальной, местами с трахитоидной текстурой. Состав (в %): плагиоклаз (андезин An_{42-44}) – 45–55, клинопироксен (пижонит-авгит) – 30–40, оливин (гортонолит) – 5–8, характерны пегматоидные сростки пироксена и плагиоклаза, иногда вместе с магнетитом и ильменитом – 5. Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом. Магнетит образует крупные скелетные кристаллы и скопления зерен, составляющих до 15–20 % объема пород. Сульфиды (пирротин и халькопирит) встречаются в виде очень мелкой (до 0,01 мм) рассеянной

вкрапленности.

Породы Вороговской интрузии характеризуются средней плотностью – около $2,95 \text{ г/см}^3$ с избытком плотности – $0,3\text{--}0,65 \text{ г/см}^3$, имеют намагничённость – до $150 \cdot 10^{-5}$ СИ, магнитная восприимчивость меланократовых габбродолеритов достигает $4\,000 \cdot 10^{-5}$ СИ, мезократовые разновидности – немагнитны или слабомагнитны. Массив характеризуется низкими значениями поля МЭД (3 мкР/ч), резко дифференцированным отрицательным магнитным полем с изменчивостью, достигающей значений $1\,000 \text{ нТл/км}$ и выше; интенсивность аномалий изменяется от -700 до $+500 \text{ нТл}$. В гравитационном поле массив не выражается из-за малой мощности, совокупного отрицательного эффекта влияния терригенных пород и предполагаемого интрузивного массива кислого состава на глубинах более 2 км .

На диаграмме К.ф.– SiO_2 (рис. 13), отражающей направленность эволюции исходного расплава, точки составов пород кузьмовского комплекса сгруппированы довольно кучно и лишь отдельные из них, подчеркивают направленность дифференциации по «пути Феннера», когда остаточный расплав обогащается железом и кремнием.

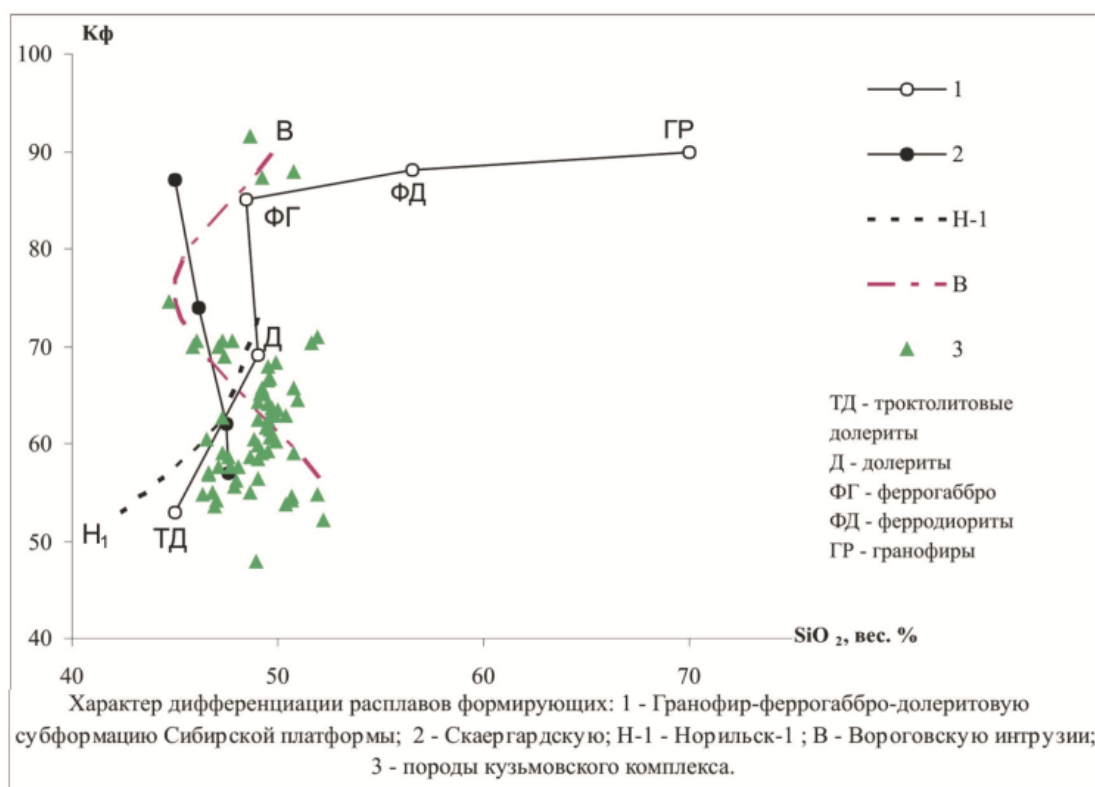


Рис. 13. Диаграмма К.ф.– SiO_2 для пород кузьмовского комплекса.

По результатам полуколичественного спектрального анализа в породах комплекса содержатся повышенные количества Cu , Co , Cr , Ni , Mn , Bi , тогда как количества других элементов (Zn , Ba , Sn , V) близки или ниже кларковых значений.

По особенностям внутреннего строения и вещественному составу, интрузия относится к слабо дифференцированным среднемагнезиальным траппам Сибирской платформы. По среднему составу «исходной» магмы и характеру дифференциации Вороговский массив близок некоторым интрузиям междуречья Бахта–Фатьяниха [111].

По валовым пробам из оливиновых долеритов нижнего горизонта Вороговской интрузии Rb-Sr методом получено определение радиологического возраста – 242 ± 14 млн лет [179], что соответствует анизийскому ярусу среднего триаса. Вероятно, следует изменить легенду серии [127] и перенести кузьмовский комплекс из раннего триаса в средний, но так как это единичное определение, возраст интрузии оставлен без изменения.

На участках развития феррогаббро фиксируются ореолы с повышенным содержанием титана. В полях развития долеритов выявлены слабоконтрастные литохимические ореолы рассеяния меди и кобальта в ассоциации с никелем, иногда цинком, свинцом и молибденом. Специализированные исследования перспектив интрузии на медно-никелиевое оруденение позволяют отнести ее к классу «мало продуктивных» интрузий [113].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На площади листа развиты продукты регионального метаморфизма, ультраметаморфической гранитизации, контактового и дислокационного метаморфизма.

ОБРАЗОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Выделено 5 этапов регионального метаморфизма: позднеархейский – гранулитовый-амфиболитовый объединенный (B_2+B_1), раннекарельский – амфиболитовый (B_2), позднекарельский – амфиболитовый и эпидот-амфиболитовый объединенный (B_3), рифейский зеленосланцевый сухопитско-тунгусикский (B_4^1, B_4^2) и рифейский зеленосланцевый киргитейско-глушихинский ($B_4^2+B_4^3$) (рис. 13).

Породы позднеархейского этапа метаморфизма утратили признаки стратификации и выделяются в немтихинский и малогаревский метаморфические комплексы. Термодинамические условия и фации метаморфизма выделены в соответствии со схемой Н. Л. Добрецова [37, 74].

ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕАРХЕЙСКОГО ЭТАПА

Позднеархейский этап представлен породами немтихинского и малогаревского метаморфических комплексов. Немтихинский комплекс, сложен однородными серыми плагиогнейсами и амфиболитами, отнесен к более древним породам, чем малогаревский комплекс, сложенный мраморами, амфиболитами, гнейсами и сланцами. Границы между породами комплексов неровные, реже – постепенные, затухающие тектоническими процессами.

Немтихинский метаморфический комплекс ($AR_2?nm$). Породы комплекса развиты незначительно в юго-восточной части площади, в междуречье Ниж. Сурниха–Кутука. Они прослеживаются в виде отдельных блоков в полосе длиной около 8 км при ширине 1–5 км. Метаморфический комплекс состоит из плагиогнейсов (98 %) и амфиболитов (2 %).

Плагиогнейсы представляют собой мезократовые средне-крупнозернистые порфиробластические породы темно-серого, серого цвета с лепидогранобластовой, порфиробластовой структурой и очковой, гнейсовой, полосчато-параллельной текстурой. Гнейсовая текстура обусловлена ленточной ориентировкой биотита, субпараллельным расположением табличек плагиоклаза и линзочек гранулированного кварца. Состав (в %): плагиоклаз (An_{25-40}), замещаемый альбитом, серицитом, кальцитом – 35–65, кварц – 25–35, титанистый биотит (замещается хлоритом) – 10–30, калиевый полевой шпат (ортоклаз-пертит и микроклин) – 5–10. Спорадически присутствуют (0–7 %) буровато-коричневая и зеленая роговая обманка, дистен, мусковит, диопсид, альмандин, силлиманит; акцессории (1–2 %) представлены пиритом, магнетитом, апатитом, сфеном, анатазом, лейкоксенном, цирконом. В очковых разновидностях гнейсов порфиробласты сложены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, размер их – от нескольких миллиметров до 2 см. Юго-восточнее площади, в верховьях р. Исаковка и бассейне р. Гаревка (лист Р-46-XXXII), в составе немтихинского метакомплекса распространены меланократовые гранат-амфибол-диопсидовые и гранат-гиперстеновые плагиогнейсы, в которых установлены реликты зерен пироксенов, отчасти замещенных: по диопсиду развивается роговая обманка, по гиперстену – биотит, что позволяет предполагать наличие ассоциаций гранулитовой фации метаморфизма [122, 123].

Амфиболиты пользуются ограниченным развитием и представляют собой мелко-, среднезернистые породы темно-зеленого, черного цвета с массивной, гнейсовидно-полосчатой текстурой. Структура гранонематобластовая, реже – гломеропорфиробластовая. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (An_{45-52}) – 40–50, буровато-коричневый керсутит – 40–60, салит – до 7, гранат – до 3, биотит – до 3.

По химическому составу плагиогнейсы соответствуют плагиогранитам, кварцевым диоритам, гранодиоритам, тоналитам. Они характеризуются высокой глиноземистостью ($al'=2,3-9,0$), обогащены сидерофильными, халькофильными элементами. По соотношению Na_2O/K_2O породы относятся к натриевому типу (прил. 8). Породы комплекса выделяются в плагиогнейсовую формацию протоконтинентальной коры.

Плагиогнейсы слаборадиоактивны, не магнитны или слабомагнитны, им соответствует спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью –20–100 нТл, на фоне которого наблюдаются редкие линейно-точечные аномалии 10–20 нТл. Плотность гнейсов – от 2,60–2,68 г/см³. Область распространения этих пород характеризуется отрицательной аномалией остаточного гравитационного поля.

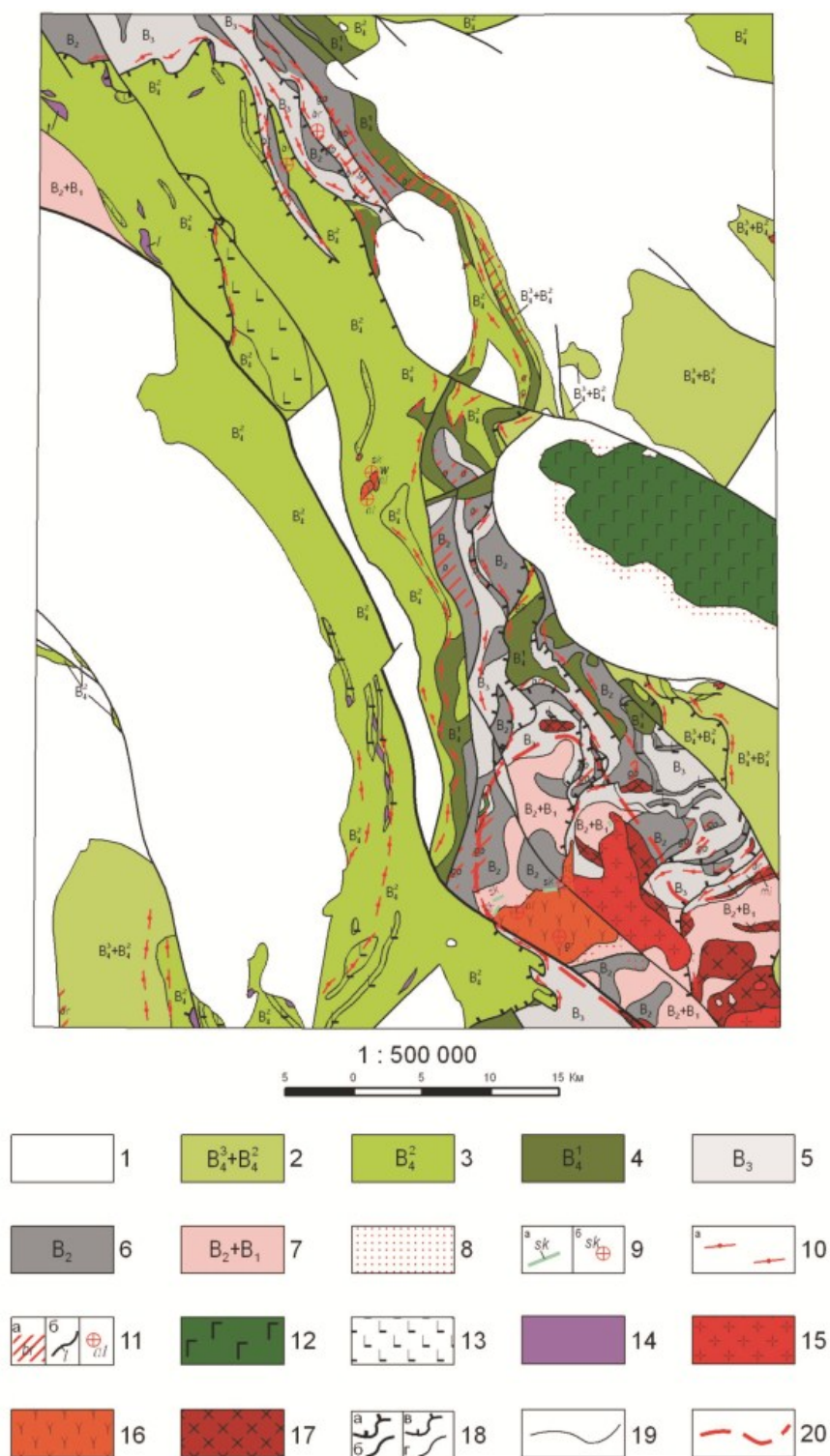


Рис. 14. Схема метаморфических фаций Вороговской площади.

1 – неметаморфизованные осадочные породы позднего рифея, венда, кембрия, ордовика, силура, девона, карбона и юры; 2–7 – этапы и фации регионального метаморфизма: 2 – киргитейско-глушихинский этап – зеленосланцевая фация: серицит-хлоритовая и хлоритовая субфации объединенные ($B_4^2+B_4^3$), 3–4 – сухопитско-тунгуский этап – зеленосланцевая фация: 3 – хлоритовая субфация (B_4^2), 4 – биотитовая субфация (B_4^1), 5 – позднекарельский этап – амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации объединенные (B_3), 6 – раннекарельский этап – амфиболитовая фация (B_2), 7 – позднеархейский этап – амфиболитовая и гранулитовая фации объединенные (B_2+B_1); 8–9 – образования контактового метаморфизма: 8 – контактовые роговики, 9 – скарны и скарнированные породы (а – выражающиеся в масштабе, б – внесмаштабные тела); 10 – образования дислокационного метаморфизма: бластомилониты; 11 – метасоматические образования (без разделения по степени изменения пород) (а – выражающиеся в масштабе, б – линейные тела, в – внесмаштабные тела): грейзены (gr), альбититы (al), березиты (br), пропилиты (p), листовиты (l), талькиты (t), окварцованные (q), микроклинизированные (mi) и графитизированные (gr) породы; 12–16 – интрузивные и субвулканические породы: 12 – до-

лериты, 13 – метадолериты, ортоамфиболиты, 14 – серпентиниты, 15 – граниты, лейкограниты умереннощелочные, 16 – щелочные граниты, щелочные сиениты; 17 – ультраметаморфические образования: плагиогранито-гнейсы ерудинского метаконгломерата; 18 – тектонические нарушения: а-б – главные: а – надвиги, б – взбросы, в-г – второстепенные: в – надвиги, г – взбросы и сбросы; 19 – границы метаморфических фаций и субфаций; 20 – условная граница Верхнекутукасского гранито-гнейсового купола.

На АФС поле развития плагиогнейсов выделяется светло-серым, пятнистым фототонном и массивным рисунком фотоизображения.

Возраст пород комплекса до настоящего времени остается дискуссионным. Породы метаконгломерата ранее выделялись как раннепротерозойские породы тейской серии, посольненского комплекса [18, 152] или тейского комплекса [181]. Л. К. Качевский выделил их как породы предположительно позднеархейского возраста из состава архейской гаревской серии М. И. Волобуева (радиологический возраст пород серии определен уран-свинцово-ториевым методом по циркону и ортиту – 3 200, 2 900, 2 450 и 2 500 млн лет [12]).

Радиологический возраст мигматизированных плагиогнейсов немтихинского комплекса в разрезе по р. Гаревка (лист Р-46-XXXII), определенный Rb-Sr изохронным методом по валовым пробам, составляет 2 278 млн лет, в верховьях р. Тей – 2 414 и 2 340 млн лет [178]. Это позволяет предполагать, что породы немтихинского метаконгломерата древнее времени метаморфических преобразований (ранний карелий) и, возможно, представляют реликтовые блоки архейских образований. Архейский возраст образований метаконгломерата оспаривается многими исследователями, которые относят их к раннему протерозою, объединяя с породами тейской серии [41, 71].

Малогаревский метаморфический комплекс (AR₂?mg). Породы комплекса распространены в двух разобщенных районах: на юго-востоке площади в пределах в верховьях р. Кутукас и на северо-западе – в верховьях р. Мал. Порожная.

Комплекс сложен (в %): биотитовыми гнейсами и полевошпатсодержащими кристаллическими сланцами – 53, амфиболитами – 40, мраморами и кальцифирами – 7, образуя своеобразные геологические тела с шириной выхода – от 0,5 до 4 км каждый и протяженностью – от сотен метров до десятков километров. Контакты тел резкие, реже – постепенные, иногда подчеркнуты линейными телами гранито-гнейсов и плагиогранито-гнейсов.

Гнейсы и полевошпатсодержащие кристаллические сланцы преобладают на большей части площади развития пород комплекса. Это крупнолистоватые порфиروبластические породы серого цвета с лепидогранобластовой структурой. Гнейсы и сланцы имеют постепенные границы и плавные переходы от одних разновидностей к другим, в зависимости от минерального состава. В Верхнекутукасской купольной структуре преобладают гнейсы, в верховьях р. Мал. Порожная, в Малопорожинском блоке – кристаллические сланцы. Минеральный состав гнейсов (в %): кварц – 20–25, плагиоклаз (An_{45–50}) – 20–45, калиевый полевой шпат – 10–12, титанистый биотит – 15–25, буровато-коричневая и зеленая роговая обманка – 0–8, пирит, магнетит, апатит, сфен, лейкоксен – 1–2. Реконструкция первичного состава позволяет предположить, что исходными породами для плагиогнейсов были андезит-дациты [30]. Минеральный состав кристаллических сланцев (в %): кварц – 40–50, титанистый биотит – 25–40, полевые шпаты – 15–20, гранат – 5–20, дистен, силлиманит – 7–12. Сланцы обогащены Al₂O₃ (до 18 %) и сидерофильными элементами.

Амфиболиты в верховьях р. Кутукас, р. Мал. Кутукас, р. Лев. Кутукас, чередуются с гнейсами, чаще – с мраморами и кальцифирами. Они представляют собой мелкозернистые породы темно-зеленого цвета с гранонематобластовой, нематобластовой, лепидонематобластовой структурой и массивной, неяснополосчатой текстурой. Минеральный состав (в %): роговая обманка (сNg=12–18°, замещается биотитом и хлоритом) – 55–65, плагиоклаз (An_{35–40}) – 25–40, гранат – 0–5, пирит, титаномagnetит, апатит, сфен, циркон – 1–2. По петрохимическим особенностям амфиболиты характеризуются высокой щелочностью (3,3–4,7 %), глиноземистостью (14–16 %), титанистостью (до 2,8 %) и железистостью (15–17 %), что позволяет относить их к семейству базальтоидов [111].

Мраморы и кальцифиры развиты в междуречье Кутукас–Хариузиha, представляют собой средне-, крупнозернистые полосчатые и массивные породы темно-серого, светло-серого, белого и зеленоватого цвета с гранобластовой структурой, содержат (до 20 %) кварц, диопсид, тремолит, форстерит, хлорит. Полосчатость обусловлена чередованием (от мм до первых см) темно-серых пород с примесью графита и светлых – чистых кальцитовых разновидностей. Зеленоватый оттенок обусловлен присутствием тремолита, хлорита или диопсида. Породы тесно ассоциируют и образуют маломощные (первые метры) тела протяженностью сотни метров.

Метаконгломерат отнесен к гнейсово-мраморно-амфиболитовой формации и сопоставим с образованиями первичного зеленокаменного пояса [3, 45, 68].

Породы комплекса контрастны по своим физическим свойствам: немагнитные и нерадиоак-

тивные мраморы, нерадиоактивные, но магнитные амфиболиты, гнейсы и сланцы со слабоповышенной радиоактивностью и магнитностью. В целом для них характерно спокойное отрицательное поле (ΔT)_a и низкие (4–5 мкР/ч) значения поля МЭД.

На АФС они выделяются светло-серым фототонном, штриховато-ямчатым микрорельефом, полосчатым рисунком фотоизображения.

Метаконплекс несогласно перекрыт отложениями свиты хребта Карпинского позднего карелия, вмещает тела плагиигранитогнейсов ерудинского конплекса (2 150 млн лет), прорван гранитогнейсами гаревского конплекса (1 742, 1 753 и 1 763 млн лет).

Малогаревский и немтихинский метаконплексы имеют близкое структурно-пространственное положение и относятся к полиметаморфическим образованиям. В разрезе по р. Гаревка (лист Р-46-XXXII) в породах конплексов сохранились реликтовые минеральные ассоциации, характерные для гранулитовой фации метаморфизма. Типоморфными в плагииогнейсах являются ассоциации моноклинного пироксена с титанистым биотитом ($f=0,64$), плагииоклазом (An_{23-40}), калиевым полевым шпатом, гранатом ($f=0,87$) и моноклинного пироксена ($f=0,22$) с гранатом ($f=0,86$) и плагииоклазом (An_{45-50}) [123]. По химическому составу альмандин плагииогнейсов соответствует гранатам пироксен-анортитовых пород гранулитовой фации [122]. В кристаллических сланцах типичен парагенезис титанистого биотита с гранатом, силлиманитом, иногда с дистеном, андалузитом, ставролитом. В карбонатных породах определяющими является плеонаст-форстерит-диопсид-доломитовая, диопсид-кальцитовая и форстерит-кальцитовая ассоциации. Для амфиболитов характерны парагенезисы лабрадора (An_{50-57}) с моноклинным пироксеном, бурым гастингситом и гранатом. Приведенные парагенезисы характерны для роговообманко-ортопироксен-плагииоклазовой субфации гранулитовой фации и высоких ступеней амфиболитовой фации (B_2+B_1) [22, 45, 94, 122, 178]. Эти минеральные ассоциации свидетельствуют о полиметаморфических преобразованиях пород конплекса, т. е. изначально они были метаморфизованы в гранулитовой фации, а в последующем испытали регрессивные преобразования в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Термодинамические условия метаморфизма пород немтихинского и малогаревского метаконплексов, определенные с использованием гранат-биотитового и биотит-пироксенового геотермометров оцениваются на уровне: $T - 750-850\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P - 8-9\text{ кбар}$ [22].

Радиологический возраст гнейсов малогаревского метаконплекса, определенный Rb-Sr изохронным методом по валовым пробам, взятым в верховьях р. Кутукас, составляет 2 300 млн лет, взятым в верховьях р. Мал. Порожная – $2\,117 \pm 10$ млн лет [179]. Полученные значения возраста отражают время метаморфических преобразований и позволяют рассматривать их, как возможные реликты блоков архейских пород, переработанных в раннекарельский этап в амфиболитовой фации.

ОБРАЗОВАНИЯ РАННЕКАРЕЛЬСКОГО ЭТАПА

К раннекарельскому этапу метаморфизма относятся плагиигранитогнейсы ерудинского ультраметаморфического конплекса, образующих автохтонные тела среди позднеархейских пород.

Ерудинский конплекс плагиигранит-плагиигранитогнейсовый ультраметаморфический (pгг;pггKР_e) выделен А. Э. Динером, изучен и обоснован при проведении среднемасштабных геологосъемочных работ [30, 35, 178]. Петротипом являются автохтонные тела развитые в правобережье р. Чиримбы [30, 35]. На Вороговской площади эти образования разными исследователями включались в состав посольненского и гаревского конплексов [152, 181].

Плагиигранитогнейсы в верховьях р. Кутукас и Мал. Кутукас образуют автохтонный реоморфический Малокутукасский (20) массив (4×6 км) и несколько небольших ((0,1–0,8)×(0,5–4) км) параавтохтонных линзовидно-пластовых тел, согласных структуре вмещающих пород малогаревского метаконплекса. Контакты тел с породами метаконплекса постепенные, неровные, заливообразные, экзоконтактовые изменения не проявлены. В краевой части массива выявлены многочисленные включения скиалитов гнейсов и кристаллических сланцев размером от 10–20 см до 1–2 м. Петрографический состав и структурно-текстурные особенности гранитоидов непостоянны, определяются субстратом и степенью его переработки. По периферии массив сложен мелкозернистыми меланократовыми плагиигранитогнейсами, гранодиоритогнейсами, центральная часть массива – мелко-среднезернистые порфиробластические лейкократовые плагиигранитогнейсы.

Плагиигранитогнейсы – мелко-, среднезернистые, часто порфиробластические породы светло-серого, серого цвета с лепидогранобластовой структурой и гнейсовой, директивной текстурой. Порфиробласты плагииоклаза, реже калиевого полевого шпата (до 5 мм) слагают 5–15 % объема породы. Минеральный состав (в %): олигоклаз (An_{15-20}) – 45–55, кварц – 25–30, красно-

коричневый биотит – 3–7, калиевый полевой шпат – 10–20, темно-зеленая роговая обманка – 0–5; акцессорные минералы (гранат, апатит, ильменит, магнетит, пирит, сфен, турмалин, рутил, дистен, ставролит, ортит, циркон) – 1–2. Биотит по химическому составу отвечает высоко железистому анниту, с высокой щелочностью и невысоким содержанием TiO_2 , что сближает его с биотитом гранулитов и свидетельствует о высокотемпературных условиях образования плагиогранитогайнов [34].

Гранодиоритогайны – серые, темно-серые мелко-, среднезернистые породы гнейсовой, реже массивной текстуры, гранобластовой, порфиробластовой, гипидиоморфной структуры. От плагиогранитогайнов отличаются низкими содержаниями кварца (до 15 %), меланократовостью и повышенной основностью плагиоклаза (An_{30-35}). Относятся к породам калиево-натриевого ($K_2O/Na_2O=0,4-0,9$), высокоглиноземистого ($al'=1,9-3,1$) типа с содержанием щелочей 4,9–6,2 %.

Плагиогранитогайны – породы нормальной щелочности ($Na_2O+K_2O=6,6-7,9$ %, $K_2O/Na_2O=2,5-2,7$) со значительными вариациями петрогенных элементов (SiO_2 – 55–75 %) и по составу соответствуют плагиогранитам, лейкогранитам, умереннощелочным гранитам. Типоморфными для них являются высокие содержания сидерофильных и халькофильных элементов.

По соотношению величины удельной глиноземистости, кремнекислотности и типа щелочности плагиогранитогайны ерудинского комплекса можно сопоставить с островодужными гранитоидами IS-типа, имеющими смешанное мантийно-коровое происхождение. Однако геологические данные свидетельствуют о палингенно-анатектическом происхождении гранитоидов комплекса за счет преобразования глубоко метаморфизованных образований раннего докембрия [35]. Они немагнитны, на АФС не выражаются.

Гранитоиды комплекса прорваны гнейсогранитами гаревского комплекса (радиологический возраст – 1 742 млн лет) и перекрыты кристаллическими сланцами свиты хребта Карпинского (радиологический возраст – 1 900 млн лет). Rb-Sr методом по валовым пробам из плагиогранитогайнов Малокутукасского массива, определен радиологический возраст, составляющий 2 150 млн лет. Радиологического возраст пород ерудинского комплекса бассейнов рек Еруды, Тея, Кия, Алманака дают близкий ряд значений: $2\,120\pm21$, $2\,273\pm76$, $2\,379\pm99$ и $2\,490\pm26$ млн лет [34]. Есть и более молодые определения возраста гранитоидов комплекса – 878 млн лет [8].

Плагиограниты ерудинского комплекса залегают только среди немтихинского и малогаревского метакомплексов, в которых присутствуют реликтовые гранулитовые парагенезисы, замещаемые парагенезисами амфиболитовой фации. Автохтонное залегание, плавные переходы во вмещающие породы, унаследованность составов автохтонных гранитов от вмещающих пород, свидетельствуют о формировании пород ерудинского комплекса в процессе гранитизации позднеархейских пород. Комплекс отнесен к образованиям плагиогранит-гранитогайновой формации, сформированной в результате декомпрессионного эффекта, обусловленного резким воздыманием территории после гранулитового позднеархейского этапа метаморфизма под воздействием высокотемпературных восстановительных флюидов на начальной стадии формирования гранитогайновых куполов [35, 39]. Полоса распространения пород ерудинского комплекса (вместе с гранитоидами гаревского комплекса) определяет условную границу Верхнекутукасского гранитогайнового купола.

ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКОГО ЭТАПА

Позднекарельский этап метаморфизма проявился в породах тейской серии с парагенезисом амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма умеренных давлений.

В породах отчетливо выражена тенденция к снижению уровня метаморфизма вверх по разрезу. В кристаллических сланцах свиты хребта Карпинского определяющим являются ассоциация ставролита ($f=0,84$) с гранатом ($f=0,92-0,94$), мусковитом, биотитом ($f=0,7$), иногда силлиманитом и дистеном – типичная для ставролит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации (B_2). Термодинамические условия метаморфизма, определенные для гранат-ставролитовых сланцев свиты хребта Карпинского бассейна р. Чапы аналогичных кристаллическим сланцам свиты бассейна р. Кутукас, с использованием гранат-биотитового и гранат-биотит-мусковит-плагиоклазового геобарометров, составляют: T – 610–635 °C, P – 5,5–5,8 кбар [55, 56]. Кристаллические сланцы рязановской свиты характеризуются наличием биотит-мусковит-гранатового и биотит-гранатового, редко со ставролитом парагенезисов. В карбонатных породах развиты следующие минеральные ассоциации: кальцит-тремолитовая, кальцит-тремолит-диопсидовая и кальцит-флогопит-тремолит-диопсидовая, что указывает на условия эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма (B_3). Термодинамические условия метаморфизма, определенные для сланцев рязановской свиты бассейна р. Чапы, составляют: T – 585–602 °C, P – 4–

4,9 кбар [55, 56]. Близкие к этим условия метаморфизма характерны и для пород белоручьевской свиты, кристаллические сланцы которой содержат плагиоклаз-биотит-мусковитовые, альмандин-биотит-мусковитовые парагенезисы, а амфиболиты – андезин (альбит)-роговая обманка-актинолит-кальцит-эпидотовые.

Возраст метаморфизма пород свиты хребта Карпинского, определенный Rb-Sr методом по валовым пробам из сланцев, составляет 1 908, 1 666 и 1 920 млн лет [178]. Возраст метаморфизма пород белоручьевской свиты, определенный Rb-Sr методом по параамфиболитам в разрезе р. Вороговки, составляет $1\,668 \pm 27$ млн лет [179].

ОБРАЗОВАНИЯ СУХОПИТСКО-ТУНГУСИКСКОГО ЭТАПА

В процессе метаморфизма этого этапа в отложениях сухопитской и тунгусикской серий формируется зеленосланцевый комплекс пород. Степень метаморфических преобразований в породах сухопитской серии уменьшается вверх по разрезу и, что установлено на других площадях, с запада на восток [177]. Для метаалевролитов кординской свиты характерны кварц-биотитовый, кварц-биотит-серицитовый и кварц-хлорит-биотит-серицитовый парагенезисы (B_4^1). Для пород горбилоской, удерейской и погорюйской свит определяющими являются хлоритовая, хлорит-серицитовая ассоциации (B_4^2). Термодинамические условия регионального метаморфизма пород кординской свиты, определяются в 3,5–4 кбар при температуре 500–550 °C [56]. Породы серии с разной степенью интенсивности подверглись наложенным процессам дислокационного метаморфизма, что выразилось в неравномерном изменении «первичных» зеленосланцевых ассоциаций этого этапа.

В породах торжихинской, листовинской и фирсовской толщ преобладающими являются дислокационные преобразования, практически нацело переработавшие минеральные ассоциации регионального метаморфизма. Для metabазальтов фирсовской толщи характерны хлорит-альбит-актинолит-роговообманково-эпидотовая минеральная ассоциация. В метаандезитах, metabазальтах и метатупах торжихинской толщи широко распространены хлорит-альбит-клиноцоизит-кальцитовая, кальцит-кварц-клиноцоизит-хлоритовая ассоциация, в метапесчаниках – кварц-альбит-хлорит-серицит-сидеритовая, в сланцах – хлорит-серицит-сидерит (кальцит, доломит, анкерит)-кварцевая, что соответствует хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма (B_4^2). Термодинамические условия метаморфизма серицит-хлоритовой субфации: $P = 3,5\text{--}4$ кбар, $T = 300\text{--}400$ °C и согласуются с условиями метаморфизма пород сухопитской серии [56].

Время этого этапа метаморфизма определяется внедрением гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса (радиологический возраст – 920–950 млн лет) в метаморфизованные породы сухопитской серии. При этом происходит наложение контактово-метасоматических минеральных парагенезисов на существовавшие парагенезисы зеленосланцевого регионального метаморфизма [177].

ОБРАЗОВАНИЯ КИРГИТЕЙСКО-ГЛУШИХИНСКОГО ЭТАПА

Этап проявился в позднерифейское время в породах орловской и верховороговской серий, развитых в восточной части площади и в породах кутукаской серии и хариузахинской толщи, выделенных на западе территории. В породах орловской и верховороговской серий сформировались парагенезисы серицит-хлоритовой и хлоритовой субфаций зеленосланцевой фации ($B_4^2 + B_4^3$). В метапелитах этих серий присутствуют серицитовый, хлорит-серицитовый, хлоритово-серицитовый минеральные парагенезисы; в metabазитах – хлорит-альбитовая, эпидот-хлорит-альбитовая ассоциации; в карбонатных породах – серицит-кальцитовая и хлорит-доломитовая ассоциации.

В породах кутукаской серии и хариузахинской толщи выявлены хлорит-альбит-серицит-кварцевые, хлорит-серицитовые, хлорит-альбит-эпидот-цоизитовые, кальцит-доломит-серицитовые минеральные ассоциации, сопоставимые с парагенезисами, орловской и верховороговской серий.

Термодинамические условия метаморфизма оцениваются в $P = 3,5\text{--}4$ кбар, $T = 300\text{--}350$ °C [11, 37].

Время метаморфизма определяется внедрением гранитоидов глушихинского комплекса (730–750 млн лет) в регионально метаморфизованные породы орловской серии, на правобережье р. Черной (участок «Полярный») и в бассейне р. Лендахи [33, 177]. Можно предполагать, что метаморфические преобразования этого этапа связаны с воздействием на породы теплового потока, обусловленного субдукционными процессами [15].

ОБРАЗОВАНИЯ ДИСЛОКАЦИОННОГО МЕТАМОРФИЗМА

Продукты дислокационного метаморфизма представлены бластомилонитами, милонитами, катаклазитами.

Милониты развиты в тектонических зонах взбросов и сбросов, пересекающих гранитоиды Хариузахинского и Хребтового массивов. Мощность их не превышает первых метров, в виду масштаба на геологической карте они не выделены. Представлены тонко перетертым, частично перекристаллизованным материалом гранитоидов, и сложены тонкочешуйчатым агрегатом серицита, альбита, хлорита, эпидота с порфиорокластами кварца, граната, биотита, обломков пород. Вблизи этих зон развиты и *катаклазиты*. Катаклаз выражается в деформации и дроблении кристаллов кварца и полевых шпатов, переходы к неизменным породам плавные, постепенные.

Бластомилониты имеют широкое распространение на площади, трассируя практически каждую надвиговую зону, характеризуются структурной согласованностью с ними и проявлены в гнейсах, мраморах, гранитах, кристаллических и зеленых сланцах.

Выделяются несколько полосовидных зон развития бластомилонитов. Через всю Вороговскую площадь прослеживается зона бластомилонитов, развитая перед фронтом главного надвигового шва Исаковского террейна. Ширина ее от сотен метров до 1,5–2 км. Восточнее главного надвига, в полосе шириной 5–25 км, широко развиты сопряженные надвиги, которые также сопровождаются зонами (от десятков метров до 1,5 км) развития бластомилонитов. Бластомилониты широко развиты и в пределах Исаковского террейна. В значительной мере в ассоциации тектонических пластин переработаны сланцы торжихинской, метабазальты фирсовской и сланцы хариузахинской толщ. Проявления дислокационного метаморфизма установлены в гнейсах западной части Малопорожнинского блока в полосе шириной более 2 км, протяженностью более 3,5 км. В зеленосланцевых породах автохтонов вблизи плоскостей надвигов формируются бластомилониты, с полной структурной согласованностью с надвиговыми зонами (опорное обнажение 13). В пределах каждой зоны выделяются блоки пород с разной степенью проявленности процессов переработки и линзы неизменных пород, границы между ними обычно постепенные, нечеткие, через зоны рассланцевания, реже контакты резкие, отчетливые. Формирование бластомилонитов сопровождалось интенсивными деформациями и прогревом, что привело к возникновению за счет тонкочешуйчатых хлорит-серицитовых и биотит-серицитовых сланцев крупнолистоватых, плейчатых мусковит-кварцевых, мусковит-биотит-кварцевых кристаллических сланцев с порфиробластами (0,1–7 мм) граната и биотита. На проявлении золота Ольгинском в бластомилонитах (опорное обнажение 8) по сланцам кординской и горбилокской свит сформирована следующая минеральная ассоциация: гранат+мусковит+кварц+ биотит±альбит.

Для бластомилонитов по гранитогнейсам гаревского комплекса характерны округлые, полосчатые и линзовидные выделения (0,1–10 мм) дымчатого, мутно-прозрачного, реже белого кварца в полевошпатовом агрегате. Они представляют собой тонко перетертый, частично перекристаллизованный материал, состоящий из кварц-полевошпат-биотит-серицитового агрегата с округлыми порфиробластами мутно-прозрачного кварца.

В бластомилонитах по биотитовым гнейсам малогаревского метакомплекса встречаются порфиорокласты дистена, силлиманита, граната, обломки неизменных гнейсов, плагиоклаза и калишпата, имеющие овоидную форму. Процесс милонитизации по гнейсам приводит к появлению хлорита, серицита, новообразованного биотита, часто ориентированного под углом к первичной гнейсоватости. В бластомилонитах по кристаллическим ставролит-гранатовым сланцам образуются мусковит-хлоритовые, биотит-мусковит-хлоритовые тонколистоватые сланцы. Переход к неизменным породам постепенный.

Вулканогенно-осадочные породы Исаковского террейна, как и рифейские породы окраины кратона, метаморфизованные в зеленосланцевой фации, в зонах милонитизации испытали повторное рассланцевание, приобрели вторичную полосчатость, обусловленную наличием и чередованием «слояков» серицитового и кварцевого составов (в сланцах), хлоритового и полевошпатового (в вулканитах). В краевых частях блоков милонитизированных зеленосланцевых пород наблюдается неравномерное, пятнистое распределение продуктов повторного метаморфизма, незакономерно чередующихся с породами незатронутыми этим процессом («мегапорфиорокласты» по А. И. Родыгину [82]). Интенсивность преобразований зеленосланцевых рифейских пород, состав и мощность зон бластомилонитов зависит от интенсивности проявлений тектонических процессов и состава первичных пород. В сланцах кординской свиты формируются биотит-гранатовые, биотит-мусковит-гранатовые бластомилониты, по сланцам горбилокской свиты – мусковит(±биотит)-гранатовые, часто с магнетитом, удерейской – серицит-биотитовые, в сланцах конкинской и иончихинской свит – серицит-биотитовые, хлоритовые с магне-

титом бластомилониты. В металавах фирсовской и торжихинской толщ развиты тонколистовые альбит-хлорит-(±актинолит)-эпидот-карбонат-кварцевые бластомилониты. По бластомилонитам развиваются сульфидизация, окварцевание, березитизация, графитизация, пропилитизация.

Исследования термодинамических условий формирования бластомилонитов по породам тейской серии бассейна р. Чапы позволили установить, что при приближении к надвиговым зонам давление постепенно возрастает от исходных 5,5 до 8,1 кбар, при росте температуры – от 630 до 710 °С [56].

Дислокационный метаморфизм проявился после киргитейско-глушихинского этапа регионального метаморфизма, но до образования пород чингасанской и вороговской серий (после 730–750 и до 710–700 млн лет), в результате основного процесса надвигообразования на рубеже 720–730 млн лет. К зонам развития бластомилонитов приурочены золоторудные объекты площади.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На площади выделяются следующие типы метасоматитов и метасоматически измененных (в разной степени) пород: березиты, пропилиты, окварцованные, микроклинизированные и графитизированные породы.

Березиты и березитизированные породы (br) широко развиты на площади, локализуясь в породах перед фронтом надвигов в зонах вторичного расщепления и развития бластомилонитов. Характерен следующий парагенезис новообразований: кварц+серицит (мусковит)+сидерит+анкерит+сульфиды. С березитами связаны проявления и пункты минерализации золота. Зоны диагностируются по наличию обильного серицита (до «серицитолитов»), осветлению сланцев, лимонитизации в зоне выветривания (за счет окисления железистых карбонатов и сульфидов), наличию многочисленных прожилков, желваков, гнезд, линз и жил кварца. Большинство зон березитов локализовано в породах сухопитской, реже тейской серий, реже они проявлены в сланцах торжихинской и хариузихинской толщ в Исаковском террейне.

Размеры березитизированных пород и их мощность варьируют в широких пределах: от первых метров до сотен метров, протяженность – от десятков метров до 1–2 км. Полнопроявленные березиты чаще имеют ограниченные параметры: мощность от 1–50 до 100 м, протяженность – 0,1–1 км и выделяются в маломощные протяженные немасштабные тела.

Строение зоны березитов типичной для пород сухопитской серии изучено на Ольгинском проявлении золота, в бассейне р. Рыбная (опорное обнажение 8) [156]. Она приурочена к гранат-биотит-мусковит-кварцевым бластомилонитам по сланцам горбилоской свиты на фронте надвига. Простирание зоны северо-восточное, падение западное, субсогласное сланцеватости. Ширина зоны минерализованных пород в раздувах достигает 250 м, протяженность – более 1 км, в пределах нее выделяются внутренняя и внешняя зоны.

Внутренняя зона (100–150 м) выделяется по преобладанию гидротермально-метасоматических минералов, которые занимают 30–70 % объема породы. Зона насыщена прожилками (0,1–2 см), жилами, будинами и желваками кварца (резко преобладает), ассоциирующего с анкеритом, сидеритом, альбитом, серицитом, хлоритом. Вдоль контактов кварцевых жильно-прожилковых образований развиты мономинеральные «серицитолиты» (до десятков сантиметров), редко гнезда мономинерального хлорита. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, марказитом, мельниковитом, золотом. Общее количество сульфидов составляет 3–5 %. В подобной зоне березитов месторождения Благодарного отмечается увеличение концентраций калия, титана, тория, алюминия и вынос натрия и кальция, температура гидротермально-метасоматического минералообразования оценивается интервалом 650–320 °С при давлении – 800–1 500 бар [81, 170].

Внешняя зона имеет ширину 200–500 м, гидротермально-метасоматические минералы в ней занимают 5–30 % объема пород. Среди гидротермально-метасоматических минералов развиты кварц (45–55 %), серицит (30–60 %), хлорит (10–20 %), гранат (1–5 %), пирит, сфен, турмалин. Золоторудные тела локализованы в осевой зоне березитизации, имеют прямую связь с вкрапленностью арсенопирита, окаймляются пирит-пирротинной зоной.

Зоне березитов отвечают линейные аномалии магнитного поля (200–1 000 нТл), аномалия вызванной поляризации ($\eta_k=2,7-4\%$), удельного сопротивления ($\rho_k - 1\ 200-1\ 800\ \text{Ом}\cdot\text{м}$). Аналогичные зоны березитов выявлены северо-восточнее, на проявлении Вертолетном [156] и северо-западнее, на проявлении Северореченском [157].

Локальные зоны березитов выявлены в бассейне р. Кутукас (опорное обнажение 19) в гра-

фитизированных и бластомилонитизированных сланцах белоручьевской свиты. Бластомилониты в зоне березитизации осветлены за счет развития серицита и сети кварцевых прожилков (1–10 мм). Березитизация сопровождается значительной переработкой исходных минералов кристаллических сланцев с развитием кварц-серицитовой ассоциации. Сульфиды (1–3 %) представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, пирротинном. Узкая (0,5–1,0 м) локальная зона березитов жильно-прожилкового окварцевания и сульфидизации с повышенным содержанием золота (0,14 г/т) выявлена в низовьях р. Кутукас, в сланцах хариузахинской толщи.

Радиологический возраст биотита и мусковита из березитовых зон месторождения Благодарного, определенный Rb-Sr методом составляет 698–750 млн лет [170]. Эти данные сопоставимы с датировками березитов по месторождениям: Эльдorado (710–795 млн лет), Александрo-Агеевское (653 млн лет), Ведугинское (691–715 млн лет) [170]. Радиологические определения указывают, что процесс березитизации наследует сформированные зоны бластомилонитов после обдукции Исаковского террейна на континент.

Пропилиты и пропилитизированные породы (p) наиболее отчетливо проявлены в кристаллических сланцах свиты хребта Карпинского. Метасоматиты развиты на значительной площади и фиксируются аномалией магнитного поля (100–1 000 нТл) площадью более 7 км². В кварц-биотит-мусковит-ставролит-гранатовых сланцах свиты хребта Карпинского развиваются кварц-альбит-эпидот-хлоритовая, кварц-биотит-(хлорит)-мусковит (серицит)-эпидот-карбонат-магнетитовая минеральная ассоциация. Содержание магнетита достигает 1–10 %. По гранату развивается кварц и биотит, по ставролиту – серицит, по биотиту – хлорит, альбит-эпидот-цоизит по плагиоклазу. В поле пропилитизированных пород можно выделить несколько зон с большей или меньшей степенью проработки, пятнистого или полосовидного характера. Содержание магнетита возрастает в южном направлении зоны, на левобережье р. Вороговки. Здесь в кристаллосланцах обособлены зоны значительной метасоматической проработки (эпидот-хлорит-магнетитового состава), содержание магнетита в которых достигает 11 %.

Окварцованные породы (q) широко развиты, прежде всего, во внутренних зонах березитов, где кварцевые метасоматиты составляют более 50 % объема пород. Кварц выделяется в виде жил (0,05–2 м), ветвящихся прожилков (1–20 мм), линзовидных обособлений, «желваков», будин, гнезд. Он ассоциирует с сульфидами и карбонатными минералами. В ассоциации с серицитолитами и сульфидами, кварцевые жилы и прожилки березитовых зон обогащены золотом, формируя рудные тела.

Множество кварцевых жил и прожилков развито в меланжированных, интенсивно смятых породах торжихинской и хариузахинской толщ, где они, в ассоциации с сидеритом, анкеритом, кальцитом, залечивают плоскости сместителей надвиговых зон, проявляясь как в автохтоне, так и в аллохтоне. Мощность их варьирует в широких пределах – от первых сантиметров до первых метров.

Окварцевание также выражается формированием зон тонкозернистой гнездовой вкрапленности – кварцевой «пропитки» или метасоматических вторичных кварцитов, выделенных севернее Средневороговского массива щелочных гранитоидов. Вторичные кварциты развиты по карбонатным сланцам и мраморам, слагают серию мелких тел (ширина – до 60 м, протяженность – десятки–сотни метров) с неровными постепенными границами. В них наблюдаются реликтовые участки карбонатных пород с пойкилитовыми вростками кварца. Структура пород гранобластовая, состоят из кварца (90 %), серицита (3–5 %), кальцита, доломита, анкерита (1–5 %), пирита, сфалерита, галенита, халькопирита. Прожилки и жилы кварца часто дробленные, катаклазированные, будинированные, содержат мелкие обломки или блоки вмещающих пород, что свидетельствует о неоднократных тектонических подвижках после их формирования.

Микроклинизированные породы (mi) выявлены в верховьях р. Кутукас, в районе Кутукаского проявления урана. Микроклинизация проявлена (широкие поля площадью более 2 000 м²) в гранитогнейсах гаревского комплекса и незначительно во вмещающих кварцитах и сланцах малогаревского метакомплекса. Выделяются внутренние зоны, сложенные мономинеральными микроклиновыми телами, жилами, прожилками и густовкрапленными микроклинизированными гранитогнейсами. Окаймляющие внешние зоны содержат реликты исходных пород и представлены кварц-альбит-микроклиновыми метасоматитами [38]. На границе внутренних и внешних зон фиксируется перераспределение радиоактивных элементов с участками накопления урана и тория до рудных концентраций. На кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты наложены более поздние биотит-флогопит-хлорит-кварцевые и кварц-серицит-карбонатные минеральные ассоциации гидротермалитов березитового ряда. Породы изменены настолько, что первичный тип пород протолита определяется с трудом. В микроклинизированных розово-серых гранитогнейсах сопутствующая минерализация представлена пирротинном, марказитом, пиритом, халькопиритом, борнитом, галенитом, молибденитом, висмутином.

Время формирования микроклинизированных пород и сопутствующей урановой минерализации по данным изотопно-свинцового метода составляет около 700 млн лет [37].

Графитизированные породы (gr) приурочены к протяженным зонам вторичного рассланцевания и бластомилонитам (опорные обнажения 3, 8, 19), широко распространенных на площади.

Мощные зоны графитизированных сланцев белоручьевской свиты выявлены в среднем течении р. Кутукас и в приустьевой части р. Мал. Кутукас, состоят из нескольких полос шириной по 100–200 м, протяженностью – более 2 000 м. Более широкие (до 1 500 м) и протяженные (6–10 км) зоны графитизированных пород прослежены в бассейнах рек Рыбной и Северной в породах белоручьевской, кординской и горбилокской свит. Узкие (десятки–сотни метров) зоны небольшой протяженности (сотни метров–первые километры) выявлены в породах орловской серии, торжихинской толщи и кутукаской серии Исаковского террейна.

Сланцы вблизи надвигов переработаны в бластомилониты, насыщенность которых тонкодисперсным углеродистым веществом достигает 10 % и более, при мощности зон первые метры. Черные графитистые сланцы в плоскости надвига имеют микролепидобластовую структуру основной ткани, с спорадически новообразованными порфиробластами биотита, иногда хлорита, реликтами порфиробласт биотита и граната, сформированными на стадии бластомилонитизации. Обуглероживание сопровождается вкраплено-полосчатой сульфидной минерализацией (1–3 %), с преобладанием пирротина и пирита, реже встречаются халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит.

Углеродистые метасоматиты фиксируются повышением радиоактивности до 40–90 мкР/ч.

По мере удаления от шва надвига степень обуглероживания бластомилонитов неравномерно снижается. Среди темно-серых сланцев, насыщенных углеродом, встречены линзы серых или зеленоватых сланцев с грубой лепидогранобластовой основной тканью и тeneвым структурно-текстурным рисунком исходных метаалевролитов, метаалевропесчаников или метапесчаников. В этой части зоны локально проявлены метасоматиты других, более поздних этапов: березитизации и окварцевания [91, 177].

Метасоматиты характеризуются повышенными содержаниями V (до 0,1 %), Mo (до 0,006 %), As (до 0,03 %), Cu (до 0,1 %), Pb (до 0,03 %), Nb (до 0,004 %), W (до 0,006 %), B (до 0,04 %), фиксируются линейными аномалиями магнитного поля (50–200 нТл).

Постнадвиговый характер углеродистого метасоматоза позволяет увязать его проявление с временем обдукции Исаковского террейна (720–730 млн лет) и функционированием мантийного флюида [81].

ТЕКТОНИКА

Площадь расположена в северо-западной части Енисейского кряжа, который как структура горстового типа, представляет собой выступ фундамента Сибирской платформы и входит в складчато-надвиговой пояс байкалит, обрамляющий платформу [6, 10, 22, 41, 126, 182]. По данным интерпретации сейсмопрофиля «Батолит» [87] и геологическим материалам [22, 179], в пределах площади можно выделить фрагменты карельских и рифейских складчатых структур, – Исаковского террейна, Приенисейского антиклинория, Кордо-Лебяжинского синклинория, Верхневороговского, Тейско-Чапского и Вороговского прогибов, а также палеозойских и мезозойских структур платформенного чехла, – Приенисейского и Лебяжинского прогибов, Вороговского грабена.

Исаковский террейн – своеобразная тектоническая структура, состоящая из трех крупных аллохтонов, – Фирсовского, Торжixinского и Осиновского, представляющих фрагменты структурно-вещественных комплексов (СВК) океанической коры, островных дуг и задуговых бассейнов, обдугированных на активную окраину континента. Аллохтоны сложены крупными и мелкими надвиговыми пластинами, перемещенными в процессе многоактных горизонтальных подвижек, осложненными более поздними блоковыми (вертикальными) перемещениями. Террейн надвинут на структуры кратона по зоне главного Порожинско-Нижнесурнихинского надвига (33). Исаковский террейн отчетливо выражен повышением регионального гравитационного поля и аномалиями $\Delta g_{\text{ост}}$ интенсивностью 2–10 мГал, обусловленными породами океанической коры, – толеитовыми базальтами, габброидами и гипербазитами (средняя плотность – 2,80 г/см³). Вместе с островодужными породами они трассируются мозаичными цепочками аномалий (50–500 нТл) в магнитном поле и характеризуются низкими (3–7 мкР/ч) значениями поля МЭД. Породы террейна имеют аллохтонное залегание, общее западное направление падения и перекрыты позднерифейскими и палеозойскими образованиями.

Приенисейский антиклинорий рассматривается как выступ фундамента Сибирского кратона, в пределах которого развиты породы тейской и сухопитской серий, позднеархейских метаккомплексов, многочисленные тела разновозрастных гранитоидов. В юго-восточной части площади выделяется Верхнекутукасский гранитогнейсовый купол (5), насыщенный гранитоидами. Структуры Приенисейского антиклинория прослеживаются в виде серии блоков перед фронтом шва Исаковского террейна. В него включен и Малопорожинский блок (4), расположенный западнее террейна, тектоническое положение которого неясно. Породы антиклинория характеризуются низким содержанием радиоактивных элементов, плотностью – 2,70–2,80 г/см³; выделяются положительной аномалией $\Delta g_{\text{ост}}$ – 2–4 мГал в отрицательном магнитном поле. Верхнекутукасская купольная структура и гранитоидные массивы выделяются понижением регионального гравитационного поля, высокоградиентными аномалиями поля (ΔT)_a интенсивностью 300–500 нТл и выше и аномалиями поля МЭД – 7–15 мкР/ч. Структуры антиклинория выделяются как паравтохтонные, в той или иной мере перемещенные (амплитуда перемещения сотни метров–первые километры) в процессе обдукции террейна, с проявлением «бульдозерного эффекта», процессов скупивания, наложенного динамометаморфизма и метасоматоза. Они представляют собой серию пластин, ограниченных надвигами, осложненных вертикальными перемещениями, обусловленными механизмом «гранитоидного всплытия» ядерной части Верхнекутукассского купола [87] и общим воздыманием территории при формировании горстового поднятия.

Кордо-Лебяжинский синклинорий является автохтонной структурой и представлен Большелебяжинским блоком (1), сложенным породами погорюйской свиты. Блок ограничен взбросами, перекрыт несогласно залегающими венд–раннекембрийскими породами лебяжинской свиты, характеризуется относительным повышением до 2 мГал значений $\Delta g_{\text{ост}}$ и близкими к нулю значениями магнитного поля.

Верхневороговский прогиб представляет собой автохтонную структуру, состоящую из

двух блоков, разделенных Вороговским грабеном. Прогиб сложен породами орловской и верховороговской серий, вмещает тела метариолитов и метадолеритов ковригинского и орловского комплексов, лейкограниты глушихинского комплекса. Блоки ограничены взбросами и надвигами, перекрыты палеозойскими породами. Для южного блока характерны повышенные значения поля МЭД (20–30 мкР/ч), для северного – полосовидные аномалии магнитного поля (300–500 нТл), обусловленные наличием метасоматического магнетита в сланцах.

Тейско-Чапский прогиб сформирован на эродированных структурах Кордо-Лебяжинского синклинория, сложен породами чингасанской и чапской серий и выходит на площадь разоб- щенными фрагментами мелких структур. Породы, слагающие прогиб немагнитны, выделяются в гравитационном поле аномалиями силы тяжести 2–4 мГал.

Вороговский прогиб заложен на глубоко эродированных аллохтонных пластинах террейна и структурах кратона перед фронтом шва террейна. Прогиб сложен породами вороговской и чапской серий, общая синклинальная структура его осложнена разноамплитудными разрывны- ми нарушениями, мелкими складками. Породы немагнитны и сквозь них «просвечивают», рас- положенные на глубинах 1,5–4,0 км магнетитсодержащие гипербазиты Исаковского террейна и метасоматически измененные породы Центрального антиклинория.

Структуры платформенного чехла сохранились на площади в виде фрагментов Лебяжинско- го и Приенисейского прогибов и Вороговского грабена (31).

В **Лебяжинском прогибе** развиты венд–кембрийские, кембрийские и ордовикские отложе- ния, смятые в пологие брахискладки. Породы прогиба немагнитны, но метасоматически изме- ненные породы Центрального антиклинория под ними выражаются магнитными аномалиями интенсивностью 100–1 250 нТл.

В **Вороговском грабене** породы чехла «забронированы» телом кузьмовского траппового комплекса и сохранились в полном объеме. Грабен ограничен системой взбросовых разрывных нарушений, подновленных в кайнозое. В гравитационном поле грабен выделяется аномалиями силы тяжести (–2–8 мГал), траппы Вороговской интрузии выделяются знакопеременными ано- малиями (100–300 нТл) дифференцированного магнитного поля, в поле МЭД выражается очень низкими (1–3 мкР/ч) значениями.

В **Приенисейском прогибе** платформенный чехол сложен породами лебяжинской свиты, образующей Бедовинскую синклинальную складку (32), юрскими отложениями в карстовой депрессии и серией маломощных плащеобразных залежей кирнаевской свиты неогенового воз- раста. Породы прогиба не находят отражения в физических полях.

Разрывные нарушения определяют рисунок современного структурного плана района. Исаковский террейн ограничен *Порожнинско-Нижнесурнинским надвигом* (33), который являет- ся фрагментом Исаковской зоны, – главной надвиговой границей террейна (сутурой). К глав- ным отнесен и *Кутукацкий надвиг* (34) Сурнинской зоны, по которому фрагменты зрелой островной дуги надвинуты на пластины океанических пород и пород ранней островной дуги. Структуры Приенисейского антиклинория осложнены Приенисейской зоной, выраженной на площади *Порожнинско-Хариузинским взбросом* (35).

Последовательность формирования стратифицированных и метаморфических образований, наличие перерывов, этапов складкообразования и метаморфизма позволяют выделить в преде- лах площади 7 структурных этажей, отвечающих крупным тектономагматическим циклам: ар- хейский, карельский, байкальский, каледонский, герцинский, мезозойский и альпийский.

Архейский структурный этаж сложен формациями плагиогнейсовой и гнейсово-мрамор- но-амфиболитовой (немтихинский и малогаревский метакомплексы). Расшифровка структур- ного плана этажа осложнена многоэтапностью метаморфических и метасоматических процес- сов, проявленностью диафтореза и многостадийной складчатостью. Породы этажа слагают Ма- лопорожнинский блок (4) и Верхнекутукацкий гранитогнейсовый купол (5).

Малопорожнинский блок (4) сложен кристаллическими сланцами, мраморами и кальцифиро- ми малогаревского метакомплекса. Простираие пород северо-западное, углы падения мета- морфической полосчатости, гнейсоватости – 45–65°. Породы смяты в мелкие сложные складки, в блоке широко развиты бластомилониты. Направление простираия, согласное с общим направлением структур кряжа, свидетельствует, что архейские структуры в блоке не сохрани- лись и были полностью переработаны при последующих тектонических циклах. Неясность тек- тонического положения блока определяется тем, что он находится западнее структур Исаков- ского террейна. Можно предполагать, что блок является выступом фундамента Сибирского кратона, более молодые (рифейские) породы которого были «содраны» и уничтожены при об- дукции Исаковского террейна, затем блок был поднят и перекрывающие его аллохтонные пла- стины террейна были размыты. В пользу этого варианта свидетельствуют полученные опреде- ления радиологического возраста пород блока – 2 130 млн лет, которые сопоставимы с опреде-

лениями возраста пород Верхнекутукасского гранитогнейсового купола (2 300 млн лет). Не исключен и второй вариант: Малопорожинский блок представляет собой фрагмент микроконтинента, приращенного к кратону при субдукционных процессах. Микроконтинент мог служить основанием энсиалической островной дуги, фрагменты которой выделяются в юго-западной части площади. В пользу второго варианта свидетельствует тот факт, что в пределах Малопорожинского блока практически полностью отсутствуют гранитоиды, широко распространенные среди пород фундамента в других районах Енисейского края. Для большей определенности необходимы радиологические исследования и детальное изучение гнейсов на продолжении Малопорожинского блока, в разрезе р. Енисей у устья р. Осиновка, сопоставление их с породами немтихинского и малогаревского метакомплексов и породами атамановской и кузеевской серий Ангаро-Канской части Енисейского края [125, 126, 129].

В Верхнекутукасской гранитогнейсовой купольной структуре, которая условно может быть очерчена радиусом 10–15 км, выделяется центральная часть, сложенная гранитоидами Хариузахинского массива (16)* и периферийная, сложенная метаморфическими породами, представленная системой мелких пластин и блоков. Структурный план купола обусловлен первичным, «реликтовым» субширотным простираем пород, процессами скупивания и перемещения при обдукции террейна. Проявлены элементы кольцевого расположения породных разновидностей, обусловленного механизмом «гранитоидного всплытия» в ядерной части купола. Мелкие складки (от первых сантиметров до первых метров) осложняют крылья более крупных брахиформных, вмещающих тела гранитогнейсов ерудинского и гаревского комплексов. Углы падения контактов тел в складках составляют 20–60°. В западной части структуры проявлен эффект скупивания, как результат обдукции террейна. Юго-восточная часть сложена гранитами Хребтового массива (21)*, продолжающегося в южном направлении до сочленения с Гаревским гранитогнейсовым куполом [178]. Глубина распространения пород гранитогнейсового состава по гравиметрическим данным составляет 5–7 км. По данным ГСЗ «Батолит» в структурах консолидированной коры под гранитогнейсовым слоем выделяется гранулитовый мощностью 8–12 км, подстилаемый гранулит-базитовым (15–17 км) [183].

Карельский структурный этаж делится на два структурных яруса.

Нижнекарельский ярус сложен породами плагиогранитогнейсовой формации ерудинского ультраметаморфического комплекса, представленный относительно крупным Малокутукасским (18)* массивом и маломощными линейными телами, сложенными плагиогранитогнейсами. Массив находится между Хариузахинским и Хребтовым интрузивами, является центром овальной очаговой палеоструктуры, переработанной в более позднее время, подчеркнутой изометричной гравитационной аномалией (–2 мГал). Мелкие тела залегают субсогласно с простираем пород малогаревского метакомплекса и смяты вместе с вмещающими их породами в мелкие складки, осложняющие брахиформные структуры купола.

Верхнекарельский структурный ярус представлен формациями высокоглиноземистых кристаллических сланцев (свита хребта Карпинского), сланцево-амфиболит-мраморной (рязановская свита), метаморфизованной песчано-алевритовой (белоручьевская свита), метагаббродолеритовой (индыглинский комплекс) и гранит-гранитогнейсовой (гаревский комплекс). Метаморфические породы яруса выполняют фрагменты брахиформноподобных синклинальных складок в Верхнекутукасском гранитогнейсовом куполе, несогласно перекрывают структуры позднеархейского этажа и развиты в тектонических блоках и надвиговых пластинах в Приенисейском антиклинории. Простираем пород в блоках северо-западное, согласное с простираем главной надвиговой зоны террейна. Линейно-брахиформные складки осложнены мелкими (первые метры) изоклинальными лежащими складками, подчеркнутые прослоями кварцитов в свите хребта Карпинского, мраморами в рязановской свите, сланцами среди метапесчаников белоручьевской свиты. Элементы первичного структурного плана сохранились фрагментарно в Верхнекутукасском гранитогнейсовом куполе и в пределах Верхнепорожинского блока (6). Для них характерно субширотное простираем складок (падение крыльев – 40–65°), осложненное крутопадающим кливажем и мелкими линейными веерными складками. В краевых участках блоков и параавтохтонных надвиговых пластин проявлены графитизация, вторичное рассланцевание, развиты бластомилониты. Породы тейской серии накапливались в внутриконтинентальных депрессиях и рифтогенных структурах [68].

Гранитогнейсы гаревского комплекса слагают Таловский (13)* и Среднекутукасский (15)* массивы, амфиболиты индыглинского комплекса формируют Верхнекутукасскую группу (14)* узких протяженных тел, залегают субсогласно с простираем вмещающих пород. Гранитоиды занимают пологосекущее положение по отношению к структурному плану яруса, подчеркивая

* Знаком «*» отмечены номера интрузивных массивов и субвулканических тел, показанные на рисунке 4.

овально-очаговое его строение. Формирование гранитоидов гаревского комплекса связано с процессами позднекарьельской складчатости.

Байкальский структурный этаж образует шесть структурных ярусов: сухопитский, тунгусский, киргитский, глушихинский, чингасанский и чапский, отвечающих различным геодинамическим обстановкам.

Сухопитский структурный ярус объединяет породы, которые сформировались в различных условиях: в зоне спрединга в океане, на шельфе пассивной окраины континента и в ранней энсиматической островной дуге на океанической коре. При последующих тектонических процессах они были совмещены и в разной степени смяты.

В зоне спрединга формируются породы базит-ультрабазитовой (офиолитовой) формации: толеитовые метабазалы фирсовской толщи, метагабброиды исаковского комплекса, серпентинизированные дуниты и гарцбургиты сурнихинского комплекса. Породы формации слагают Фирсовский аллохтон, состоящий из четырех крупных (от $14 \times 1,5$ до $50 \times (2-5)$ км) пластин: Порожинской (14), Летнинской (15), Вороговско-Хариузахинской (16) и Бедовинско-Кутукаской (17). Пластины имеют тектонические контакты, «скибовую», серповидную форму, выпуклая сторона их обращена по направлению надвига, часто перекрыты, залегающими с несогласием, породами вороговской серии. Метабазалы в пластинах рассланцованы (обычно устанавливается несколько направлений рассланцевания), смяты в асимметричные линейные складки. Преобладающее направление падения крыльев складок – западное под углами $45-65^\circ$. На отдельных участках сохранились блоки массивных пород. Характерно наличие структур «утыкания» – смена блоков с моноклинальным залеганием на блоки с крутыми разнонаправленными («вздыбленными») структурами. В центре Летнинской пластины (15) преобладают массивные габброиды исаковского комплекса, в краевых частях пластины они рассланцованы и милонитизированы, ширина зон рассланцевания колеблется от 100–300 до 1 500 м. В этой же пластине установлено надвигание метабазалов фирсовской толщи на габброиды исаковского комплекса (опорное обнажение 5). Внутри Летнинской и Вороговско-Хариузахинской пластин надвиговые зоны усложняют строение. По гравиметрическим данным Вороговско-Хариузахинская пластина имеет «этажное» строение, при котором на глубинах от 1,5 до 3,0 км под метабазальтами распространены крупные массы плотных габброидов, аналогичных породам Летнинской пластины. Тела гипербазитов рассланцованы, имеют тектонические (надвиговые) контакты, ориентированы в соответствии с направлением плоскости сместителя. Отдельные тела гипербазитов установлены в тектонических зонах среди островодужных пород торжихинской толщи. Пластины офиолитовой формации отчетливо выражаются аномалиями гравитационного поля ($-4-10$ мГал). Гипербазитовые тела отражаются мелкими изометричными и линейными аномалиями магнитного поля (100–500 нТл), распределение которых подчеркивает «скибовую» форму пластин. Скопления масс гипербазитов и габброидов фиксируются по гравиметрическим данным на глубинах 3–4 км под осадочными породами неоавтохтона, сложенного вороговской и чапской сериями.

Шельф пассивной окраины континента сложен породами аспидной (песчано-глинистой) формации сухопитской серии, залегающей со структурным несогласием на подстилающих породах. Вместе с породами позднекарьельского структурного яруса они выполняют Рыбинско-Глотихинский (7), Вороговско-Кутукаский (8), Нижнесурнихинский (9) блоки Приенисейского антиклинория, перед фронтом Исаковского террейна и представляют собой параавтохтонные структуры. Строение блоков характеризуется сочетанием линейных складок со структурами надвиговой тектоники – изоклинальными и цилиндрическими складками и вторичным рассланцеванием. Протяженные линейные складки осложнены мелкими изоклинальными, лежащими складками. Непосредственно перед фронтом главного надвига породы смяты в сложные цилиндрические складки (опорное обнажение 13), развиты бластомилониты, проявлены графитизация, сульфидизация, окварцевание, выявлены проявления и пункты минерализации золота. Углы падения крыльев складок меняются от 20 до 80° . Общее направление падения наложенной сланцеватости – западное под углами $30-55^\circ$, согласное с падением плоскости главного надвига террейна. По смене характера складчатости устанавливается чередование зон сжатия: цилиндрические и субвертикальные сложные изоклинальные складки сменяются шевронными и простыми линейными складками, которые вновь сменяются сложными изоклинальными складками. В Вороговско-Кутукаском блоке (8) частично сохранились элементы первичного структурного плана – линейно-брахиформные пологие складки, сложенные породами кординской свиты, несогласно залегающей на подстилающих породах, с падением крыльев $20-40^\circ$. В Большелебяжинском блоке (1) Кордо-Лебяжинского синклинория породы смяты в простые линейные складки с падением крыльев $20-60^\circ$ [179].

Островодужные породы торжихинской толщи с субвулканическими образованиями выде-

ляются в метаморфизованную базальт-андезит-карбонатно-терригенную формацию, ливневинской толщи задугового бассейна – в туфогенно-терригенно-карбонатную формацию. Они слагают крупный Торжихинский аллохтон, который состоит из Ливневинской пластины (10) и Порожинско-Неждановского (11), Порожинско-Вороговского (12), Кутукасско-Нижнесурнинского пакета пластин (13). Тектоническое строение пакетов и отдельных пластин очень сложное, с множеством мелких, не выражающихся в масштабе надвигов, определяющих чешуйчатое строение пакета. Для всех пластин характерна смена сложных («закрученных») цилиндрических складок на изоклинальные опрокинутые и лежащие складки в чередовании с участками линейных складок и моноклинального залегания. Крылья складок падают под углами $40\text{--}80^\circ$ с характерной быстрой сменой направления падения. Вторичное расщепление имеет западное направление падения с углами $20\text{--}50^\circ$, отражающее угол наклона плоскости сместителя главного надвига или мелких надвигов внутри пластины. Все породы, слагающие Торжихинский аллохтон, в той или иной мере милонитизированы, среди них выявлены зоны олистостромоподобных меланжированных пород, «псевдоконгломератов» (долина р. Хариузи-ха, опорное обнажение 22). На отдельных участках меланжированные породы графитизированы и сульфидизированы (долина р. Северная, опорное обнажение 3). Породы Ливневинской пластины (10) смяты меньше, чем породы остальных пластин Торжихинского аллохтона. Для них характерно сочетание относительно простых коробчатых и линейных складок с маломощными зонами мелкой напряженной складчатости. Это позволяет предполагать, что пластина представляет слабо переработанный в процессе аккреции блок, перемещенный в результате «бульдозерного эффекта» перед фронтом Торжихинского аллохтона. В отдельных пластинах аллохтона выявлены тела гипербазитов сурнинского комплекса, приуроченные к взбросовым и надвиговым зонам. Краевые части крупных тел расщеплены согласно с вмещающими породами, мелкие тела расщеплены практически полностью. Фронтальная часть Торжихинского аллохтона выделяется линейными дугообразными аномалиями ($50\text{--}300$ нТл) магнитного поля, за счет вкрапленности магнетита в сланцах.

Тунгусикский структурный ярус выполнен породами кутукасской серии базальт-андезит-дацит-терригенной формации, выделяемой как фрагмент энсиалической островной дуги и глинисто-карбонатной формации хариузинской толщи задугового бассейна. В западной части Исаковского террейна выделяется Осинковский аллохтон, сложенный тремя пластинами: Отравухинской (18), Нижнекутукасской (19) и Кутукасской (20). Все пластины имеют надвиговые контакты: Кутукасская надвинута на metabазальты фирсовской толщи Бедовинско-Кутукасской пластины, Нижнекутукасская надвинута на Кутукасскую, Отравухинская – на Нижнекутукасскую. Углы наклона плоскостей сместителей колеблются от 30 до 50° , они выделяются зонами (шириной – от 50 до 300 м) вторичного расщепления и меланжированных олистостромоподобных брекчий (опорное обнажение 25). В надвиговых зонах развиты складки волочения. Породы в пластинах смяты с одинаковой степенью сложности. В обнажениях киселихинской свиты, состоящей из туфосланцев и туфопесчаников, выявлены узкие килевидные складки с размахом крыльев $50\text{--}75$ м, крылья их осложнены складками второго порядка (ширина – $5\text{--}15$ м) и третьего порядка ($0,5\text{--}3$ м), образующими складчатый ансамбль. В отравухинской и хариузинской толщах складчатость подчеркивается прослоями карбонатных пород среди туфосланцев. У надвиговых зон развиты складки волочения. Породы Осинковского аллохтона надвинуты на Исаковский аллохтон. По гравиметрическим данным на глубине 4 км под пластинами зрелой островной дуги залегают metabазальты и габброиды офиолитовой формации, что позволяет рассчитать угол наклона плоскости надвига Осинковского аллохтона, составляющий $50\text{--}60^\circ$ у поверхности и более пологий на глубине. Породы яруса немагнитны, сквозь них «просвечивают» магнитные гипербазиты офиолитовой формации, выраженные аномалиями в $100\text{--}300$ нТл, слабой положительной аномалией ($2\text{--}4$ мГал) и не отражаются в поле МЭД.

Киргитейский структурный ярус сложен породами метаморфизованной туфогенно-карбонатно-глинистой и дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формаций орловской серии и орловского субвулканического комплекса, сформированных на активной окраине континента. В Верхневороговском прогибе выделяются два блока: Верхнерыбинский (2) и Чернореченский (3), представляющие фрагменты единой структуры активной окраины континента, разделенные блоком пород платформенного чехла. Границы структуры – взбросо-надвиговые и взбросовые. Породы яруса смяты в линейные складки, осложненные мелкой складчатостью, а структурный рисунок нарушен надвиговыми зонами. Крупные линейные складки выявляются по положению туфогенных метапесчаников конкинской свиты и тел metabазальтов орловского комплекса, мелкие – подчеркиваются прослоями метапесчаников среди сланцев верхней пачки. Линейные складки имеют асимметричное строение, опрокинутое залегание крыльев. Углы падения крыльев складок колеблются в пределах $40\text{--}75^\circ$. Вблизи надвиговых зон в породах яруса

развиты бластомилониты, проявлены березитизация, окварцевание, выявлены пробы с повышенным содержанием золота. Породы яруса перекрыты поздневендско–раннекембрийскими доломитами лебяжинской свиты. Характерной особенностью структурного яруса является вкрапленность магнетита в сланцах конкинской свиты. Связанная с породами яруса обширная интенсивная магнитная аномалия, «просвечивает» сквозь немагнитные породы лебяжинской свиты в междуречье Рыбная–Мал. Лебяжья. Длина аномалии по изодинаме 500 нТл составляет 18 км, ширина – 4–4,5 км. Внутренняя структура аномалии распадается на отдельные экстремумы, достигающие значений 1 500–4 000 нТл. Узкая градиентная зона на западе аномалии и пологая на востоке свидетельствует о пологом восточном падении объекта. Здесь предполагается наличие мощной (200–500 м) толщи магнетитсодержащих сланцев (расчетное содержание магнетита около 20 %) конкинской свиты, залегающих под лебяжинскими доломитами на глубинах 200–300 м.

Глушихинский структурный ярус соответствует периоду формирования на активной окраине континента терригенно-вулканогенной, риолит-базальтовой и лейкогранитовой формаций (ковригинская свита, ковригинский субвулканический комплекс, глушихинский комплекс). Породы этого яруса развиты в пределах Чернореченского блока (3) Верхневороговского прогиба. Антидромная направленность развития вулканогенных и магматических пород яруса, их петрогеохимические параметры характерны для континентальных рифтовых зон [67, 69]. Незначительный по площади выход пород яруса имеет общее моноклинальное залегание с падением на восток под углами 40–50°, представляет западное крыло вулканической постройки центрального типа в верховьях р. Вороговка [19, 176, 179]. Породы расланцованы и при общем моноклинальном падении на восток смяты в мелкие (первые метры) линейные складки. Вблизи надвигового контакта развиты бластомилониты, сланцы смяты в мелкие (от сантиметров до метров) цилиндрические складки, брекчированы и милонитизированы. На правобережье р. Черной, в ее верховьях, среди метариолитов ковригинской свиты выделен шток «Полярный» (12)* лейкогранитов глушихинского комплекса [163, 179, 181]. Они расланцованы согласно с вмещающими породами, иногда выделяются блоки массивных пород. Гранитоиды трассируют внутреннюю зону вулканоплутонического пояса в прибортовой части рифтогенной структуры. С глушихинским структурным ярусом увязывается время формирования основных надвиговых зон перед фронтом аккреотируемого террейна, развитие бластомилонитов и метасоматитов в породах кратона, формирование золоторудных месторождений [178]. Расланцевание гранитов глушихинского комплекса свидетельствует о том, что обдукция Исаковского террейна происходила после их становления (750–735 млн лет [6]).

Чингасанский структурный ярус сложен породами красноцветной молассовой карбонатно-терригенной формации чингасанской и вороговской серий, щелочными трахит-трахибазальтами захребетнинского комплекса Тейско-Чапского и Вороговского прогибов краевого бассейна и умереннощелочными гранитами гурахтинского комплекса вулканоплутонического пояса. Породы яруса с угловым несогласием залегают на рифейских и позднекарельских образованиях пассивной окраины Сибирского континента и на офиолитах Исаковского террейна, обдуцированного на кратон.

В Тейско-Чапском прогибе выделяется фрагмент Березовской синклинали (26), с породами молассовой формации. Общее пологое моноклинальное залегание, установленное по дешифрированию АФС [181], согласуется с рельефом и позволяет предположить, что углы падения пород здесь не превышают 30°.

В Вороговском прогибе породами молассовой формации сложены Михеевская (21) и Енисейская (22) впадины, Севернинская синклиналь (23), Лиственинский (24) и Нижнесурнинский (25) грабены. Михеевская и Енисейская впадины разделены валообразным палеоподнятием [129]. В Михеевской впадине развиты протяженные линейные и коробчатые складки, симметричные в центре структуры и асимметричные в прибортовых частях. Ядерные части синклиналей сложены сухореченской свитой, антиклиналей – северореченской. Углы падения крыльев складок колеблются в очень широких пределах – от 10 до 80°. В бортах впадины преобладают крутые углы, часто устанавливается опрокинутое залегание пород. Для центральной части структуры характерны брахиформные складки с углами падения крыльев – 10–25°. В Енисейской впадине развиты короткие линейные, с элементами брахиформности, складки с углами падения крыльев – 20–50°. Севернинская синклиналь имеет овальную форму ((6–7)×14 км), в центре она сложена породами сухореченской свиты, на бортах – породами мутнинской и северореченской свит, углы падения крыльев складки не превышают 20–30°. Восточное крыло складки осложнено опрокинутыми залеганиями (60–70°). Мутнинская свита с явным несогласием перекрывает породы северореченской свиты и местами залегает непосредственно на древних породах, что свидетельствует о близости восточной границы прогиба. Узкий и протя-

женный Лиственинский грабен ((1–3)×34 км) ограничен серией разломов, свидетельствующих о ступенчатом строении структуры. Породы вороговской серии в пределах грабена имеют западное направление падения под углами 50–60°. В бортах структуры падение пород субвертикальное, развиты брекчии. В Нижнесурнинском грабене (25) породами молассовой формации сложена восточная прибортовая часть. Грабен рассматривается как тектоническое продолжение структур Лиственинского грабена.

Породы яруса немагнитны, выделенные в пределах впадин аномалии являются отражением подстилающих магнитных пород террейна. По гравиметрическим данным мощность пород яруса (3,0 км) максимальна в Михеевской впадине.

Умереннощелочные граниты гурахтинского комплекса, слагающие фрагменты Хариузихинского (16)* и Хребтового (21)* массивов, могут рассматриваться как фрагменты единого пластобразного тела в пределах вулканоплутонического пояса. Подошва их, по гравиметрическим данным, располагается на глубинах 0,5–1,0 км, значения поля МЭД – от 7 до 11 мкР/ч, поля (ΔT)_а – от –50 до +50 нТл. Некоторые надвиговые зоны «гаснут» в массивах гранитоидов комплекса и это позволяет предполагать, что они сформировались после обдукции террейна в зонах скупивания надвиговых пластин.

Чапский структурный ярус представлен карбонатно-терригенной, доломитовой, кремнистой и терригенной флишеидной, молассовой красноцветной терригенной формациями и формацией щелочных гранитов и щелочных сиенитов средневороговского комплекса. Осадочные породы яруса залегают с угловым несогласием на подстилающих породах.

В Тейско-Чапском прогибе они слагают фрагмент (10×2 км) Лебяжинско-Большечернореченского грабена (27), с породами немчанской свиты. Структура прослеживается далеко (более 50 км) на восток в бассейн р. Бол. Черная [179]. По мнению Л. К. Качевского [127], грабен представляет тектоническую ступень древнего поднятия, Суломой-Лебяжинского вала, заложившегося в предкембрийское время. Породы смяты в линейные и коробчатые складки, в бортовых частях структуры залегание крутое (до 50°), в центре более пологое (до 20°).

В Вороговском прогибе породами яруса сложены мелкие фрагменты сопряженных синклинальных и антиклинальных складок в Михеевской и Енисейской впадинах. Углы падения крыльев складок колеблются от 10–20 до 50–60°, крутые углы характерны для прибортовых участков впадин. Усматривается некоторая общая унаследованность структурного плана чингасанского и чапского ярусов, но имеются и четкие различия. В Лиственинском грабене выявлены породы суворовской свиты, которые отсутствуют в Михеевской и Енисейской впадинах, в подъемской свите здесь нет туфогенных и кремнистых пород, ее разрез здесь близок разрезам Тейско-Чапского прогиба [176]. Это позволяет предположить, что Лиственинский грабен является фрагментом структур Тейско-Чапского прогиба. К западу от Вороговского прогиба были развиты вулканические постройки, продукты деятельности которых накапливались в Михеевской и Енисейской впадинах.

Щелочные граниты и щелочные сиениты средневороговского комплекса прорывают аллохтонную пластину Исаковского террейна (Средневороговский (8)* массив и окружающий рой даек и располагается в центральной части Верхнекутукасского гранитоидного купола (Хариузихинский (16)* массив). Хариузихинский массив отмечается изометричной отрицательной аномалией $\Delta g_{\text{ост}}$ интенсивностью –6 мГал, характеризуется значениями поля МЭД – 7–15 мкР/ч и аномалиями магнитного поля от 500 нТл и выше. Полученные определения радиологического возраста формации щелочных пород (609–620 млн лет) свидетельствуют о заключительных фазах субдукционных процессов, проявившихся в бортовых частях краевых прогибов в виде малых интрузий и даек, которые приурочены к участкам тектонического скупивания аллохтонных пластин во фронтальной части террейна и перед ним.

Каледонский структурный этаж отвечает платформенному этапу развития Сибирского крона и делится на два яруса: нижнекаледонский (венд–кембрийский) и верхнекаледонский (ордовикско–силурийский).

Нижнекаледонский структурный ярус выполнен породами сероцветной доломитовой с элементами эвапоритовой и пестроцветной доломито-мергелистой эвапоритовой. Породы эвенкийской серии с размывом залегают на породах лебяжинской свиты, наследуя ее структурный план, они накапливались в обширном мелководном регрессивном солеродном бассейне. Породы яруса развиты в пределах Вороговского прогиба, Лебяжинского прогиба и Вороговского грабена.

В Вороговском прогибе они слагают Бедовинскую синклиналь (32), представляющую простую овальную линейно-брахиформную симметричную складку с падением крыльев 15–35°. В зоне тектонического контакта с воздымающимся блоком рифейских пород, доломиты лебяжинской свиты брекчированы, «задраны» (до 70°), формируя коробчатую складку.

Лебяжинский прогиб разбит на серию блоков, в результате дифференцированных движений которых сохранились лишь фрагменты крупных линейно-брахиформных и брахиформных складок: Луговской (28) и Малолебяжинской (29) синклинали и Сквознинской антиклинали (30). Углы падения крыльев складок колеблются в пределах 5–25°, у разломов с подворотами до 30° и появлением элементов коробчатых складок. Крупные складки осложнены мелкими пологими флексурными перегибами.

В Вороговском грабене породы яруса образуют пологую (падение крыльев – 5–15°) овальную брахиформную синклинали, которая, вероятно, являлась фрагментом мульдообразной синклинали Лебяжинского прогиба.

Верхнекаледонский структурный ярус охватывает ордовикско–силурийский период, в котором по структурному положению и обстановкам накопления формаций можно выделить два подъяруса. К нижнему относятся ордовикские отложения карбонатно-терригенной с элементами фосфоритоносной формации. Они формировались в трансгрессивном бассейне (при подчиненных инундационных и регрессивных периодах), залегают на кембрийских породах с размытом и структурным несогласием, при общем наследовании структурного плана раннекаледонского периода. Ордовикские отложения перекрывают складки кембрийского уровня и, наследуя общий структурный план, сохранились в ядрах мульдообразных синклинали с углами падения крыльев 8–10°.

В верхний подъярус верхнекаледонского структурного яруса выделяются силурийские породы сероцветной глинисто-карбонатной формации. Они накапливались в инундационном (при подчиненных трансгрессивных и регрессивных периодах) стабильном эпиконтинентальном морском бассейне [24]. Породы яруса сохранились лишь в Вороговском грабене, где слагают мульдообразную синклинали с углами падения крыльев 5–10°.

Герцинский структурный этаж сложен девонскими породами пестроцветной карбонатно-терригенной формации и угленосной лимно-паралической формации каменноугольной системы. На подстилающих породах залегают с перерывом и структурным несогласием, формировались в чашеобразной озерно-болотной впадине и внутриконтинентальных лагунах эмерсивного бассейна при незначительных, ограниченных периодах трансгрессивной и инундационной стадий [24]. Породы этажа сохранились лишь в Вороговском грабене, где слагают ядерную часть мульдообразной синклинали с углами падения крыльев 5–8°.

Мезозойский структурный этаж сложен породами габбродолеритовой (трапповой) формации раннего триаса, глинистой угленосной средне-позднеюрской формацией михеевской толщи, мел–палеогеновыми корами выветривания. Траппы слагают силлообразную залежь. Она в целом повторяет форму мульдообразной синклинали, полого срезая ее крылья. Перекрывающие отложения размыты. Юрские угленосные отложения накапливались в карстовой депрессии. В центре депрессии они залегают горизонтально, а в бортах – с наклоном 15–50°, что свидетельствует о неоднократных просадках пород в карстовую полость. Кобы выветривания сохранились на отдельных участках древних поверхностей выравнивания, в карстовых полостях, в зонах литологических контактов и разрывных нарушений, что свидетельствует о линейно-площадном распространении процессов корообразования. С корами выветривания по туфогенным породам верхнеподъемской подсвиты связаны проявления марганцевых руд, по известнякам сухореченской свиты – проявления железа.

Альпийский структурный этаж сложен галечно-песчанистой формацией кирнаевской свиты и четвертичными образованиями. Кирнаевская свита в виде останцов плащеобразной формы распространена в приенисейской полосе Вороговского прогиба. Породы формации накапливались в условиях аллювиальной равнины, сохранились на пологих водоразделах, залегание их горизонтальное. Четвертичные образования в виде чехла повсеместно развиты на площади и включают континентальные образования элювиального, гравитационного и водного ряда. Они формируются в результате процессов новейшего горообразования и процесс этот продолжается в настоящее время.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения широко развиты в пределах района и определяют его тектоническое строение. Выделяются зоны надвигов и зоны нарушений взбросо-сбросового типа.

Главной надвиговой зоной является *Порожнинско-Нижнесурнинский надвиг* Исаковской зоны (33) – зоны сочленения Исаковского террейна со структурами окраины континента. Плоскость надвига имеет западное направление падения и различный угол наклона, который устанавливается непосредственными наблюдениями в обнажениях, а также по расщеплению пород

аллохтона и автохтона вблизи плоскости. На правобережье р. Ниж. Сурнихи он составляет 20–30°, в междуречье Кутукас–Вороговка–Северная – 45–50°, в междуречье Северная–Лев. Порожная – 35–60°. Фронтальная часть зоны представляет собой серию параллельных «чешуйчатых» надвигов, проявленных как в породах аллохтона, так и автохтона. С учетом этих мелких надвигов мощность плоскости главного шва составляет от 30–50 до 120–155 м (опорное обнажение 13). Иногда главный шов «залечен» кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, очень часто в нем проявлена графитизация, практически всегда он сопровождается ореолом бластомилонитов в породах автохтона, в бассейне р. Лев. Порожная к нему приурочено тело гипербазитов. Фрагменты Исаковской надвиговой зоны иногда перекрыты породами вороговской серии, залегающей с угловым несогласием на эродированных надвиговых структурах окраины континента и террейна. Порожинско-Нижнесурнихинский надвиг отмечается фрагментарными экстремальными значениями модуля горизонтального градиента гравитационного поля, линейными положительными аномалиями (ΔT)_a интенсивностью – 50–250 нТл. В зоне сочленения Исаковского террейна с Приенисейским антиклинорием, перед фронтом главного шва, как результат проявления «бульдозерного эффекта» [15, 29], формируется целая серия сопряженных малоамплитудных надвигов с западным направлением падения плоскости сместителя. Углы падения плоскостей не обязательно совпадают с углом наклона главного шва и зависят от литологии перемещенных пород. Плоскости мелких надвигов «расщепляются» или «сливаются», формируя чешуйчатое строение в пределах блоков, ограниченных более поздними взбросами. Интенсивность процессов надвигообразования затухает в восточном направлении и проявлена в 5–25 км от главного шва. Часть аллохтонных пластин, видимо, была эродирована при росте горстового поднятия Енисейского кряжа.

В западной части Исаковского террейна, как главная, выделена надвиговая зона, по которой зрелая островная дуга причленена к структурам ранней островной дуги и океанической коры – *Кутукассский надвиг* Сурнихинской сутурной зоны (34). Она прослеживается далеко на юг за пределы площади [178]. Угол наклона плоскости сместителя в этой зоне колеблется от 30 до 70°, с запрокидыванием на восток. Ширина зоны развития бластомилонитов по метабазальтам фирсовской толщи составляет сотни метров, они превращены в тонколистоватые хлорит-полевошпатовые сланцы, которые по мере удаления от шва сменяются массивными породами.

Надвиговыми зонами представлены контакты пород океанической коры (фирсовская толща) и ранней островной дуги (торжихинская толща). Установлена неоднократная повторяемость «скибовых» структур, сложенных породами этих толщ, что объясняется усложнением плоскости сместителя непосредственно в момент надвига, последующими процессами складкообразования и разноамплитудным подъемом пластин при проявлении более поздних вертикальных движений. В торжихинской, киселихинской, отравихинской, хариузахинской толщах, сложенных контрастными породами с разными физико-механическими свойствами (сланцы–метапесчаники, сланцы–мраморизованные известняки), на фронте надвигов развиты зоны тектонического полимиктового **меланжа** (m). Ширина выходов подобных меланжированных пород колеблется от 0,1–0,3 до 2–3 км, чередуясь с ненарушенными породами.

Зона меланжа шириной 100–350 м выявлена в долине р. Кутукас в надвиговом контакте сланцев отравихинской свиты и метатиффопесчаников киселихинской свиты (опорное обнажение 25) Обломки разноориентированы, представлены породами аллохтонной и автохтонной пластин. Размеры обломков колеблются от долей сантиметра до 30–40 см, отдельные – до 1–2 м, цемент – перетертая пелитовая зелено-серая серицит-хлорит-кварцевая масса. В подобной, надвиговой зоне меланжа пород киселихинской и хариузахинской толщ проявлена графитизация.

Широкая (более 1 000 м) зона тектонического меланжа, представленная олистостромоподобными породами выделена в долине р. Хариузи в породах торжихинской толщи (опорное обнажение 22). Обломки (от 1 см до 1 м) представлены мраморизованными известняками (иногда с явным строматолитовым рисунком), сланцами, метапесчаниками и белым линзовидным кварцем. Преобладающая форма овально-вытянутая, линзовидная. Обломки ориентированы по сланцеватости, линзовидные обломки жильного кварца «расташены», образуя изолированные будины, «четки». Цемент представлен кварц-хлорит-серицит (мусковит)-карбонатным агрегатом, при этом слюда обволакивает обломки и ориентирована согласно с границами обломков. Иногда меланжированные породы зоны графитизированы и сульфидизированы. Подобные зоны меланжированных пород торжихинской толщи выявлены в бассейнах рек Вороговка, Нежданная, Северная (опорное обнажение 3) в зонах мелких надвигов, не выражающихся в масштабе.

Бластомилониты формируются на фронте большинства надвигов. Меланж проявлен реже и характерен лишь для надвиговых контактов контрастных пород разной прочности. В разной

степени проявлены бластомилониты, вторичное рассланцевание, графитизация, окварцевание, березитизация, вкрапленность пирротина и магнетита, выявлены проявления и пункты минерализации золота. В породах автохтона наложенные процессы проявлены в большой степени и на большей площади перед фронтом надвига (от сотен метров до первых километров), чем в породах аллохтона.

Время заложения крупных надвиговых зон и, большинства сопряженных с ними, мелких надвигов определяется по ряду косвенных признаков: 1) в процесс надвигообразования вовлечены граниты глушихинского комплекса (радиологический возраст 750 млн лет); 2) бластомилониты образовались по метаморфизованным породам, до формирования пород молассовой формации (радиологический возраст – 700–730 млн лет); 3) аллохтонные пластины прорваны гранитоидами гурахтинского комплекса (радиологический возраст – 696–714 млн лет) и дайками захребетнинского комплекса (возраст – 700 млн лет). Это позволяет выделить узкий интервал времени обдукции Исаковского террейна на окраину кратона и формирования перед его фронтом пояса надвигов – 720–730 млн лет. В процессе перемещения покровов происходило их смятие, усложнение поздней складчатостью и разрывами взбросо-сбросовой кинематики. С этим же временным интервалом, видимо, связано и формирование объектов золота, которые локализуются в метасоматически измененных бластомилонитах.

Амплитуда перемещения надвиговых пластин различна. Если предположить, что граница окраины Сибирского кратона проходит в современных координатах по р. Енисею [10] то перемещение фронтальной части террейна, сложенной породами ранней островной дуги, по континенту составляет порядка 30–40 км. Перемещение пород зрелой островной дуги Осиновского аллохтона по зоне Сурнихинского надвига оценивается в 10–15 км. Амплитуда перемещения пластин перед фронтом аккретированного террейна составляет первые километры.

Перед фронтом главного надвигового шва террейна, в породах автохтона, часто фиксируется цепочка магнитных аномалий (интенсивность – 50–500 нТл), обусловленных наличием в бластомилонитах вкрапленности магнетита и пирротина. Некоторые аномалии магнитного поля трассируют зоны надвигов, которые вмещают гипербазиты сурнихинского комплекса. Практически во всех надвиговых зонах, в той или иной степени, развита графитизация (опорное обнажение 19), определяющая пониженное сопротивление пород (до 200–300 Ом·м), реже проявлено окварцевание, повышающее сопротивление пород (до 5 000–10 000 Ом·м), иногда фиксируются повышения радиоактивности (до 30–60 мкР/ч), обусловленные графитизацией [181]. Зоны надвигов дешифрируются по дуговым отрезкам долин рек и ручьев, дугообразной смене границ фототона, дуговым трещинам.

Взбросы и сбросы выделяются как зоны разрывов мощностью от сантиметров до десятков метров, сложенные перетертыми в тектоническую глинку породами. Обычно зона состоит из чередующихся, ветвящихся, линзующихся тонких блоков дробленных и ненарушенных пород. Вдоль крупных зон развиты милониты, катаклазиты и участки мелкой приразломной складчатости, не выражающиеся в масштабе. В блоках, ограниченных разломами, развиты коробчатые складки. Некоторые разломы залечены кварцевыми жилами, раздробленными и будинированными при последующих подвижках. *Порожнинско-Хариузахинский взброс* (35) Приенисейской зоны разломов, осложняет блоковое строение Приенисейского антиклинория. Плоскость взброса меняет направление падения с восточного на западное («винтообразная») под углами 60–80°, расчетная амплитуда перемещения блоков по нему составляет сотни метров–первые километры.

Серия мелких взбросов осложняет надвиговые пластины, ограничивает разномасштабные блоки складчатых структур и платформенного чехла, определяя блоковое строение территории. Чаще они крутые (50–80°), с амплитудой перемещения – первые сотни метров. Преобладают зоны северо-западного простираания, менее проявлены системы ортогональных малоамплитудных разломов северо-восточного простираания. Енисейский кряж, как горная страна сформировался в результате подъема тектонических блоков по древним разломам северо-западного простираания, подновленным в предмеловое время. Об этом свидетельствует развитие мел–палеогеновых кор выветривания по зонам разломов. Большинство разрывов взбросо-сбросового типа проявляются в поле силы тяжести протяженными зонами разрывов градиента и в магнитном поле по ограничению и смещению аномалий. На МАКС эти разломы дешифрируются с большой долей уверенности по прямолинейным отрезкам долин, резкой смене фототона, микроформам рельефа.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологической истории района проявлены практически все эпохи преобразования земной коры: позднеархейская, карельская, рифейская (байкальская), каледонская, герцинская, мезозойская и альпийская.

В начальный период **позднеархейской эпохи** происходило формирование пород немтихинского метакомплекса, которые, вероятно, образовались как результат плавления и метасоматического преобразования пород среднего состава зрелой сиалической коры континентального типа. В заключительный этап сформировались вулканогенно-осадочные породы малогаревского метакомплекса, которые можно отнести к образованиям гранит-зеленокаменных поясов энсиалического типа [3, 43, 48, 66]. Заложение подобных поясов происходило в пределах континентальной плиты. Восточнее Вороговской площади, в бассейнах рек Тея и Чапа, вместе с породами гнейсово-мраморно-амфиболитовой формации малогаревского метакомплекса развиты коматиит-базальтовые породы шумихинского комплекса, которые трассируют палеозоны рифтогенеза [176]. Такие зоны могли контролировать границы эпиконтинентального осадочного бассейна, так как с ними связано утонение и прогибание коры [67]. На рубеже 2 130 млн лет позднеархейские породы испытали метаморфизм высоких ступеней амфиболитовой (с элементами гранулитовой) фации.

В раннекарельский этап **карельской эпохи** в результате метаморфических преобразований сформировались плагиогранитогайсы ерудинского комплекса (по радиологическим определениям – 2 150 млн лет [179], 2 120–2 243 млн лет [177, 178]), фиксирующие стадию зарождения гранитогайсовых куполов. На площади формируется Верхнекутукасский гранитогайсовый купол. Плагиогранитогайсы комплекса вместе с метаморфическими позднеархейскими породами могут рассматриваться как фрагменты протоконтинентальной коры фундамента протоплатформы.

В позднекарельский этап преобладало химическое выветривание, продукты которого переносились в эпиконтинентальные мелководные бассейны с формированием глинистых отложений свиты хр. Карпинского. Позже заложилась внутриконтинентальные проторифтовые депрессии, в которых накапливались карбонатно-терригенные осадки рязановской и песчано-алевритовые белоручьевской свит, внедрялись тела метагабброидеритовой формации индиглинского комплекса (1 650 млн лет [179]). На рубеже 1 750–1 650 млн лет режим рифтогенеза сменился сжатием, дислокациями и метаморфизмом. Породы тейской серии были метаморфизованы в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях. Проявления метаморфизма сопровождалось формированием массивов гаревского гранитогайсового комплекса (Среднекутукасский массив – 1 753 млн лет) с преобразованием гранитогайсовых куполов. Предполагается, что процессы метаморфизма и складчатости проявлены как результат амальгамации и коллизии архейско–раннепротерозойских террейнов, из которых и был сформирован Сибирский кратон [10].

В начале **байкальской эпохи** произошел раскол протоконтинента по западной окраине Енисейского кряжа [10]. Началось раскрытие океана с формированием в зоне спрединга офиолитовой ассоциации пород океанической коры: толеитовых базальтов фирсовской толщи, габброидов исаковского комплекса и гипербазитов сурнихинского комплекса. Полученные определения радиологического возраста этих пород колеблются в пределах 1 228–1 375 млн лет [179].

В условиях трансгрессии океана на окраине кратона формируется шельфовый комплекс пассивной окраины континента – аспидная формация сухопитской серии. Областью питания для разрастающегося шельфового комплекса был кратон. Наиболее глубоководным и тектонически стабильным периодом этого этапа было время накопления тонких пелитовых осадков среднеудерейской подсвиты. К концу среднего рифея в океане заложилась зона субдукции, во фронтальной части которой формируется энсиматическая (ранняя) островная дуга [67, 87]. На шельфе пассивной окраины формируются псаммито-алеврито-пелитовые флишиды погорюйской

свиты (1 100 млн лет [125]). В мелководном задуговом бассейне накапливаются туфогенно-терригенно-карбонатные осадки листовинской толщи, в островной дуге – вулканогенно-осадочные породы базальт-андезит-карбонатно-терригенной формации торжихинской толщи и торжихинского субвулканического комплекса. На рубеже среднего и позднего рифея территория края представляла собой окраинное море, ограниченное с запада ранней островной дугой.

В начале позднего рифея (920–950 млн лет) произошло приращение островной дуги к западному краю Сибирского континента [66, 177, 178], что привело к интенсивной складчатости, зеленосланцевому метаморфизму, формированию тыловодужного магматического пояса с гранитоидными массивами татарско-аяхтинского комплекса, развитыми в восточной части Енисейского края, за пределами Вороговской площади [178].

Субдукционные процессы обусловили трансформацию пассивной окраины Сибирского континента в активную – андского типа. На микроконтиненте (предполагается, что он представлен Малопорожинским блоком) формируется зрелая островная дуга, в которой накапливаются базальт-андезит-дацит-терригенные породы (радиологический возраст – 913–919 млн лет [179]) кутукаской серии, в междуговом бассейне – глинисто-карбонатные породы хариузихинской толщи.

На активной окраине континента, в пределах вулканоплутонического пояса, накапливались туфогенно-карбонатно-глинистые и вулканогенные (базальт-андезит-дацит-риолитовые) породы орловской серии (радиологический возраст метабазальтов – 829 млн лет [176]) и последовательно дифференцированного орловского комплекса. Формирование их происходило в бассейне с вулканическими островами, при уменьшении вулканогенного материала в направлении с юга на север и с запада на восток.

На рубеже 750 млн лет, в глушихинскую стадию, на активной окраине континента заложилась цепочка континентальных рифтов (на площади – Верхневороговский прогиб [67]), выполненных терригенно-вулканогенными отложениями верховороговской серии и вулканитами риолит-базальтовой формации ковригинского комплекса (радиологический возраст – 74–745 млн лет [178]). В пределах вулканоплутонического пояса сформировались коллизионные лейкограниты глушихинского комплекса, как комагматы риолитов ковригинского комплекса (735–750 млн лет [10, 178]). С автометасоматическими процессами в ультракислых вулканогенных породах связана урановая минерализация.

В интервале времени 730–720 млн лет происходит столкновение континента и зрелой островной дуги. Развитие субдукционно-коллизионных процессов привело к обдукции островодужных пород и «зажатых» между ними фрагментов океанической коры на континент. Эта сложная тектоническая конструкция выделяется в современном тектоническом плане как Исаковский террейн. В результате обдукции террейна образовались сложные покровно-складчатые системы. Сформировались пакеты покровов, ограниченные надвигами, перед их фронтом проявились зоны вторичного расщепления, бластомилонитов и метасоматитов. Зона контакта обдуктированного террейна выражена Порожинско-Нижнесурнихинским надвигом Исаковской зоны, контакта энзиматической островной дуги с океаническими породами Кутукасским надвигом Сурнихинской зоны. К зонам надвигов приурочены протрузии гипербазитов сурнихинского комплекса, «выдавленные» в процессе сжатия и складкообразования. Вероятно, в этот период, вдоль экранирующих поверхностей надвигов и в субвертикальных зонах проницаемости в бластомилонитах формируются золоторудные объекты района, происходит перераспределение урановой минерализации. В предчингасанскую стадию складчато-надвиговой ороген Енисейского края представлял собой область денудации консолидированного фундамента [10].

В чингасанскую стадию (720–670 млн лет) заложилась Вороговская и Тейско-Чапская прогибы краевого бассейна, заполненные молассовыми отложениями. Сохранившиеся фрагменты разреза молассовой формации свидетельствуют о наличии границы раздела между чингасанской и вороговской сериями, проходящей по восточной части площади. Краевой бассейн обрамлялся цепью вулканических построек, подводящие каналы которых выражены на площади серией даек захребтинского комплекса, а продукты вулканической деятельности установлены восточнее Вороговской площади в разрезе чивидинской свиты (700 млн лет [68]). Продолжение субдукционных процессов и увеличение мощности земной коры в Приенисейском антиклинории привело к образованию умереннощелочных гранитоидов гурахтинского комплекса (на площади – Верхнехариузихинский массив – радиологический возраст – 714 млн лет и Хребтовый массив – 695 млн лет). Поступление теплового потока, обусловленного субдукцией, выражается продолжением метаморфических преобразований в толеитовых базальтах океанической коры (682 млн лет по U-Pb методу по цирконам [52]).

В чапское время происходит резкое обмеление краевого бассейна, представляющего собой

часть единого периферического форландового бассейна Сибирской платформы [10]. В прогибах, в мелководном бассейне, при минимальной тектонической активности, накапливается доломитовая формация нижнеподъемской подсвиты, предваряемая в Тейско-Чапском прогибе терригенными породами суворовской свиты. В Вороговском прогибе формируются туфогенные (с карбонатной марганцевой минерализацией), кремнистые и терригенные породы верхнеподъемской подсвиты (638 млн лет [179]). Вулканы, поставщики туфогенного материала и продуктов фумарольной деятельности (в том числе марганца и железа), располагались западнее Вороговской площади. В конце этапа в континентальных условиях сухого жаркого климата накапливается мощная толща пород красноцветной молассы немчанской свиты. Завершающиеся процессы субдукции выражены щелочными кварцевыми сиенитами и гранитами средневогровского комплекса (609–620 млн лет), приуроченные к зоне скупивания на фронте обдуцированных масс террейна. С ними связано редкометалльное и редкоземельное оруденение. В заключительные периоды этапа происходит перестройка структурного плана территории.

Каледонский этап. С позднекембрийского времени западная окраина Сибирского континента выступает как консолидированная платформенная область. В начале палеозойского этапа, породы позднекембрийско–раннекембрийского и средне–позднекембрийского периода, после короткой трансгрессивной стадии накапливались в обширном эпиконтинентальном мелководном море с многочисленными лагунами, из которых происходило интенсивное выпаривание и образовании солей. Красноцветные эвапоритовые формации эвенкийской свиты свидетельствуют о жарком климате.

Ордовикский этап характеризуется структурной перестройкой, обусловленными субдукционными процессами на южной окраине Сибирского крата и за ее пределами [12]. Период выражен обширной эпиконтинентальной трансгрессией, охватившей северо-западные районы Сибирской платформы (в том числе и Вороговскую площадь). Пестроцветные терригенные мелководные осадки формировались в прибрежных условиях в морском бассейне с соленостью, близкой к нормальной. В зоне прибоя накапливались фосфоритовые ракушечники и желваки. В конце этапа режим бассейна изменился – исчезли брахиоподы, образующие фосфоритоносные ракушечники [12].

Накопление силурийских отложений началось после регионального перерыва в мелководном эпиконтинентальном бассейне. К концу периода происходило пульсационное отмирание бассейна, переход от открытых морских фаций к мелководным и засолено-лагунным с брахиоподовыми банками кочумдекской и кулинной свитами.

Герцинская эпоха. В раннем девоне происходит значительное обмеление бассейна, закрытие мелководной предгорной впадины с накоплением пестроцветных пород нимской свиты. К концу этапа открытое море покидает территорию Сибирской платформы [12].

В начале каменноугольного периода район представляет собой унаследованный континентальный мелководный бассейн. Трансгрессивный этап накопления осадков быстро сменился регрессивным, а затем – эмерсивным. Терригенные породы и известняки джалтулинской свиты накапливались в переходной зоне, отделявшей замкнутую впадину от открытого морского бассейна. В средне-, позднекаменноугольный период район входит в плоскую заболоченную впадину, которая наследует раннекаменноугольный бассейн. Углеобразование происходило в условиях жаркого климата в прибрежных лагунах и на низменных равнинах, периодически затоплявшихся опресненными водами озер и болот [12].

В **мезозойский этап**, в триасовый период, в связи с планетарными процессами рифтогенеза, вызвавшего дробление платформы, происходит накопление продуктов (уникального по масштабам) магматизма. Начиная с поздней перми, море покидает пределы платформы и на ее развитие в условиях высокого стояния существенное влияние оказывают процессы рассеянного рифтогенеза. В результате рифтогенеза проявился магматизм, сформировавший крупнейшую структуру платформы – Тунгусскую синеклизу [12]. Радиологический возраст габбродолеритов Вороговского массива кузьмовского комплекса составляет 242 млн лет.

В юрский период мезозойского этапа, в мелких озерно-болотных впадинах накапливались бурые угли и угленосные глины. В дальнейшем при карстообразовании осадки впадин испытывали просадку в карстовые полости и были перекрыты.

В поздне меловой период формируются линейно-площадные коры выветривания, развивающиеся и в палеогеновую стабилизационную стадию. Максимально процесс химического выветривания проявлен вдоль контактов карбонатных пород с образованием карстовых полостей. В этот период по карбонатным (родохрозитовым) марганценосным породам верхнеподъемской подсвиты и железосодержащим известнякам сухореченской свиты, в процессе корообразования формируется основной объем окисных марганцевых и железных руд Порожинско-Михеевского железомарганцевого рудного узла. В конце периода начинается резкий подъем территории.

Подновляется система разрывов северо-западного простирания с образованием горстового поднятия Енисейского кряжа. При воздымании территории усиливается процесс карстообразования, происходит просадка марганцевых руд в полости, эрозия отложений платформенного чехла, фрагмент которого сохранился на площади в бассейне р. Вороговка.

В **альпийскую эпоху**, с начала неогенового этапа, происходит резкое глобальное похолодание, продолжается активное поднятие региона. В конце этапа, в условиях тектонического покоя и умеренного климата, на аллювиальных равнинах, вдоль р. Енисей накапливаются перемытые продукты кор выветривания кирнаевской свиты. В конце плиоцена вновь происходит значительное похолодание и после тектонического оживления, в эоплейстоцен, депрессия вдоль р. Енисей залита обширным мелководным озером, в котором накапливаются мощные глины кочковской свиты. Продолжающийся подъем территории приводит к становлению Енисейского кряжа как современной горной страны. В речных долинах формируются надпойменные террасы. В это время накапливаются основные золотоносные россыпи региона, в том числе и россыпи бассейнов рек Рыбной и Черной. Процесс образования континентальных осадков и россыпеобразования продолжается в настоящее время.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Район расположен в северо-западной части Енисейского кряжа, представляет собой грядово-холмистое, грядово-увалистое низкогорье с характерным ярусным обликом и понижением абсолютных высот к западу. На площади выделяются выработанный рельеф, подразделяющийся на структурный и денудационный, аккумулятивный и техногенный рельеф.

СТРУКТУРНЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурный рельеф включает *миоцен–среднеплиоценовые уступы* (N_1 – N_2^2) отпрепарированных разрывных дислокаций. Для них характерна северо-западная направленность. В междуречье рек Мал. Лебяжьей–Северной наблюдается уступ, протягивающийся от устья руч. Курочкин до истоков р. Мал. Лебяжья, высота уступа составляет 80–100 м, частично переработанная эрозионными процессами поверхность уступа имеет уклон 15–25°. Уступ отделяет олигоцен–миоценовую поверхность выравнивания (ПВ) и денудационные неогеновые склоны от плиоценовой придолинной поверхности. Поверхность структурных уступов расчленена позднеплиоцен–четвертичными врезами речных долин. На основании указанных взаимоотношений возраст поверхностей структурного рельефа принимается как миоцен–среднеплиоценовый.

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

В денудационном рельефе выделяется подгруппа субгоризонтальных поверхностей, подразделяющаяся на реликты позднемеловой–эоценовой, олигоцен–миоценовой ПВ и фрагменты плиоценовой эрозионно-денудационной придолинной ПВ; подгруппа склонов, включающая эоцен–олигоценные склоны островных гор, денудационные неогеновые склоны междолинных пространств и денудационно-эрозионные позднеплиоцен–четвертичные склоны речных долин.

Реликты позднемеловой–эоценовой денудационной ПВ (K_2 – P_2) сохранились на плоских вершинах отдельных гор и хребтов в центральной и юго-восточной части территории. Площадки располагаются на абсолютных отметках 380–610 м. Ширина площадок – 400–900 м, протяженность – до 13 000 м. Площадки перекрыты глыбово-щебнисто-суглинистым элювием. Отложения, коррелятные ПВ сохранились в карстовых депрессиях на нижнем ярусе палеорельефа [171].

Олигоцен–миоценовая ПВ (P_3 – N_1) образует плоские водоразделы на абсолютных отметках 240–350 м. Крупные фрагменты ПВ наблюдаются в северо-восточной части района. Они образуют вытянутые в северо-западном направлении субгоризонтальные площадки длиной – до 18 км, шириной – до 2 км. Площадки перекрыты элювиальными щебнистыми, глыбово-щебнистыми суглинками, часто заболочены. Возраст ПВ близок времени накопления аллювия в палеоген–неогеновом цикле развития речной сети. Фрагменты такой палеосети хорошо сохранились в пределах всего Енисейского кряжа. Сингенетичные аллювиальные осадки представлены олигоцен–миоценовыми отложениями бельской свиты [1].

Плиоценовые эрозионно-денудационные придолинные ПВ (N_2) являются фрагментами рельефа неогеновых палеодолин, включающих как днища, так и пологие борта на абсолютных отметках 160–290 м. Крупные фрагменты придолинной ПВ наблюдаются по правому борту в бассейнах рек Луговой и Черной. Вытянутые до 20 км в северо-западном направлении фрагменты имеют ширину – 5–10 км. Поверхность их перекрыта элювиальными и солифлюкционными образованиями, расчленена позднеплиоцен–четвертичными эрозионными врезами. Приуроченность фрагментов к бортам современных долин говорит об унаследованном развитии речной сети. В западной части площади под озерными отложениями обнаружены аллювиальные осадки миоцен–плиоценовой речной сети (кирнаевская свита).

Склоны островных гор (P_2-P_3) возвышаются над олигоцен–миоценовой ПВ в виде изометричных денудационных останцов и вытянутых гряд с абсолютными отметками менее 610 м и крутизной склонов – 20–30°. Поверхности склонов перекрыты десерпционными, солифлюкционными, реже – коллювиальными образованиями. Формирование склонов началось в эпоху становления позднемеловой–эоценовой ПВ, а к началу возникновения олигоцен–миоценовой ПВ склоны островных гор перешли в реликтовое состояние. Островные горы и венчающие их субгоризонтальные поверхности образуют первый ярус палеорельефа.

Склоны междолинных пространств (N) вместе с олигоцен–миоценовой ПВ образуют второй ярус палеорельефа. Абсолютные высоты склонов – менее 400 м. Поверхность склонов образует грядово-увалистый рельеф крутизной 8–15° с преимущественным развитием солифлюкционных образований.

Денудационно-эрозионные склоны речных долин (N_2^3-Q) сформировались в результате начавшегося в конце плиоцена регионального воздымания района, сопровождавшегося интенсивной глубинной эрозией. Тогда же возник современный рисунок речной сети. Глубина эрозионного вреза долин в бассейнах рек Вороговка, Кутукаса достигает 150–200 м. Продольные профили водотоков не выработанные с многочисленными перекатами, поперечные профили симметричные V-образные, крутизна склонов – 10–35°. Для склонов характерны скальные выступы и обрывы.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный рельеф представлен поверхностями террас, делювиально-солифлюкционных равнин и озерной аккумуляции.

Поверхности террас (Q_{III-N}) объединяют пойму и три надпойменных террасы. Пойма и первая надпойменная терраса являются аккумулятивными, вторая и третья – эрозионно-аккумулятивными. Пойма прослеживается по всем основным водотокам, наиболее широкие участки наблюдаются в долинах рек Вороговка, Бол. Лебяжья, Рыбная, Луговая, Северная, Кутукаса. В долинах наблюдаются участки с хорошо развитой поймой и промежутки с V-образным поперечным профилем, где отсутствуют аллювиальные накопления. Высота поймы – 0,5–1,5 м, ширина достигает 1 км. Расширенные участки поймы, как правило, приурочены к полям развития терригенно-карбонатных пород. Поверхность поймы здесь заболочена с многочисленными старицами, русло меандрирует. Первая надпойменная терраса имеет высоту 4–8 м, ширина отдельных фрагментов достигает 1 км, протяженность – до 4,5 км. Уступы фрагментов первой террасы в долинах малых рек (рр. Курочкина, Мал. Северная) выположены, в долинах крупных рек – крутые, обрывистые. Фрагменты второй террасы отмечаются в долинах рек Вороговки, Кутукаса, Северной и Бол. Лебяжьей. Высота террасы – 10–14 м, ширина фрагментов – до 800 м, протяженность – до 2 км. Поверхность террасы имеет уклон 3–5° в сторону русла, перекрыта склоновыми образованиями. Фрагменты третьей террасы выявлены только в долинах рек Вороговка, Бол. Лебяжья и Кутукаса, высота террасы – 18–26 м, ширина, как правило, – 100–200 м. Лишь в долине р. Вороговка ниже устья р. Рыбная ширина фрагмента террасы достигает 800 м, протяженность – 1 400 м, высота обрывистого уступа – 24 м. Поверхность фрагмента террасы перекрыта склоновыми образованиями, заболочена.

Поверхности делювиально-солифлюкционных равнин (Q) приурочены к выположенным истокам и подножьям склонов водотоков, низким седловинам водоразделов. Они имеют уклон 2–8°, заболочены, обычны солифлюкционные натечные террасы с выпуклым уступом высотой не более 1 м. Формирование поверхности началось с начала становления современных долин и продолжается по настоящее время.

Поверхности озерной аккумуляции эоплейстоценовых палеобассейнов (Q_E) выделены на западе площади. Они образуют слабонаклонную (2–6°) пологоволнистую поверхность, абсолютные отметки которой 280–300 м на северо-востоке палеобассейна и 200–230 м – на юго-западе. Поверхности переувлажнены, покрыты густой темнохвойной растительностью. На геоморфологической схеме палеобассейны объединены и показаны одним эоплейстоценовым бассейном. Возраст поверхности соответствует возрасту перекрывающих поверхность покровных осадков кочковской свиты.

ТЕХНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Техногенный рельеф представлен отвалами в бассейнах рек Курочкиной и Луговой, образованными старательской разработкой россыпей. Сформированы валообразные, холмистые мик-

роформы перемытого аллювия и щебня коренных пород высотой до 10 м, перемежающиеся с котлованами глубиной до 5 м.

Карстовые формы рельефа представлены воронками провального типа, блюдцеобразными понижениями, западинами, депрессиями, суходолами. Наиболее распространены мелкие воронки конусообразной и блюдцеобразной формы диаметром от 5–15 до 20–30, редко – до 60 м. Глубина воронок – от 0,5–1,5 до 3–6 м, редко – до 30 м. Блюдцеобразные воронки с пологими склонами и плоским дном заполнены жирным суглинком с обломками карбонатных пород. Конусообразные воронки имеют крутые склоны и выполнены суглинками с большим количеством щебня и глыб карбонатных пород. Все карстовые воронки хорошо выражены в рельефе. Располагаются они в верхней части пологих склонов и в придолинных участках водоразделов. Крупные воронки диаметром до 60 м тесно связаны со структурно-тектоническими склонами, а так же контактами карбонатных пород с другими породами. Широко распространены карстовые воронки в долинах рек Рыбная, Луговая, Бол. и Мал. Лебяжья. Все они выполнены аллювиальными отложениями большой мощности. По характеру разреза пойменного аллювия в долине руч. Ветвистого можно говорить о просадке накапливаемого материала. Следовательно, формирование воронок происходит и в настоящее время. Промышленно золотоносным в данном разрезе является самый верхний слой руслового аллювия над относительно недавно образовавшимся псевдоплотиком, ниже которого в аллювии отмечаются единичные знаки. Данное обстоятельство указывает на то, что до формирования ложного плотика золото накапливалось на дне карстовых воронок и западин, возможно, в значительных концентрациях. Карстовые депрессии в рельефе практически не выражены, выявлены при проведении поисковых работ на марганец в западной части территории. Крупная депрессионная структура выявлена вдоль контакта доломитов и туфогенно-терригенных отложений подъемской свиты. Эта депрессия протягивается от р. Вороговка на севере до р. Мутнина на юге, максимальная выявленная глубина достигает 146 м [171]. В составе депрессии установлены остаточные коры выветривания по туфогенно-терригенным породам, перспективной на марганец крутопадающей продуктивной пачки. Характерной формой карстового рельефа являются суходола. Так в долине руч. Сев. Сквозной в его верхнем течении наблюдаются безводные участки, большинство левых притоков ручья не имеют постоянного водотока, русла их завалены обломками, глыбами и слабоокатанными гальками карбонатных пород. Водоток на суходольных участках долин появляется только во время паводков.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Начиная, по меньшей мере с юры, на кряже устанавливается континентальный режим развития. О существовании континентального режима в районе свидетельствует наличие на западе площади мезозойских континентальных отложений, залегающих в карстовых депрессиях, а так же мел-палеогеновых кор выветривания. Выделены четыре этапа формирования рельефа.

В **первый этап** (мезозойско-эоценовый) сформировалась пологоволнистая поверхность с развитой мощной корой выветривания. Реки имели выработанный продольный профиль, заложение их контролировалось структурно-литологическими особенностями. Основным направлением стока являлось северо-западное и субмеридиональное. Долины рек вырабатывались в карбонатных и высокотрещиноватых породах, размывая лишь верхние горизонты коры выветривания. Продукты размыва сносились и переотлагались в различного рода понижения, карстовые депрессии. В настоящее время эти понижения почти не выражены в рельефе и были выявлены при проведении поисковых работ на марганец.

Во **второй этап**, с начала эоцена, площадь была вовлечена в очередной цикл тектонической активности (неотектонический), выразившейся в сводово-купольном поднятии региона. С этого времени происходит расчленение денудационной поверхности выравнивания, размыв и переотложение продуктов коры выветривания, в заложившиеся палеодолины, карстовые полости. В этот же этап формируется олигоцен-миоценовая поверхность выравнивания основных водораздельных пространств. В палеодолинах накапливаются аллювиальные осадки кирнаевской свиты.

Третий этап (конец плиоцена) характеризуется значительным усилением положительных движений. Регион испытывает блоково-глыбовое поднятие, приведшее к возникновению зон трещиноватости и заложению по ним водотоков преимущественно субширотного, субмеридионального и северо-восточного направлений. Речная сеть испытала значительную перестройку. На западе площади вертикальные положительные движения характеризуются меньшей интенсивностью. Здесь возникает крупный водоем, где накапливаются озерные осадки. Река Север-

ная, в среднем течении, меняет направление течения с северо-западного на южное, приспособившись к границе относительно опущенного западного блока.

В **четвертом этапе** – в неоплейстоцене эрозионная деятельность водотоков еще более усиливается, происходит дальнейшее расчленение территории, в том числе поверхности эоплейстоценового бассейна, с образованием эрозионных склонов современных долин, надпойменных террас, накоплением аллювиальных отложений.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа Р-46-XXV к настоящему времени выявлено 14 месторождений полезных ископаемых, 31 проявление, 59 пунктов минерализации, 6 шлиховых ореолов (ШО), 30 шлиховых потоков (ШП), 5 первичных литохимических ореолов (ПГХО), 75 вторичных литохимических ореолов (ВГХО), 5 перспективных геофизических аномалий (ГФА) и 1 гидрогеохимический ореол (ГГХО). Основными полезными ископаемыми площади являются золото и марганец.

Золото представлено малыми россыпными месторождениями (большей частью отработанными), рядом россыпных проявлений и несколькими коренными. Им сопутствуют многочисленные пункты минерализации, ВГХО, ПГХО, ВГХП, шлиховые ореолы и потоки золота, преимущественно недоизученные. Большая часть этих объектов сосредоточена в Вороговском золоторудно-россыпном районе.

Руды марганца (часто с попутным железом) образуют цепь из нескольких протяженных проявлений в сопровождении пунктов минерализации. Они входят в контур Порожинского марганцеворудного района, большая часть которого находится западнее, на листе Р-45-XXX.

Кроме того, на площади есть редкие проявления урана (в северо-западном замыкании Верхне-Вороговского урановорудного района), единичные проявления меди и цинка, талька, каменных и бурых углей, пункты минерализации железа, титана, меди (иногда с цинком), свинца (часто с цинком), никеля и кобальта, молибдена, ниобия (иногда с танталом или редкими землями), циркония, барита, фосфоритов, а также драгоценных камней (алмазов, рубинов и сапфиров) в виде единичных зерен в шлихах. Имеются шлиховые ореолы и потоки касситерита, халькопирита, молибденита, фергусонита, шлихи с галенитом. В горных породах зафиксированы ПГХО и точечные литохимические аномалии титана, меди, свинца, цинка, кобальта, никеля, олова, бериллия, ниобия, тантала, лития, мышьяка, серебра, висмута, урана. В рыхлых склоновых и аллювиальных отложениях оконтурены ВГХО и ВГХП марганца, меди, свинца, серебра, ниобия, бериллия, урана и фосфора. Большинство этих объектов изучено слабо.

Многие горные породы площади могут быть использованы в качестве строительных материалов, а иногда огнеупоров, флюсов, химического сырья, подземные пресные воды – для питьевого водоснабжения. Однако, в связи с удаленностью площади от мест хозяйственной деятельности, поиски и разведка общераспространенных полезных ископаемых и подземных вод здесь не проводились.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

Проявление каменных углей (II-3-41) обнаружено на левом берегу р. Вороговки, в 4,5 км выше устья р. Рыбной. Среди углистых аргиллитов анакитской свиты карбона, подверженных контактовому воздействию со стороны траппов, расчисткой вскрыты два сближенных прослоя каменного угля мощностью 0,1 и 0,25 м с пологим (10°) восточным падением. Угли черные, преимущественно фюзеновые, соответствуют по метаморфизму антрацитам [18, 181].

УГОЛЬ БУРЫЙ

Проявление бурых углей (III-1-2) расположено на правобережье р. Михеева. Скважиной [135] в карстовой западине под углистыми глинами в интервале 6,0–24,0 м (до забоя) вскрыты

горизонтально и наклонно залегающие бурые угли с реликтами растительного детрита. Качество углей не изучалось. Возраст углей по спорово-пыльцевому комплексу определен как среднеюрский [119]. Размеры карстовой западины не более 100×50 м, глубина неизвестна.

ТОРФ

На участках развития паллюстрия известны также маломощные (до 0,4 м) пропластки торфа, которые практического значения иметь не могут.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Черные металлы представлены рядом проявлений и пунктов минерализации железных, марганцевых и железомарганцевых руд, а также пунктами минерализации титана и железа.

ЖЕЛЕЗО

На площади известны 4 проявления и 11 пунктов минерализации железа, а также 4 геофизических (магнитных) площадных аномалии над выходами пород с заметным содержанием магнетита. Кроме того, есть комплексные проявления и пункты минерализации (с марганцем или титаном). Железорудные объекты относятся к трем генетическим типам: метаморфогенному, хемогенно-осадочному и выветривания. Более изучены проявления в корах выветривания, сложенные рудами бурожеlezняковой формации, развитыми как обособленно, так и в ассоциации с рудами формации марганценосных кор выветривания (раздел «Марганец, железо»). Они обнаружены при опoисковании на марганец Порожинского рудного района, охватывающего западную часть листа [160, 161, 171].

Собственно бурожеlezняковые проявления локализованы в площадных остаточных продуктах выветривания слабoжеlezистых доломитов подъемской свиты или глинистых известняков сухореченской свиты, иногда же в линейной коре по туффитам нижней пачки верхнеподъемской подсвиты. Все они (4 проявления) характеризуются малыми масштабами и низким средним содержанием железа – 27–33 % при бортовом содержании 20 %.

Типическим является *проявление Мутнинское* (III-1-5), расположенное на водоразделе рр. Михеева и Мутнина. Оно опoисковано двумя профилями (через 2 км) скважин с шагом 25–200 м [171]. Состоит из двух субпараллельных рудных залежей (в 600 м одна от другой) северо-западного простирания.

Западная залежь локализована в коре выветривания по нижней туффитовой пачке верхнеподъемской подсвиты. Она пересечена тремя скважинами (через 25 м) одного профиля и включает два приповерхностных (до 40 м) слабонаклонных (от 0 до 35°) кулисных рудных тела шириной по 25 м при мощности от 1 до 6 м (средняя – 3 м). Руды залежи землисто-кусковые в соотношении 1:1, землистая масса имеет глинисто-лимонит-гидрогетитовый состав, а кусковая (в виде скорлуповатых корок и конкреций) гетит-гидрогетитовый. Есть незначительная примесь псиломелана. Содержание железа в рудах меняется от 20,2 до 34,4 % (среднее – 27 %), содержание марганца – от 0,9 до 1,5 %. Средний объемный вес сухих железных окисных руд – 2,13 т/м³ [119]. Длина залежи условно принята 1 км (хотя по правилам интерполяции может достигать 2 км), авторские ресурсы железных руд кат. P₁ составили 0,6 млн т [168].

Восточная залежь Мутнинского проявления пересечена одиночными скважинами двух смежных (через 2 км) буровых профилей. Она залегает субгоризонтально под склоновыми отложениями мощностью от 1,7 до 11,6 м и сложена землистыми рудами, развитыми в коре выветривания по доломитам нижнеподъемской подсвиты. В скважине южного профиля мощность залежи составляет 11,4 м (до глубины 23 м) при среднем содержании железа – 31,0 % и ширине – 40 м; в скважине северного профиля мощность залежи невелика (1,7 м) при содержании железа – 25,1 % и ширине – до 100 м. Средняя мощность залежи принята равной 4,4 м, ширина – 70 м, содержание железа – 30,2 % (при содержании марганца – 0,6–1,3 %). Длина залежи может достигать 4 км, ресурсы ее не были учтены [168] как не соответствующие кат. P₁.

Площадное развитие бурых железняков установлено [171] на водоразделе рр. Вороговки и Михеева и выделено [179] как *Восточно-Михеевское проявление* (III-1-1). Плащеобразная залежь размерами (600–1 200)×4 000 м и мощностью от 1,2 до 4,5 м (средняя – 2,1 м) пересечена скважинами двух профилей (через 2 км) на глубинах – 2,0–15,5 м. Она локализована в площад-

ной маломощной (до 45 м) коре выветривания, развитой по глинистым известнякам сухореченской свиты и доломитам нижнеподъемской подсвиты. Руды землистые глинисто-лимонитовые, содержание в них железа меняется от 19,7 до 31,7 % (среднее – 26,7 %) при содержании марганца – 1,0–5,7 %. В контуре залежи вычленены два узких (по 200 м) рудных тела длиной – до 2 км, авторские ресурсы которых составили 3,7 млн т по кат. Р₁ [168].

Проявления Западно-Хребтовое (II-1-4) и Безымянное (IV-1-4) подобны Восточно-Михеевскому, отличаясь меньшими линейными параметрами при большем среднем содержании железа (31 и 33 % соответственно). Первое локализовано в коре выветривания по пачке доломитов в верхах верхнеподъемской подсвиты и перекрыто песками кирнаевской свиты и глинами кочковской свиты совокупной мощностью 18–30 м [158, 176]; ресурсы его не оценивались. Второе развито в коре выветривания по доломитам нижнеподъемской подсвиты, является близповерхностным (мощность вскрышных суглинков – 1,5–4,3 м) и может оказаться протяженным (более 4 км) [168, 176]. Авторские ресурсы Безымянного проявления кат. Р₁ явно занижены (0,08 млн т) [168].

В пределах Порожинского железомарганцевого рудного района выявлены еще *пункты подобной минерализации* (II-1-8; IV-1-2, 3), локализованные в корах выветривания по породам подъемской свиты. Они вскрыты единичными скважинами и характеризуются малыми мощностями (0,5–3,0 м) при содержании железа – от 21 до 32 % и незначительной примеси марганца (0,4–1,3 %).

В западной половине площади известно несколько пунктов минерализации железа осадочного генезиса. *Пункт минерализации* (II-2-10) вскрыт шурфами [126] и представлен маломощными (1–8 м) линзовидными прослоями сидеритсодержащих (до 20 % железа) доломитов (затронутых лимонитизацией) в разрезе листовинской толщи [176]. *Пункт минерализации* (III-1-7) вскрыт единичной скважиной [171] в основании кирнаевской свиты [176] и представлен приповерхностным слоем (мощностью 0,6 м) глинистых песчаников с обильным лимонитовым цементом при содержании железа – 22,5 %. *Пункты минерализации* (IV-1-11; IV-2-12) обнаружены маршрутами [129] в низах лебяжинской свиты и представлены выходами кремнистых доломитов с включениями (7–9 %) гематитовых конкреций, содержащих до 72 % железа.

Во многих магматических и метаморфизованных породах площади развита вкрапленная магнетитовая минерализация: в серпентинитах, пропилитизированных сланцах свит хребта Карпинского, горбилонской, удерейской (в средней подсвите), конкинской (в верхней пачке), хариузихинской толщи. Обычно количество магнетита в этих породах находится в пределах 0,5–2 %. Ареалам развития такой вкрапленности соответствуют положительные аэроаномалии магнитного поля интенсивностью 100–1 000 нТл. Иногда среди этих сланцев встречены линзы (мощностью 1–40 м) с более высоким содержанием магнетита (до 7–10 %) вплоть до пропластков (0,1 м) магнетитовых «кварцитов» (с содержанием железа – до 48 %), отнесенные к *пунктам минерализации* железа (II-3-37; III-3-6, 10; IV-1-7). В верхних дифференциатах Вороговского тела траппов, представленных феррогаббро, установлена вкрапленность титаномагнетита (до 20 %), локализованная в двух пунктах минерализации (см. «Титан, железо»).

На КПИ выделено несколько аэромагнитных аномалий, соответствующих участкам заметного развития магнетита в сланцах. Четыре *ГФА* (II-3-33, 35; III-3-1, 8) расположены в центральной части площади, над ореолами пропилитизации по кристаллическим сланцам свиты хребта Карпинского. Наиболее же обширная (площадью 35 км²) и интенсивная аномалия (до 4 000 нТл) оконтурена в бассейне правых притоков рр. Мал. Лебяжьей и Луговой (*ГФА* I-3-4) над полем развития доломитов нижней части лебяжинской свиты. Судя по обрамлению выходов этой свиты, она залегает на карбонатно-сланцевых породах нижеиончихинской подтолщи и полевошпат-кварц-серицит-хлоритовых сланцах верхней пачки конкинской свиты, среди которых встречаются магнетитсодержащие разности. Мощность доломитов, перекрывающих магнетитсодержащие сланцы, оценивается здесь в 100–200 м. Соответственно, интенсивность магнетитового оруденения в подстилающих сланцах должна быть весьма значительной, чтобы сформировать столь масштабную аномалию над доломитовым экраном.

МАРГАНЕЦ

На площади известны 2 проявления и 3 пункта минерализации марганца, 2 ВГХО и 1 ВГХП, а также комплексные проявления и пункты минерализации (с железом). Все проявления и пункты минерализации (за одним исключением) образуют протяженную (более 60 км) цепь вдоль западной рамки площади. Размещение этих объектов контролируется выходом на поверхность продуктивной туффитовой пачки верхнеподъемской подсвиты, содержащей спорадическую послойную вкрапленность карбонатов марганца (вплоть до образования карбонатных

руд вулканогенно-кремнистой марганценовой формации), а также сидерита и фторопатита. Вдоль контакта туффилов с подстилающими доломитами нижнеподъемской подсвиты практически повсеместно развита линейная кора выветривания, в которой сформированы окисные руды формации марганценовых кор выветривания с прослоями бурожелезняковых руд и некоторой примесью фосфора. Глубина развития линейных кор меняется от 50 до 150 м, определяя предел развития окисных рудных линз. Масштаб проявлений по разным оценкам варьирует от малого до среднего.

Наиболее значительным объектом собственно марганцевых руд является *проявление Центральное* (II-1-5), расположенное в междуречье Вороговки и правого нижнего притока р. Северной и выходящее на площадь листа Р-46-XXV своей восточной половиной. Оно опойсывалось трижды [135, 158, 162] и в пределах площади, в субширотной полосе размерами 3×(1,5–2) км, разбурено по сети 800×100 м (со сгущениями). Специфической особенностью восточной части проявления является очень пологое (5–10°) северное падение рудоносной туффиловой пачки, осложненное несколькими слабо выраженными субширотными складками шириной 100–400 м (рис. 9, разрез III–III). Туффиты большей частью преобразованы в глинистую площадную кору выветривания, внутри которой локализовано 5 разобленных (в плане) пластово-линзовидных залежей окисных марганцевых руд, тяготеющих к субширотным синклиналям. Некоторые из них выходят на эрозионный срез или под чехол террасовых аллювиальных отложений мощностью до 20 м, прочие оконтурены на глубинах 12–80 м от земной поверхности.

Залежи имеют мощность от 1 до 20 м и состоят из 1–3 сближенных (через 2–6 м) субпараллельных рудных тел мощностью от 0,7 до 7,7 м. Ширина рудных залежей составляет 100–400 м при длине от 500 до 2 000 м. Совокупная длина по разным оценкам может достигать 5,5 км [119] или 7,5 км [162]. Средняя совокупная мощность рудных тел в разрезах залежей оценивается в 2,8 м [179]. Эти тела сохраняют форму первично омарганцованных пластов, но сложены окисными минералами марганца (псиломелан, пиролюзит, в меньшей степени – манганит, вернадит, тодорокит, рансерит, бернессит, гаусманит) и железа (гидрогетит, гетит, гематит) с примесью реликтового апатита. Содержание в них марганца меняется от тела к телу в пределах 13,0–33,5 % (среднее для проявления – 17,5 %), содержание железа – от 2,9 до 13,1 % (среднее – 8 %), содержание фосфора – от 0,07 до 2,85 % (среднее – 0,70 %).

По текстурным особенностям окисные руды являются желваково-кусково-землистыми, причем желваки имеют пиролюзитовый или гетит-пиролюзитовый состав, а куски являются породными (преимущественно фтанитовыми, оглиненными и омарганцованными с поверхности) или тоже рудными (скорлуповатые корки, фрагменты прожилков того же состава); землистый агрегат обычно имеет гидрогетит-псиломелан-глинистый состав. Преимущественное развитие среди окисных руд Центрального проявления имеют бедные (до 20 % марганца) маложелезистые (менее 10 % железа) фосфористые (более 0,3 % фосфора) разновидности. Средний объемный вес этих руд (в сухом состоянии) составляет 1,65 т/м³.

Ресурсы Центрального проявления оценены по кат. Р₁. По первоначальной (авторской) оценке они составили 9,3 млн т [159]; в апробированном ВИМСом варианте (с формализованным ограничением рудных тел, более подходящим для разведочной стадии) они уменьшены до 4,618 млн т [116]. При этом на охарактеризованную восточную половину проявления приходится около половины этих ресурсов (2,3 млн т).

В 2 км к юго-востоку от Центрального проявления, на водоразделе левых притоков р. Вороговки, расположено *Гаревое проявление* марганцевых руд (II-1-9). При общих поисках [135] здесь были обнаружены пункты минерализации марганца, а в ходе профильного разбуривания Михеевско-Мутнинского участка [171] вскрыта мощная (до 150 м) кора выветривания по туффилам и доломитам, в которой выявлены 4 маломощных (0,8–2,0 м) субпараллельных пластообразных тел окисных руд с содержанием марганца – от 8,7 до 28,4 %. По падению эти тела прослежены до глубин 50–90 м. Два тела с кондиционными мощностями и содержаниями были произвольно увязаны с основными рудными телами Михеевско-Мутнинского участка и учтены в его ресурсах [116, 168]. При ГДП-200 [179] все рудные тела, выявленные на указанном водоразделе, переувязаны в единую залежь юго-западного падения (под углами 10–30°) под названием Гаревое проявление. Длина этой залежи по простиранию может достигать 3 км при длине по падению – 100–200 м. Средняя совокупная мощность кондиционных рудных тел составляет 2,2 м, среднее содержание марганца – 20,1 % при содержании железа – около 9 % и фосфора – 0,65 %.

Известные *пункты минерализации* марганца имеют незначительные параметры окисного оруденения. Два из них (I-1-8; III-1-4) локализованы в корах выветривания по туффилам верхнеподъемской подсвиты и один (I-2-13) в коре выветривания по мраморам рязановской свиты раннего протерозоя, в обрамлении ВГХО марганца (I-2-11).

На северо-востоке площади, в поле развития карбонатных пород кембрия в ходе донного опробования выявлен ряд проб и единичные ВГХП (I-3-1) и ВГХО (I-3-3) марганца с содержанием – 0,2–1 %.

Значительные тела марганцевых руд развиты также в пределах комплексных железомарганцевых проявлений (раздел «Марганец, железо»).

МАРГАНЕЦ, ЖЕЛЕЗО

Комплексные железо-марганцевые объекты представлены 3 проявлениями и 2 пунктами минерализации.

Наиболее значительное и многообразное *Михеевское проявление* железомарганцевых руд (П-1-10) расположено в междуречье Вороговки и Михеева, занимая площадь более 11 км² (8×(1–2 км)). При опробовании его рудные тела включались в контур более обширного Михеевско-Мутнинского «участка» [171]; в ходе ГДП-200 строение этого участка было уточнено [179] и в его пределах выделен ряд самостоятельных проявлений марганца (Гаревое), марганца и железа (Михеевское), железа (Мутнинское, Восточно-Михеевское). Михеевское проявление опробовано редкой сетью скважин (2 000×(50–200) м) глубиной от 3 до 237 м [171] и частично 2 линиями скважин глубиной от 5 до 412 м [135]. 11 скважин пересекли марганцеворудные тела, 7 – бурожелезняковые. При ГДП-200 установлено, что общее юго-западное падение пород рудовмещающей подъемской свиты осложнено в центре проявления продольной синклиналью и нарушено тремя продольными пострудными взбросами с амплитудами вертикального перемещения 150–250 м, что обусловило тектоническую фрагментацию продуктивного горизонта туффитов и образование 5 разобщенных марганцеворудных залежей (в том числе 2 слепых) и 2 бурожелезняковых [179].

Слепые залежи развиты на северо-западном фланге проявления, на значительных глубинах (от 88 до 189 м), и сложены рудами первичной вулканогенно-кремнистой марганценосной формации в составе нижней туффитовой пачки верхнеподъемской подсвиты. Рудными телами являются пласты или совокупность сближенных (через 1–2 м) пластов туфоалевролитов мощностью от 1,6 до 5,2 м, в которых есть примесь (более 10 %) карбонатных минералов марганца (преимущественно родохрозит, подчиненно манганодоломит, манганосидерит, манганокальцит) в виде вкрапленно-полосчатых ооидных стяжений размером – от 0,3 до 1,5 мм. Содержание марганца в рудных телах невелико (12,1–13,9 %), примесь железа незначительна (от 3,3 до 8,2 %), примесь фосфора (в виде фторапатита) колеблется широко – от 0,1 до 4 %. Объемный вес сухих первичных карбонатных руд меняется в небольших пределах – 1,9–2,25 т/м³ (средний – 2,1 т/м³).

Слепая залежь, вскрытая скважиной № 22 на правобережье р. Вороговки [135] в интервале глубин 88,0–135,0 м, состоит из 3 субпараллельных рудных тел совокупной скважинной мощностью 7,9 м, предположительно выходит по восстанию (под углом 25° к горизонту) под террасовые аллювиальные отложения, а по падению ограничена взбросом. Ее средняя длина по падению (в интервале глубин 10–150 м) – около 270 м, а протяженность может превысить 1,5 км.

Вторая слепая залежь вскрыта скважиной № 40 профиля 360 [171] в 3 км юго-восточнее, в долине левого притока р. Вороговки (рис. 9, разрез IV–IV). Она представлена единственным рудным телом (интервал 183,8–189,0 м, мощность 5,2 м), которое по восстанию (под углом около 10°) сменяется через 470 м, в зоне гипергенеза, серией субпараллельных маломощных (0,3–2,1 м) тел окисных руд (в интервале глубин 97–126 м по скважине № 1) с содержанием марганца – 8,6–11,9 %. По падению и простираанию эта залежь не оконтурена. Ее линейные параметры могут быть значительными: длина по падению – более 450 м (в интервале глубин 150–220 м), длина по простираанию – более 3 км.

Три залежи окисных марганцевых руд пересечены единичными скважинами в тектонических блоках центральной части проявления. Общей их особенностью является приуроченность к эрозионным останцам продуктивной туффитовой пачки, замещенным глинистыми корами выветривания. Глубина развития кор достигает 50–160 м, марганцеворудные тела выявлены в интервале глубин 8–50 м. Их минеральный состав подобен составу окисных руд вышеописанного Центрального проявления марганца при большей роли гетита и гидрогетита. Содержание марганца колеблется от 8 до 28,4 %, железа – 4–19 %, фосфора – 0,05–0,75 % (среднее – 0,6 %). Объемный вес сухих руд близок к 1,65 т/м³. Две залежи (восточная и западная) состоят из двух субпараллельных сближенных рудных тел с совокупной мощностью по 7 м, длиной по падению (на юго-запад под углами 30–35°) – 100–150 м при длине по простираанию – до 2–2,5 км. Третья залежь вскрыта скважиной № 19 [135] в северном замыкании центральной синклинали, кулисно по отношению к первой и второй залежам. Она состоит из единичного рудного тела мощно-

стью 3 м (в интервале 11,3–14,3 м) и содержит 26 % марганца и 7,4 % железа. Это тело не было учтено при последней оценке проявления [119], хотя его длина по периметру ядра синклинали может достигать 1,5–2 км – до фациального перехода в железные руды.

Помимо охарактеризованных залежей в южной части проявления вскрыты 3 залежи некондиционных (по содержанию или мощности) марганцевых руд. Совокупная длина марганцеворудных залежей окисных руд в пределах Михеевского проявления может составить от 8,5 до 11,5 км, в том числе кондиционных по мощности и содержанию марганца 5,5–6,5 км [179].

Бурожелезняковые залежи развиты в южной части Михеевского проявления, замещая окисные руды марганца по простиранию или ассоциируя с ними. Более масштабная залежь бурожелезняковых руд локализована в крыльях центральной синклинали, в корах выветривания по той же туффиновой пачке, распространяясь от эрозионной поверхности с высотными отметками +160+200 м до горизонта +90 м. Ниже этой глубины железоруденение в корах резко разубоживается и расщепляется на ряд маломощных линз. Руды землисто-кусковые (в соотношении 1:1), землистая масса имеет глинисто-лимонит-гидрогетитовый состав, кусковая (в виде скорлуповатых корок и конкреций) – гетит-гидрогетитовый. В небольшом количестве присутствует псиломелан.

Внутреннее строение залежи сложное, с резкими вариациями параметров слагающих ее рудных тел. Две мощные линзы бурых железняков пересечены скважиной № 30 профиля 340 (в интервалах 32,6–54,8 и 62,4–76,7 м) в восточном крыле синклинали. Совокупная скважинная мощность линз 36,5 м, среднее содержание железа – 44,4 % при незначительном содержании марганца (2,5–4,7 %). Длина линз по падению (под углом 30°) может достигать 100 м, далее они выклиниваются до маломощных (0,4–2,0 м) и слабооруденелых (12–16 % железа) пропластков. В этом же профиле, на западном крыле синклинали, линза бурых железняков пересечена скважиной № 22 в интервале 12,0–17,0 м (железо – 36,7 %, марганец – 1,1 %). Она прослежена по простиранию на 2 км к юго-востоку, где скважиной № 20 профиля 320 пересечены пропластки железных руд в интервалах 2,6–3,9 и 6,0–7,0 м с совокупной мощностью 2,3 м, содержанием железа – 19,3–25 % и марганца – 2–5 %. Оруденение восточного крыла в этом профиле срезано разломом. В 2 км к северо-западу от профиля 340 железные руды той же залежи вскрыты в ядре синклинали скважиной № 8 профиля 360 в интервалах 6,0–9,0 и 12,0–13 м (совокупная мощность 4,0 м, содержание железа – 46,6–52,1 %, марганца – около 1 %). Общая протяженность железорудной залежи в этой синклинали (с переходом из крыла в крыло) может превысить 8 км при длине по падению 100–150 м. Совокупная мощность рудных тел, входящих в залежь, меняется от 2,3 до 30 м (средняя – 10,3 м) при среднем содержании железа – 42,1 %.

Вторая бурожелезняковая залежь локализована в 200 м западнее оруденелой синклинали. Она сопряжена с западной залежью окисных марганцевых руд, надстраивая ее по разрезу коры: скважиной № 26 профиля 340 в интервале 27,5–34,0 м пересечены железные руды (23,7 % железа и 8,7 % марганца), а в интервалах 37,0–42,0 и 43,6–45,2 м – марганцевые руды (13,8 и 16,3 % марганца соответственно при 18,7 и 12,5 % железа). В 2 км юго-восточнее (в профиле 320) эта же залежь сложена несколькими субпараллельными телами исключительно бурожелезняковых руд в диапазоне глубин 0,7–54,8 м. Протяженность второй залежи может достигать 4 км при длине по падению 100–200 м, средней совокупной мощности рудных тел 11 м и среднем содержании железа – 28,5 % [179].

Ресурсы марганцевых и железных руд Михеевского проявления оценены по кат. Р₁. При этом первоначальная (авторская) оценка [168] не учитывала карбонатные руды марганца (как убогие и глубокозалегающие) и составила 3,15 млн т окисных марганцевых руд (вместе с телами Гаревского проявления) и 5,7 млн т железных руд (вместе с телами Восточно-Михеевского проявления и без учета железных руд комплексной западной залежи). В результате последней оценки [116] апробированные ресурсы окисных марганцевых руд уменьшены до 0,55 млн т, но учтены ресурсы карбонатных руд марганца, составившие 4,1 млн т, что в совокупности соответствует среднемасштабному месторождению.

Хребтовое проявление железомарганцевых руд (II-1-2) вытянуто субмеридионально по правобережью р. Северной в ее нижнем течении. Оно опойсковано скважинами по сети (650–1 000)×(50–100) м на протяжении 12 км [161]. В апотуффиновой линейной коре выветривания выявлены две последовательные залежи марганцевых руд, а восточнее них, в коре по доломитам – залежь бурых железняков. На эрозионный срез эти залежи не выходят, будучи перекрыты четвертичными отложениями (суглинки со щебнем) мощностью от 5 до 100 м и, отчасти, галечно-гравийно-песчаными отложениями кирнаевской свиты неогена мощностью до 50 м.

Основная залежь марганцевых руд длиной 8 км состоит из нескольких сближенных субпараллельных рудных тел (от 1 до 4) скважинной мощностью 0,7–6,3 м. Их прослеженная длина по падению меняется от 50 до 250 м (средняя – 100 м), вертикальный диапазон оруденения пре-

вышает 140 м, варьируя между горизонтами +205 и +65 м. Общее падение залежи западное под углами 30–60°, по восстанию оно иногда выполаживается вплоть до обратного, восточного падения под углами 2–20°, что обусловлено развитием карстовых просадок в подстилающих доломитах. Руды в этих просадках имеют брекчиевый облик, являясь паттумами (продуктами обрушения со сводов карстовых пещер). Содержание марганца в паттумах обычно ниже на 5–10 %, чем в псевдоморфных окисных рудах.

В 1,5 км от южного фланга основной залежи обнаружено короткое (до 800 м) рудное тело скважинной мощностью 2 м. Наиболее вероятно, что в промежутке между залежами руды пропущены бурением, так как падение пород южного фланга крутое, около 60° на запад.

Содержание марганца в рудных интервалах варьирует в пределах 12,3–26,0 % (среднее – 17,25 %) при содержании железа – 4,0–19,0 % (среднее – 7,1 %) и фосфора – 0,18–0,59 % (среднее – 0,31 %). Средняя совокупная истинная мощность марганцеворудных тел Хребтового проявления составляет 3,5 м. Авторские ресурсы марганцевых руд составили 4,2 млн т кат. Р₁ [158]. В результате апробации [116] они уменьшены до 2,99 млн т.

Залежь бурожелезняковых руд соседствует с паттумными рудами восточного фланга основной марганцеворудной залежи. Она имеет пологое (1–10°) восточное падение, залегая на глубинах 9–45 м, малую мощность (средняя – 1,4 м) и ширину (около 100 м) при значительной длине (до 4 км). Содержание железа в этих рудах колеблется в пределах 25,0–49,8 % (среднее – 37,2 %) при убогом содержании марганца (0,4–2,4 %). Авторские ресурсы железных руд составили 1,1 млн т [158].

Проявление Северное (I-1-5) расположено в междуречье Северной и Мал. Порожной. Марганценосная пачка туффигов развита здесь в крыльях синклинали второго порядка, срезанной на северо-востоке крупным взбросом. Падение пачки варьирует от 30° на юго-востоке до 60° – на юго-западе. Ее протяженность по периметру синклинали достигает 9 км, повсеместно она и подстилающие доломиты замещены на глубину 20–100 м глинистой корой выветривания с шириной выхода – 100–200 м. Местами кора перекрыта аллювиальными галечниками мощностью до 20 м или склоновыми суглинисто-щебнистыми отложениями мощностью до 60 м. Проявление опойсковано бурением по сети 800×(50–100) м [160, 161]. По простиранию дугообразного контура коры выявлено (с северо-запада на юго-восток) три разобщенных залежи окисных марганцевых руд длиной – 1,6, 2,4 и 1 км соответственно и залежь бурых железняков длиной – более 1 км. Кроме того, незначительное тело окисных марганцевых руд длиной – до 0,8 км вскрыто одной скважиной в линейной коре по туфоалевролитам вышележащей, третьей пачки верхнеподъемской подсвиты (*пункт минерализации* марганца I-1-8).

В разных буровых сечениях в составе марганцеворудных залежей насчитывается от 1 до 6 пластообразных рудных тел мощностью 1,0–6,6 м при совокупной мощности до 12,5 м (средняя – 5,2 м). Прослеженная длина тел по падению составляет от 20 до 100 м (средняя – 50 м), но только в западном фрагменте профиля 480 (рис. 9) зона окисных руд оконтурена скважиной с непромышленным оруденением. Содержание марганца в рудных телах колеблется от 12,6 до 41,4 % (среднее – 19,3 %) с относительным обогащением северо-западной залежи. Содержание железа обычно низкое (от 3,2 до 13,0 %), однако в юго-восточной залежи оно резко повышено (12,3–23,0 %). Здесь же в марганцевых рудах велико содержание фосфора (1,4–6,9 %), которое в других сечениях варьирует от 0,14 до 0,61 % (среднее – более 0,3 %). Эта залежь фациально сменяется (к северо-востоку) залежью бурых железняков, состоящей из 4 субпластовых рудных линз с совокупной мощностью до 11,0 м при содержании железа – 23,0–32,0 % (среднее – 27,5 %) и среднем содержании марганца – 4,5 %.

В юго-восточной половине проявления пройдено 6 глубоких скважин (от 209 до 520 м) для поисков первичных карбонатных руд, но в разрезе продуктивной туффитовой пачки выявлены лишь слабо марганценозные (от 1,4 до 8,3 %) горизонты мощностью от 0,7 до 90 м.

Ресурсы марганцевых и железных руд проявления Северного оценивались по кат. Р₁. При первоначальной (авторской) оценке [157, 158] ресурсы марганцевых руд составили 7,1 млн т, а ресурсы железных руд – 3,5 млн т. Апробированные ресурсы марганцевых руд уменьшены до 1,38 млн т [116].

В южной части Порожинского рудного района есть также два *пункта железомарганцевой минерализации* (II-1-11; IV-1-1) с незначительными параметрами.

ТИТАН, ЖЕЛЕЗО

Два *пункта минерализации* титаномагнетита и ильменита (II-3-36; III-4-3) зафиксированы [112, 110] в пределах Вороговского пластового тела траппов, на участках развития феррогаббро площадью 0,5 и 3 км² соответственно. Титаномагнетит образует в феррогаббро вкрапленность

кристаллов размером 1–10 мм в количестве от 1 до 15–20 %, ильменит ему резко подчинен. Содержание титана в титаномagnetите варьирует от 11,2 до 20,2 %, содержание двуокиси титана в двух штуфах феррогаббро составило 2,88–3,48 % при содержании суммы окислов железа 17,96–21,62 %. На КПИ листа Р-46-XXV первого поколения участок развития феррогаббро в районе пункта минерализации (II-3-36) оконтурен ПГХО титана с содержанием больше 1 % [18].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Цветные металлы представлены на площади медно-цинковым проявлением, пунктами минерализации меди, свинца, свинца и цинка, никеля и кобальта, молибдена, шлиховыми концентрациями халькопирита, галенита, касситерита и молибденита, а также соответствующими ПГХО и ВГХО.

МЕДЬ

На различных участках площади зафиксированы 11 пунктов минерализации меди (сульфидной или гидрокарбонатной), 6 ВГХО, 2 ПГХО и 1 ШП.

Пункты минерализации незначительны: сульфиды представлены скудной вкрапленностью халькопирита в ассоциации с бедной (2–3 %) полосчато-вкрапленной минерализацией пирита, гидрокарбонаты меди (малахит, азурит) образуют пленки, редко корки на поверхности сульфидизированных пород. Большинство пунктов минерализации локализовано среди мафических пород: метабазальтов (II-1-7; III-2-1, 2; IV-2-6), метадолеритов (I-2-23), амфиболитов (I-2-6; IV-4-14), некоторые среди апотерригенных сланцев, затронутых пропилитизацией (II-2-9; III-3-2) или графитизацией (I-2-5).

В полях преимущественно этих же пород выявлены слабоконтрастные литохимические ореолы рассеяния меди в ассоциации с ее спутниками (кобальтом, никелем, иногда цинком, свинцом, молибденом и др.): ВГХО (I-1-3; I-2-19; II-1-6; III-2-3, 4; IV-4-16) и ПГХО (I-2-4; III-4-1). Зафиксированы также многочисленные пробы в рыхлых отложениях и коренных породах с повышенным содержанием меди и ее спутников.

В верховьях руч. Горного (правого притока р. Черной) в ходе опробования его долины на россыпное золото выявлен [172] ШП халькопирита (III-4-5); разрозненные шлихи с халькопиритом есть и в других частях площади. Рудная концентрация меди обнаружена на комплексном медно-цинковом проявлении (см. «Медь, цинк»).

МЕДЬ, ЦИНК

Комплексное цинково-медное оруденение представлено 1 проявлением, 1 пунктом минерализации и 1 ВГХО.

Хариузахинское проявление (IV-2-11) вскрыто несколькими канавами и мелкими скважинами [129] на правом берегу нижнего течения р. Хариузиhi. Оно локализовано среди гидротермально измененных метабазальтов, отнесенных при ГДП-200 [179] к фирсовской толще. На участке проявления общее крутое (60–70°) северо-западное падение толщи метабазальтов осложнено мелкими поперечными складками с амплитудами в первые десятки метров. В ядре одной из антиклинальных складок выявлена субпластовая залежь колчеданных руд, состоящая из четырех сближенных (через 1–3,5 м) рудных тел переменной мощности (от 0,5 до 2,5 м). Общая мощность залежи около 10 м, средняя совокупная мощность рудных тел – 4,0 м. По простиранию залежь прослежена на 20 м, далее перекрыта аллювием.

Рудные тела имеют преимущественно сульфидный или сульфидно-кварцевый состав, подстилающие и междурудные породы характеризуются сланцеватой текстурой и кварц-серицит-альбит-хлоритовым составом с убогой примесью сульфидов; в кровле залежи развиты плотные метабазальты эпидот-альбит-хлоритового состава. Текстура руд густовкрапленная или вкрапленно-прожилковая, зернистость тонкая и мелкая (0,1–1,0 мм). Среди сульфидов преобладает пирит, подчиненно развиты халькопирит и сфалерит, редки вкрапления блеклых руд, в каймах развиты вторичные халькозин и ковеллин. В зоне окисления мощностью 2–10 м руды лимонитизированы, включают примазки малахита и азурита, содержание меди и цинка в них понижено (медь – 0,46–1,23 %, среднее – 0,88 %; цинк – 0,07–0,71 %, среднее – 0,34 %). В развитых ниже сульфидных рудах содержание меди меняется от 0,5 до 7,68 % (среднее – 2,75 %) при содержании цинка – 0,3–10 % (среднее – 2,6 %). Высокое содержание меди и цинка непосредственно

ниже зоны окисления, возможно, обусловлено наличием зоны вторичного сульфидного обогащения. Объемный вес сульфидных руд близок к $3,5 \text{ т/м}^3$. Ресурсы проявления не оценивались; исходя из имеющихся параметров до глубины 100 м они могут достигать 30 тыс. т по сумме меди и цинка.

Подобное оруденение более на площади не встречено. В 1,2 км к северо-востоку от проявления, в metabазальтах того же тектонического блока зафиксирован *пункт минерализации* меди (IV-2-6), представленный маломощной зонкой халькопиритовой вкрапленности и примазками малахита (содержание меди в штуфах – до 0,1 %).

Еще восточнее (в 1 км), среди карбонатных сланцев торжихинской толщи обнаружен *пункт минерализации* меди и цинка (IV-2-8), представленный линзами (до 1 м мощностью) и прожилками кварца с бедной вкрапленной сфалерит-халькопирит-пиритной минерализацией при содержании в штуфах меди и цинка – до 0,1 %.

В 6 км севернее проявления на контакте базальтовой толщи и перекрывающих осадочных пород зафиксирован *ВГХО* (IV-2-2), в котором наряду с медью (до 0,01 %) и цинком (до 0,03 %) повышен и свинец (до 0,005 %).

СВИНЕЦ

На площади известны 3 *пункта* незначительного развития галенитовой минерализации (I-2-3; III-4-14; IV-2-7), в том числе в обрамлении *ПГХО* свинца (I-2-2).

Кроме того, в различных частях площади выявлено 12 *ВГХО* свинца площадью от 0,4 до 6 км^2 , характеризующихся обычно низкой контрастностью (0,004–0,01 %, редко – до 0,05 %) (II-2-2; II-3-40, 43; III-3-20, 21, 25, 29; III-4-13, 16; IV-1-9, 12; IV-2-5).

В бассейне ручьев Никитинских, на правом берегу нижнего течения р. Рыбной известен *гидрогеохимический ореол* свинца и серебра (II-3-29).

СВИНЕЦ, ЦИНК

Объекты свинца и цинка представлены 4 *пунктами* минерализации и 9 *ВГХО*, сосредоточенными в юго-восточной части площади.

Значимым может оказаться *пункт минерализации* (III-3-24), обнаруженный (под именем «проявления» Кутукасского) на левобережье руч. Талого, левого притока р. Черной, и опойскованный несколькими линиями шурфов, канав и скважин [178]. Реликты галенита и сфалерита, повышенные концентрации свинца (0,01–0,75 %) и цинка (0,05–1 %) зафиксированы в лимонитах, слагающих ряд линзовидных маломощных (первые метры) субпараллельных тел внутри протяженной (более 3,5 км) и широкой (до 400 м) дугообразной зоны графитизированных бласстомилонитов, развитой по биотит-полевошпат-кварцевым сланцам и метапесчаникам белоручьевской свиты. Падение зоны северное (под углами 20–40°), тела лимонитов концентрируются в кровле зоны, вдоль тектонического контакта с метапесчаниками кординской свиты и в ее подошве, над мраморами рязановской свиты. Графиту в зоне метасоматитов сопутствуют хлорит, серицит, а также железистые карбонаты и сульфиды, подвергшиеся выветриванию. Лимониты имеют полосчато-пятнистую, массивную и вкрапленную текстуру и содержат также реликты пирита, пирротина, халькопирита. Спутниками свинца и цинка являются медь (0,01–0,2 %), марганец (до 1 %), фосфор (до 1 %), барий (до 0,2 %), иногда кобальт (до 0,01–0,1 %) и золото (до 10 мг/т). Подстилающие зону метасоматитов мраморы не затронуты выветриванием и содержат рассеянную (0,1–2 %) тонкозернистую (0,01–0,2 мм) гнездово-вкрапленную и полосчатую пирит-сфалерит-галенитовую минерализацию – однако в керновых пробах из этих мраморов сумма свинца и цинка не превышает 0,2 %. Указанная зона графитизации и лимонитизации очерчена протяженным (3,5 км) линейным *ВГХО* (III-3-23) средней контрастности (свинец – до 0,05 %, цинк – до 0,1 %, серебро – до $0,1 \cdot 10^{-3} \%$), в котором отмечено и золото (до 200 мг/т). Зона заслуживает опойскавания скважинами ниже границы выветривания. В ее окрестностях зафиксировано еще 4 *ВГХО* свинца и цинка (III-3-13, 18, 26, 27), не подвергавшихся проверке.

Подобные, но менее масштабные *пункты минерализации* (IV-4-8, 12) выявлены в верховьях р. Кутукас, в контуре обширного (5 км^2) *ВГХО* (IV-4-7) с содержанием свинца – до 0,03 % и цинка – до 0,05 %.

К иной, колчеданной рудной формации принадлежит *пункт минерализации* (III-4-12), выявленный в долине верхнего течения р. Черной при опойскавании единичной скважиной [181] толщи вулканитов ковригинской свиты. В интервалах 116,0–122,0 и 161,0–176,0 м вулканиты затронуты березитизацией и содержат вкрапленно-прожилковую минерализацию (первые %) пирита с примесью галенита и сфалерита. Содержание свинца в этих интервалах по данным

спектрального анализа составляет 0,004–0,02 %, цинка – 0,01–0,04 %, иногда повышена медь (до 0,03 %). В одном интервале (116,0–117,0 м) содержание полиметаллов близко к рудному: 0,5 % свинца, более 1 % цинка, 0,1 % меди. Этот пункт минерализации интересен генетической и пространственной близостью к Верхне-Вороговскому проявлению полиметаллов, расположенному в 12 км юго-восточнее (на листе Р-46-XXVI). Его опосредованное обнаружение бурением может привести к обнаружению сопоставимого рудного объекта.

Три *ВГХО* свинца и цинка приурочены к участкам бластомилонитизации метабазальтов фирсовской и торжихинской толщ (II-2-3; III-3-7; IV-2-3), имеют небольшие размеры (0,4–1,2 км²) и низкую контрастность: свинец – до 0,005–0,008 %, цинк – до 0,02–0,03 %; иногда им сопутствует медь (до 0,01 %).

НИКЕЛЬ, КОБАЛЬТ

Представлены одним пунктом минерализации и 4 *ВГХО* в комплексе с медью (см. «Медь»).

Пункт минерализации никеля и кобальта (I-1-9) известен в правом борту р. Северной, в 4 км ниже устья р. Нежданной [18, 129]. В скальном обнажении он представлен зоной сульфидсодержащей лиственитизации (мощностью 8–15 м), развитой по восточной части маломощного (40 м) тела серпентинизированных гипербазитов, полого (25°) надвинутого на сланцы торжихинской толщи [179]. Зеленовато-желтые листвениты имеют массивную или сланцеватую текстуру, кварц-карбонатный состав с примесью серпентина, талька, фуксита и тонкозернистого пирита (до 1 %). В ассоциации с пиритом отмечены пирротин, пентландит и миллерит. В точечных пробах из лиственитов повышено содержание никеля (0,1–0,7 %) и кобальта (0,005–0,03 %), в единичных пробах обнаружены мышьяк (0,015–0,5 %) и золото (до 15 мг/т). Указанная зона лиственитов прослежена по простиранию (на северо-запад) на 0,5 км.

Далее к северо-западу листвениты обнаружены в западном контакте гипербазитового массива. Их распространение, вероятно, оконтурено линейным *ВГХО* золота и никеля (I-1-7), обнаруженного при ГДП-200 [179]. Содержание никеля в этом ореоле составляет 0,008–0,08 %, повышен и кобальт (до 0,008 %).

На площади выявлен еще ряд проб с повышенным содержанием никеля и кобальта – обычно на участках развития гипербазитов, метабазальтов фирсовской толщи, метадолеритов исакского или торжихинского комплексов.

КОБАЛЬТ

На юго-западном крае Вороговского силла габбродолеритов кузьмовского комплекса (в троктолитовой фации) выделены [18] два *ПГХО* кобальта (II-3-42; III-4-2) общей площадью около 6 км². Сульфидов кобальта в их пределах не обнаружено. Более позднее обследование этого силла [112] не подтвердило факта обогащения кобальтом его придонной части.

МОЛИБДЕН

Представлен 2 незначительными *пунктами минерализации* (II-2-6, 11) и 1 *шлиховым потоком* (IV-3-18), тяготеющим к участкам развития щелочных гранитоидов средневороговского комплекса. Входит в состав 1 *ПГХО* в комплексе с медью (I-2-4) и 1 *ВГХО* в комплексе с серебром (IV-4-9) – на участках развития углеродистых метасоматитов.

ОЛОВО

Представлено 3 *шлиховых ореола* и 1 *шлиховой поток* касситерита в водотоках южной и западной частей площади.

Шлиховые ореолы (II-1-1; III-1-6) являются комплексными (с золотом), убогими (в единичных знаках) и охватывают области развития песков кирнаевской свиты.

В долине р. Хариузиhi выявлены [152] протяженный *шлиховой поток* (IV-2-9) с содержанием касситерита – от 1–50 до 300 знаков и *шлиховой ореол* (IV-3-12) с содержанием – 50–6 000 знаков, охватывающий значительную часть Хариузихинского массива гранитоидов средневороговского комплекса (13 км²). Касситерит представлен изометричными зернами размером 0,1–0,5 мм, реже – до 1 мм и характеризуется неравномерно-бурой окраской, что характерно для зон грейзенизации. Окатанность зерен средняя или слабая. В ореоле и потоке касситериту сопутствуют фергусонит (до 50 знаков), шеелит (до 20 знаков), иногда молибденит и золото (зна-

ки).

Рассеянная вкрапленность касситерита, при содержании олова – до 0,01 %, зафиксирована в *пункте минерализации* ниобия (IV-3-14), локализованном в альбитизированных гранитоидах Хариузахинского массива [111]. В подобных же гранитоидах Средневороговского массива и его жильных сателлитах содержание олова достигает иногда 0,01–0,06 % [129].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Они представлены на площади пунктами и признаками минерализации ниобия и тантала, редких земель, циркония, а также единичными ореолами лития и пробами с повышенным содержанием бериллия.

БЕРИЛЛИЙ

Повышенные концентрации бериллия (0,003–0,05 %) обнаружены [18, 129] в единичных пробах из некоторых разновидностей щелочных гранитоидов Средневороговского и Хариузахинского массивов. В ассоциации с бериллием иногда повышены ниобий (0,014–0,087 %) и тантал (0,001–0,002 %). Минерал-концентратор бериллия не установлен.

В истоках р. Ниж. Сурнихи, в поле развития белоручьевской свиты обнаружены [152] локальные участки выветривания с образованием кварц-лимонитовых пород, содержащих бериллий (до 0,02 %).

ЛИТИЙ

Два ПГХО лития зафиксированы при площадном опробовании [152] в юго-восточной части листа, на площади развития гранитоидов. ПГХО (IV-3-10) площадью 1,4 км² с содержанием лития – 0,02–0,03 % охватывает высоту на правом берегу верховья р. Хариузахи, в поле умереннощелочных гранитов гурахтинского комплекса. ПГХО (IV-3-11) площадью 15 км² с содержанием лития – 0,005–0,03 %, при содержании ниобия – до 0,2 %, развит на левобережье р. Хариузахи, в поле умереннощелочных лейкогранитов средневороговского комплекса. В логах, дренирующих этот ореол, выявлены шлиховые потоки касситерита (до 6 000 знаков) и молибденита.

НИОБИЙ

Собственно ниобий представлен 1 пунктом минерализации, 2 ПГХО и 3 ВГХО. Для него характерны также совместные концентрации с танталом (см. «Тантал, ниобий») или редкими землями (см. «Редкие земли, ниобий»).

Пункт минерализации (IV-3-14) выявлен [111] на левобережье р. Хариузахи, в северном эндоконтакте одноименного массива гранитоидов средневороговского комплекса. На участке площадью 0,05 км² умереннощелочные лейкограниты затронуты альбитизацией и содержат рассеянную вкрапленность пироклора – до 70 знаков на бороздовую пробу весом 5 кг. Зерна пироклора красновато-бурые, мелкие (0,2–0,4 мм). Содержание ниобия в бороздовых и штучных пробах варьирует в пределах 0,02–0,1 % (по данным спектрального анализа), содержание пятиокси ниобия (по данным рентгеноспектрального анализа) – в пределах 0,019–0,073 % (среднее – 0,04 %). По данным химического анализа содержание пятиокси тантала в пробах низкое – до 0,002 %. Минералогическим анализом в тех же пробах обнаружены зерна пирита, флюорита, касситерита, молибденита, торита, монацита, а также циркона, магнетита, ильменита.

Площадь развития гранитов Хариузахинского массива почти целиком оконтурена [152] ПГХО ниобия (IV-3-11). Содержание ниобия в нем составляет 0,01–0,03 %, достигая в отдельных пробах 0,1–0,2 %. Ему сопутствует литий в содержаниях 0,005–0,03 %.

Другой ПГХО ниобия (II-2-4) площадью 5 км², выявленный при ГТС-50 [129] и частично детализированный при ГДП-200 [179], оконтуривает Средневороговский массив щелочных гранитоидов и ареал развития его дайкового комплекса. Его характеристика дана в разделе «Тантал, ниобий».

В междуречье Нежданной и Северной зафиксированы [129] три сближенных ВГХО ниобия (I-2-20, 21, 22) общей площадью 3,3 км². Содержание ниобия в этих ореолах варьирует в пределах 0,003–0,01 %. Субстратом ореолов являются сланцы листовининской толщи, кординской

свиты и, частично, песчаники северореченской свиты.

В гранитоидах юго-восточной части листа предшественниками выявлен ряд точечных проб с повышенным содержанием ниобия (0,01–0,1 %), иногда в ассоциации с бериллием (до 0,05 %) [18].

ТАНТАЛ, НИОБИЙ

На площади известны 2 пункта минерализации тантала и ниобия и 1 ПГХО.

Первичный литохимический ореол (П-2-4) площадью 5 км² зафиксирован [129, 179] в междуречье Вороговки и руч. Восточного, в районе развития Средневороговского массива щелочных гранитоидов и сопровождающих его малых тел и даек. Концентрации тантала (спорадически 0,003–0,04 %, в единичных пробах – 0,13 и 0,17 %) и ниобия (0,006–0,1 %, в единичных пробах – 0,5 и 1,5 %) связаны с участками альбитизации в умереннощелочных гранитах второй фазы или в дайках обеих фаз, а также с зонками скарнирования и метасоматического окварцевания.

Пункт минерализации (П-2-8) выявлен в юго-восточном экзоконтакте этого же массива и приурочен к мощной дайке умереннощелочных альбитизированных гранитов (пересеченной скважиной в интервале 23,6–60,5 м), локализованной среди доломитов и карбонат-сланцев лиственинской толщи. Падение дайки северо-западное под углом 40° к горизонту. Она альбитизирована относительно слабо, по всему интервалу содержит рассеянную вкрапленность эвксенита, фергусонита, единичные зерна танталит-колумбита, пылевидного золота, а также более заметные концентрации циркона, монацита (в том числе тантал-ниобийсодержащего), паризита. Содержание Ta₂O₅ в керновых пробах из дайки варьирует в пределах 0,003–0,03 % (среднее – 0,008 %), Nb₂O₅ – 0,01–0,07 %, среднее отношение тантала к ниобию – 1:2.

В юго-восточном углу листа Р-46-XXV, на левобережье р. Мал. Кутукас, в эндоконтакте Хребтового гранитного массива обнаружен [111] незначительный *пункт минерализации* (IV-4-25), представленный обломком слабо альбитизированных умереннощелочных лейкогранитов, содержащих редкую вкрапленность (знаки в протолочке весом 0,5 кг) танталит-колумбита (0,1–0,15 мм) в ассоциации с флюоритом, пиритом и магнетитом.

НИОБИЙ, РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Комплексные объекты редких земель и ниобия представлены 2 пунктами минерализации и 1 шлиховым потоком, связанными с гранитоидами средневороговского комплекса.

В северном обрамлении Средневороговского массива выявлен [129] *пункт минерализации* (П-2-5) в виде сближенных альбитизированных даек граносиенит-порфиров с высоким содержанием редких земель иттриевой (1,0–1,47 %) и цериевой (0,5–0,6 %) групп. В протолочках из даек обнаружены десятки знаков монацита, ксенотима, редкоземельного карбоната, ортита (на пробу весом 1 кг), зерна эвксенита и торита.

На левобережье р. Хариузиhi зафиксирован *пункт минерализации* (IV-3-19), представленный обломками гранитов, содержащих рассеянную вкрапленность фергусонита (десятки знаков на протолочку весом 1 кг) в ассоциации с флюоритом, пиритом и молибденитом [111]. По данным спектрального анализа содержание иттрия в гранитах составляет 0,015 %, лантана – 0,05 %, ниобия – 0,03 %, молибдена – 0,001 %. В логу, дренирующем поле этих гранитоидов, фергусонит обнаружен [152] в шлихах (до 50 знаков на шлик).

Шлиховой поток фергусонита (I-2-24) выявлен [129] на севере площади, в левом притоке р. Северной. Длина потока – 2,5 км, содержание фергусонита – десятки знаков на шлик. В истоках этого притока, в поле развития сланцев ливинской толщи и кординской свиты зафиксированы ВГХО ниобия (I-2-20, 21, 22).

ЦИРКОНИЙ

Представлен двумя пунктами минерализации в щелочных гранитоидах средневороговского комплекса.

Пункт минерализации (П-2-7) расположен в восточном обрамлении Средневороговского массива и приурочен к дайке щелочных гранитов, вскрытой шурфом [129]. В дайке наблюдается гнездовая вкрапленность цирконов (в том числе малакона); содержание двуокиси циркония в штуфных пробах составляет 0,74–1,41 %.

Пункт минерализации (IV-3-15) зафиксирован [111] на левобережье р. Хариузиhi, в поле

развития щелочных гранитов Хариузахинского массива. Вкрапленность цирконов размером 0,1–0,7 мм составляет в гранитах от 0,5 до 5 кг/т (в протолочках весом 0,5 кг). Содержание циркония в пробах по данным спектрального анализа достигает 0,15 %. Циркону сопутствует вкрапленность флюорита, пирита, магнетита, турмалина; отмечены зерна фергусонита, танталит-колумбита, ильменита, рутила.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Благородные металлы представлены на площади рядом россыпных месторождений, проявлениями, пунктами и признаками минерализации золота и несколькими ВГХО и ВГХП серебра.

ЗОЛОТО

На КПИ масштаба 1 : 200 000 первого поколения [18] золото представлено несколькими шлиховыми ореолами и редкими, незначительными пунктами минерализации. После выявления в правых притоках руч. Курочкина двух золотоносных россыпей [181] на площади был осуществлен ряд специализированных на золото поисковых работ [106, 118, 136, 137, 138, 139, 140, 156, 157, 172, 199], в результате которых обнаружены 14 золотоносных россыпей (преимущественно, малого масштаба), 3 коренных и 12 россыпных проявлений, 12 пунктов минерализации, 21 ВГХО и 2 ПГХО золота и его спутников; 5 обширных шлиховых ореола и 23 шлиховых потока золота. Большинство золотоносных объектов сосредоточено на правобережье р. Рыбной и в истоках р. Северной, в контуре золоторудно-россыпного района, известного ныне под именем Вороговского [195].

Золоторудные проявления относятся к золотокварцевой формации, локализованной в линейных зонах бластомилонитизации крутого западного падения и сопровождаемой метасоматическим ореолом березитизации.

Детальному опoискованию подверглось [118, 156] *Ольгинское проявление* (П-3-21), расположенное на берегах руч. Курочкина, в 1,5 км выше его устья. Оно представлено золотоносной жильно-прожилковой линзовидной зоной окварцевания длиной 1 200 м, локализованной по данным ГДП-200 [179] в зоне бластомилонитизации (с порфиробластами граната и биотита) по серицит-хлорит-кварцевым сланцам горбилонской свиты. Зона пересечена через 100–200 м семью магистральными канавами (2 300 пог. м), а ее наиболее широкая и продуктивная правобережная часть – четырьмя профилями наклонных скважин глубиной от 91 до 411 м (12 скважин, 1 842 м). Рудное поле проявления покрыто магниторазведкой по сети (100–50)×(20–10) м и электроразведкой методами ЕП (по сети 100×20 м) и ВП ((100–50)×(20–10) м), а также литогеохимическим опробованием по вторичным ореолам рассеяния золота по сети 100×20 м [199].

Золоторудная зона зафиксировалась линейной слабоконтрастной аномалией поляризуемости (2,5–4,5 %), продолжающейся от южного фланга зоны еще на 700 м. Магнитное поле в пределах зоны спокойное, слабоотрицательное (–50–300 нТл). В геохимическом поле зона оконтурена ВГХО золота размером 1 200×(100–400) м по изоконцентрате 30 мг/т, в эпицентрах – до 100–500 мг/т. Золоту в ореоле сопутствуют мышьяк (0,006–0,1 %), серебро, свинец, эпизодически медь и цинк. Эти же элементы обнаружены в ПГХО, но в более контрастных содержаниях: мышьяк – до 0,5 %, серебро – до $0,2 \cdot 10^{-3}$ %, свинец – до 0,04 %, медь – до 0,03 %, цинк – до 0,06 %.

Рудная зона простирается на север-северо-восток (по азимуту 20°) и круто падает (50–80°) на запад-северо-запад. Мощность ее варьирует от 24 до 190 м при коэффициенте кварценосности – 5–20 %. Мелко-среднезернистый кварц слагает кулисные будины линзовидной или четковидной формы длиной – от 5–10 см до 0,8–1,3 м при мощности 3–60 см, которые сопровождаются желваками и соединяются тонкими (1–2 см) и нитевидными прожилками кварца. Внутри будин и прожилков развиты железистые карбонаты, серицит, хлорит и биотит (редко – калиевый полевой шпат) в ассоциации с сульфидами, представленными пиритом и арсенопиритом, подчиненно пирротином, марказитом, мельниковитом, редко – халькопиритом, сульфосолями свинца и висмута, сфалеритом, пентландитом (в сумме – от 0,1 до 5 %). В зальбандах будин сланцы интенсивно серицитизированы (на мощность 1–20 см). Самородное золото мелкой (0,05–0,1 мм) и средней (0,1–1 мм) размерности содержится, преимущественно, в кварце. В арсенопирите есть примесь тонкодисперсного золота – до 1 068 г/т [156].

В соответствии с установившимися на Енисейском кряже временными кондициями (бортное содержание золота – 0,5 г/т, минимально промышленное – 2,0 г/т, минимальная мощность рудного тела – 1 м) в контуре зоны выделены 9 субпараллельных рудных тел мощностью от 1,7

до 6,1 м. Длина тел по простиранию колеблется в пределах 400–1 200 м при прослеженной длине по падению – 45–145 м, средняя совокупная мощность тел составляет 31,9 м. Коэффициент рудоносности зоны варьирует в пределах 0,1–0,37. Среднее содержание золота в телах меняется от 2,0 до 5,8 г/т. Пробность золота – 918 (по единичному определению) с преобладанием в качестве примеси серебра. Вне учета остался ряд маломощных (0,6–3,0 м) и бедных золотом (0,6–2,4 г/т) некондиционных тел с совокупной мощностью (в 5 сечениях) от 2,3 до 14,6 м (средняя – 6,5 м при среднем содержании золота – 1,3 г/т). Северная часть проявления и южный фланг изучены недостаточно.

Авторские ресурсы проявления, предварительно апробированные в ЦНИГРИ, оценены по кат. Р₁, составляя 22,4 т при среднем содержании золота – 3 г/т.

Менее детально опойсковано [156] *проявление Вертолетное* (II-3-12), расположенное в 3 км севернее Ольгинского проявления: несколько линий шурфов, магистральные канавы длиной 90–300 м в 5 профилях через 300–650 м, 3 скважины глубиной по 100 м, магнитометрия, электроразведка и литохимическое опробование масштаба 1 : 10 000 в контуре прямоугольного участка размерами 1 700×600 м. В отличие от проявления Ольгинского на проявлении Вертолетном в полосе шириной до 200 м развиты две субпараллельные золотоносные зоны, из которых Западная локализована среди blastomylonitизированных и березитизированных пород кординской свиты, а расположенная в 30–75 м от нее Восточная – среди аналогично измененных (и содержащих рассеянный магнетит) сланцев горбилокской свиты. Соответственно в магнитном поле Восточная зона расположена внутри положительной линейной аномалии (до 500 нТл), а Западная – в слабо отрицательной, аномалии электрического поля отсутствуют. По данным литохимии содержание золота в покровных суглинках проявления варьирует в пределах 3–50 мг/т [196], а в коренных породах выявлен ПГХО золота размерами (30–200)×1 700 м, в котором содержание золота колеблется от 4 мг/т до 12,4 г/т (среднее – около 100 мг/т). Спутниками золота в ПГХО являются серебро ((0,02–0,3)·10⁻³ %) и эпизодически свинец (до 0,008 %), цинк (до 0,05 %) и медь (до 0,015 %).

Обе золотоносные зоны Вертолетного проявления падают круто (75–80°) на юго-запад. Степень кварценоносности несколько ниже, чем на проявлении Ольгинском – в отличие от серицитизации и анкеритизации сланцев, которые проявлены интенсивнее (до 50 % серицита и 20 % железистого карбоната). Сульфиды (0,5–5 %) представлены преимущественно пиритом (в сростании с вторичным марказитом) с примесью галенита, сфалерита, халькопирита, халькозина, арсенопирита и пирротина. Другие рудные минералы – магнетит и ильменит. Самородное золото развито в сростании с кварцем в виде петельчатых, комковатых, кристаллических зерен размером от 0,05 до 1 мм, редко – более; преобладает мелкое золото (80 % до 0,25 мм). В пирите есть тонкодисперсное золото в количестве 22,7–530,2 г/т (из анализа 4 монофракций).

Западная зона является более протяженной (до 1 700 м), мощной (25–42 м с выклиниванием на флангах до 1 м) и продуктивной. В ее северной части (на левобережье руч. Вертолетного) выделен рудный интервал мощностью 24 м со средним содержанием золота – 2,84 г/т (при вариациях 0,015–12,42 г/т), а в 15 м восточнее – интервал мощностью 3 м с содержанием – 1,77 г/т; коэффициент рудоносности зоны в этом сечении – 0,64. В 650 м южнее в зоне мощностью 36 м выделено 6 рудных интервалов по 1–2 м (суммарно – 8 м) с содержанием золота – от 0,55 до 5,2 г/т (среднее – 2,0 г/т); коэффициент рудоносности – 0,22. В 300 м далее, в южной части зоны мощностью 25 м выделено три рудных интервала по 1 м (суммарно – 3 м) с содержанием золота – 0,9–3,2 г/т (среднее – 1,77 г/т); коэффициент рудоносности – 0,12. Средняя совокупная мощность рудных интервалов по всей длине Западной зоны составляет 11,4 м при среднем содержании золота – 2,53 г/т и среднем коэффициенте рудоносности – 0,5. Скважины, проследившие Западную зону до глубин 100–108 м, оказались непредставительными в связи с недостаточным (около 70 %) выходом керна. Опробованием в них выявлены маломощные (по 1–2 м) редкие интервалы (9 на три скважины, 11 пог. м) с рудным содержанием золота (от 0,52 до 10,22 г/т, среднее – 2,0 г/т). В подсчете ресурсов скважинные пересечения не учитывались.

Восточная зона пересечена двумя канавами через 700 м и представлена в северной части маломощной (1 м) зоной окварцевания с высоким содержанием золота (8,3 г/т), а в южной – шестью субпараллельными зонками с совокупной мощностью 8 м (в полосе шириной 53 м) при содержании золота – 0,5–1,8 г/т (среднее – 1,17 г/т). Средняя совокупная мощность рудных интервалов Восточной зоны (в двух сечениях) равна 4,5 м при содержании золота – 1,95 г/т и коэффициенте рудоносности – 0,16. Длина зоны с учетом экстраполяции может составить 1 000 м [179].

Авторские ресурсы Вертолетного проявления составили 12,4 т по кат. Р₂ до глубины 100 м при среднем содержании золота – 2,4 г/т.

Менее достоверно опойсковано *проявление Северореченское* (I-2-18), расположенное в 15 км

к северо-западу от проявления Вертолетного, на правобережье р. Северной в ее верхнем течении. Из площадных методов оно покрыто литохимическим опробованием масштаба 1 : 10 000, в результате чего оконтурено ВГХО золота размером 1 400×(120–300) м с вариацией содержания 4–500 мг/т (среднее – 33 мг/т). На участке 900×300 м этот ореол пересечен 6 профилями горных выработок (по 110–240 м между профилями), в том числе 4 канавами (770 пог. м), из забоя которых отобрано 880 бороздовых проб, проанализированных на золото спектрохимическим и частично атомно-адсорбционным методами. Соответственно выявлен неоконтуренный по простиранию ПГХО золота длиной – более 900 м (по простиранию не оконтурен) и шириной – 100–300 м с содержанием от 6 мг/т до 3,2 г/т (среднее в сечениях – от 30 до 190 мг/т), фиксирующий положение зоны золотоносной березитизации. Золоту сопутствуют медь (до 0,05 %), никель (до 0,02 %), кобальт (до 0,01 %), бор (до 0,3 %) и спорадически – серебро (до 0,1·10⁻³ %), свинец (до 0,02 %), мышьяк (до 0,01 %), барий (до 0,4 %), ванадий (до 0,1 %), молибден (до 0,002 %), ниобий (до 0,01 %) и редкие земли (до 0,02 % иттрия). Коэффициент соответствия первичного и вторичного ореолов близок к 9, что, вероятно, обусловлено значительным выветриванием березитизированных пород, имеющих здесь высокое содержание железистых карбонатов. Другим отличием является локализация зоны оруденения в бластомилонитизированных породах белоручьевской свиты, на фронте надвига мраморов рязановской свиты, под углами 40–70° к юго-западу. Третьим – относительно слабое окварцевание пород (5–10 %) в виде микропрожилков мощностью до 1 мм и редких линз кварца (до 7×10 см).

В северной части зоны березитизации выделены две кулисных рудных залежи прослеженной длиной – 110 и 180 м при мощности в сечениях от 4 до 22 м. Внутри них локализованы 5 условных рудных тел мощностью от 1 до 4 м (совокупно – 9 м) при содержании золота – 0,8–1,5 г/т. Коэффициент рудоносности залежей варьирует от 0,3 до 1. В центре проявления возможным продолжением указанных залежей (через 350 м) является третья залежь мощностью 6 м, включающая три условных рудных тела со средним содержанием золота – 1,2 г/т при коэффициенте рудоносности – 0,7. Южная часть зоны слабо изучена горными выработками, но именно над ней зафиксированы эпицентры ВГХО золота (до 500 мг/т).

Минералогическим анализом протолочек, отобранных из золоторудных интервалов, выявлены десятки зерен золота (до 77) размером от 0,05 до 0,5 мм. Цвет зерен золотисто-желтый, иногда бледно-желтый, форма комковато-ксеноморфная, реже – кристаллическая, уплощенная, чешуйчатая крючковато-ажурная. Часто зерна имеют лимонитовые примазки, иногда встречаются сростки со слюдой или кварцем. Золоту в протолочках сопутствует пирит (десятки знаков) в форме куба, редко – пентагондодекаэдра.

Условные ресурсы известных трех залежей Северореченского проявления составляют до глубины 100 м чуть более 1 т при среднем содержании золота – 1,15 г/т [179]. Исследователи проявления [157] полагают, что интенсивное выветривание руд с поверхности привело к существенному (30–50 %) выносу золота в зоне гипергенеза – что неоднократно фиксировалось многими золотоискателями на месторождениях Енисейского края [95, 171]. Поэтому оценка ресурсов по данным бороздового опробования признана необъективной. Ресурсы проявления, рассчитанные по параметрам ВГХО золота, оценены в 16 т, но учтены по категории Р₃ [157].

Пункты минерализации золота выявлены, как правило, единичными выработками. Некоторые из них комплексированы с литохимическими ореолами золота и при детализации могут стать перспективными проявлениями. Большинство пунктов минерализации (II-3-1, 2, 4, 8, 15, 22, 23, 26, 32) расположено в пределах Вороговского золоторудного района и представлено маломощными (первые метры) зонками березитизации, реже – графитизации, импрегнированными золотоносными кварцевыми прожилками с околорудным (0,1–1 г/т) или рудным (до 9,3 г/т) содержанием золота. В этом же районе зафиксированы ВГХО золота преимущественно малой (со средним содержанием – до 10 мг/т) контрастности (I-2-7, 10, 12, 16, 17; I-3-5, 11, 12; II-3-10), иногда средней (II-3-19, 24). Многие ореолы достоверно не опробованы.

Единичные пункты минерализации золота известны в других частях листа. *Пункт минерализации* (IV-3-2) представлен на левобережье среднего течения р. Кутукас в виде субпараллельных зонк слабо золотоносной (до 0,24 г/т) сульфидизации среди графитизированных бластомилонитов по белоручьевской свите – в обрамлении ПГХО золота и свинца (IV-3-1) и в соседстве с ВГХО (III-3-28) и ВГХП (III-4-17) золота.

Пункт минерализации (IV-1-8) находится в нижнем течении р. Кутукас и представлен маломощными (до 1,5 м) слабозолотоносными (до 0,14 г/т) субпараллельными зонками березитизации и прожилкового окварцевания в бластомилонитах по туфогенным сланцам хариузихинской толщи – в обрамлении ВГХО золота и серебра (IV-1-5).

Пункт минерализации (IV-4-15) расположен в контуре Кутукаского проявления урана (IV-4-13) и обнаружен при поисках урана попутно [101]. В пологой зоне березитизированных слан-

цев канавой наряду с ураноносными интервалами выявлены разрозненные зонки с содержанием золота до 1–2 г/т, в одной пробе – 65 г/т; в протолочке из этой пробы обнаружены очень мелкие зерна (0,02–0,1 мм) золота в сростках с кварцем и торбернитом. Позднее в результате спорадического опробования керна скважин, пересекавших зону ураноносной березитизации, было зафиксировано несколько проб с содержанием золота – 0,1–1,0 г/т [131]. При ГДП-200 [176] в покровных суглинках над этой зоной березитизации выявлен протяженный ВГХО меди, свинца, серебра и висмута (IV-4-16) при незначительном содержании (3–8 мг/т) золота.

Золотоносность некоторых районов листа фиксируется пока лишь признаками в виде ВГХО, ВГХП и ПГХО золота, а также россыпными проявлениями, шлиховыми потоками и ореолами золота. Группа из четырех ВГХО золота (II-4-1, 3, 5, 7) выявлена при ГДП-200 [179] в истоках р. Рыбной, в поле развития бластомилонитов по туфогенным сланцам верхней пачки конкинской свиты. Содержание золота в ореолах колеблется в пределах 3–30 мг/т, ему отчасти сопутствуют мышьяк (до 0,01 %), серебро, медь, свинец, барий, бор и др. элементы. В обломках из березитизированных сланцев содержание золота достигает иногда рудных значений (0,63–1,26 г/т). В долинах р. Рыбной и ее притоках (руч. Горелом и Мельничном) обнаружены малые россыпи золота.

Два ВГХО золота (III-3-12; 22) оконтурены в бассейне руч. Степашкина, на участках бластомилонитизации и графитизации в породах белоручьевской свиты. Содержание золота в этих ореолах не превышает 20 мг/т, однако с ними соседствуют россыпные проявления в долине ручья, а также шлиховые потоки золота.

Группа ВГХП золота выявлена в бассейне верхнего течения р. Хариузики и Лев. Кутукаса (IV-3-5, 6, 8, 16, 17; IV-4-20) при содержании золота – 5–60 мг/т. Они тяготеют к участкам бластомилонитизации, а также выходам гранитоидов повышенной щелочности. С ними ассоциируют шлиховые потоки золота в р. Хариузики и руч. Золотом.

Два ВГХО золота обнаружены при ГДП-200 [179] в междуречье Северной и Мал. Порожной (I-1-6, 7). Содержание золота в них достигает 20–40 мг/т, отчасти повышен никель (до 0,05 %). В субстрате ореолов развиты бластомилониты по гнейсам, метабазальтам и листвениты по гипербазитам. С ореолами тесно ассоциирует золотоносная россыпь руч. Растрепина.

Протяженный (более 3 км) ПГХО золота (IV-1-10) с содержанием – до 60 мг/т зафиксирован в березитизированных туфогенных сланцах отравихинской свиты в низовьях р. Кутукас [126, 176].

Спорадическая золотоносность выявлена в пределах Порожинско-Михеевского железо-марганценового узла. Золото зафиксировано в окисных рудах марганца: от 0,003 до 0,3 г/т по данным спектрохимического анализа нескольких сотен сколовых проб; 0,2–0,3 г/т (единично – 7 и 11 г/т) по данным пробирного анализа отдельных навесок из технологических проб; до 1,2 г/т по данным пробирного анализа гравиконцентрата из класса 0,25–1 мм с выявлением изометричных золотин размером – 25–90 мкм и пробностью – 750–780 [119]. Единичные мелкие золотинки (0,06–0,3 мм) обнаружены в некоторых вмещающих породах верхнеподъемской свиты: известняках и аркозовых песчаниках [161].

Обращают на себя внимание золотоносные донные пробы (до 50 мг/т) в поле развития платформенного комплекса пород. При этом в юго-западном обрамлении Вороговского траппового тела они сочетаются со шлиховыми потоками золота значительной контрастности (III-3-9; III-4-6, 7). Менее контрастны литохимические аномалии золота на северо-востоке листа, в поле преимущественного развития кембрийских отложений, но и здесь зафиксированы шлихи с единичными знаками золота.

Золотоносные россыпи площади сосредоточены в бассейне р. Рыбной; некоторые проявления обнаружены в бассейнах рр. Северной и Черной. Выявлено 14 промышленных россыпей и 12 проявлений. Россыпи разведаны в долинах небольших ручьев и потому отличались малыми запасами. Исключение представляет россыпь руч. Курочкина (II-3-14) с запасами, превысившими 300 кг. Большинство россыпей к настоящему времени полностью или частично отработано старателями. Основные сведения о россыпных месторождениях и проявлениях приведены в таблице 1.

Прямолинейная долина руч. Курочкина (второго правого притока р. Рыбной) разведана по сети (100–200)×10 м [138] на всем протяжении (6 500 м). В пойменной части долины выявлены две разобренных россыпи: промышленная (II-3-14) в среднем и нижнем течении и непромышленная (II-3-11) в истоке. В низовьях ручья пойменная россыпь сопровождается правобережной террасовой россыпью, развитой фрагментарно на первой надпойменной аллювиальной террасе высотой – 2,5–6 м при длине – более 1 600 м; ее запасы (первые десятки кг) учтены в составе пойменной россыпи.

Таблица 1

Основные параметры золотоносных россыпей и проявлений Вороговской площади

Название россыпи, № на карте	Тип россыпи	Размеры россыпи				Тип плотика	Содержание золота в пласте, мг/м ³	Характеристика золотин			Разведанные запасы, ресурсы, кг	Сведения о добыче, кг	Остаточные запасы, кг	Источники информации
		Длина, м	Ширина, м	Мощность песков, м	Мощность торфов, м			Размеры, мм	Форма	Пробность				
Руч. Елагин (I-2-14), проявление	Долинная	900	20	1,0	3,3	Мраморы	747	Среднее	-	-	P ₁ - 13,5	-	-	[140]
Руч. Ольгинский-2 (I-2-15), проявление	Долинная	800	30	0,5-1,0, ср. 0,6	3,0-5,5	Сланцы	537	Мелкое	Листов., таблит.	-	P ₁ - 18,9	-	-	[140]]
Руч. Каратаевский (I-3-9)	Ложковая	2160	10-110, ср. 31	0,5-2,5, ср. 1,0	0,5-6,5, ср. 2,0	Алевриты	140-3850, ср. 620	Мелкое	Пластин.	922	C ₁ - 41,1	Не обрабатывалась	C ₁ - 41,1	[139]
Руч. Афанасьевский (I-3-14)	Ложковая	1850	10-50, ср. 34	0,5-2,5, ср. 1,3	1,5-4,0, ср. 1,9	Доломиты	250-1600, ср. 583	Мелкое, до 0,5	Пластин., таблит.	919	C ₁ - 40	3,0 в 1996 г.	C ₁ - 37,0	[86, 138]
Руч. Растрепина (II-1-3)	Ложковая	1600	10-45, ср. 23	1,0-3,5, ср. 1,8	1,0-4,5, ср. 1,3	Доломиты, сланцы	220-7332, ср. 577	Мелкое	Таблит., пластин.	920	C ₂ - 54,2	-	C ₂ - 54,2	[86, 140]
Руч. Ларионовский (II-3-3)	Ложковая	900	10-90, ср. 40	0,5-5,0, ср. 1,6	1,5-4,0, ср. 2,5	Доломиты, сланцы	270-2250, ср. 469, факт. более 1 г	До 0,5 - 40%, 0,5-3 - 60%	Часто кристаллич.	886	C ₁ - 45,0	111,0 в 1992 г.	Нет	[86, 138]
Руч. Сухой (II-3-5)	Ложковая	1700	10-20, ср. 15	0,5-6,7, ср. 1,1	0,3-3,0, ср. 1,0	Доломиты, песчаники	230-1510, ср. 538, факт. 1 г	-	-	909	C ₁ - 14	22,0 в 1990 г.	Нет	[86, 138]
Р. Луговая низовье (II-3-6), проявление	Долинная	2100	10-56, ср. 23	1,0-2,7, ср. 1,7	2,0-11,3, ср. 8,7	Доломиты	100-2105, ср. 438	-	-	901	C ₂ - 9,9	4,2 в 1990 г. (верхняя часть, 500 м)	C ₂ - 5,7 (забаланс.)	[86, 137]
Руч. Вертолетный (II-3-7)	Ложковая	2550	10-84, ср. 35	1,0-4,0, ср. 1,4	0,5-7,5, ср. 1,5	Доломиты, песчаники, сланцы	190-5000, ср. 1076, факт. 1,5 г	Мелкое, до 0,4 - 53%, сред. и круп. - до 2,5	Преобл. пластин.	901	C ₁ - 170	238,0 в 1989-1990 гг.	Нет	[86, 137]
Руч. Березовый (II-3-9)	Ложковая	2400	10-78, ср. 30	0,8-2,3, ср. 1,3	0,9-8,9, ср. 1,6	Доломиты	250-4200, ср. 2013	Сред. и круп. самород. - до 70 г	-	959	C ₁ - 95	100,0 в 1992 г.	Нет	[86, 138]
Исток руч. Курочкина (II-3-11), проявление	Ложковая	550	10-15, ср. 12	0,5-1,0, ср. 0,6	0-2,5, ср. 1,3	Сланцы, песчаники	137-2146, ср. 1000	-	-	-	1,8 (не приняты)	-	Непромышленная	[138]

Продолжение табл. 1

Название россыпи, № на карте	Тип россыпи	Размеры россыпи				Тип плотика	Содержание золота в пласте, мг/м ³	Характеристика золотин			Разведанные запасы, ресурсы, кг	Сведения о добыче, кг	Остаточные запасы, кг	Источники информации
		Длина, м	Ширина, м	Мощность песков, м	Мощность торфов, м			Размеры, мм	Форма	Пробность				
Руч. Курочкин (П-3-14)	Долин. и террас.	4220	8-140, ср. 47	0,5-4,4, ср. 2,3	0,9-11,9, ср. 7,0	Доломиты, сланцы	240-3970, ср. 1043	Сред. и крупное	Пластин. и таблитч.	918-926	С ₁ - 489	Более 300 в 1994-1996 гг.	С ₁ - 218 в низовьях	[86, 138]
Руч. Медвежий (П-3-16)	Ложковая	920	8-38, ср. 19	0,6-2,3, ср. 1,1	0,2-2,0, ср. 0,8	Доломиты	300-27000, ср. 2163	Сред. и крупное	Комковатое	956	С ₁ - 39	32,0 в 1993-1994 гг.	С ₁ - 7,0	[86, 138]
Исток руч. Близнец (П-3-17), проявление	Ложковая	Более 400	30-40	0,3-0,8	0,5-2,0, ср. 1,2	Сланцы	700-1150, ср. 925	-	-	-	1,6 (не приняты)	-	Непромышленная	[136]
Руч. Близнец (П-3-18)	Ложковая	910	10-37, ср. 23	0,7-1,0, ср. 0,9	0,3-1,0, ср. 0,7	Доломиты	300-45000, ср. 6364	Сред. и крупное	Таблит. и пластин.	943	С ₁ - 70	Отработана в 1986-1989 гг.	Нет	[86, 136]
Руч. Ольгинский (П-3-20)	Долин., ложковая, террас.	3100	20-100, ср. 36	0,8-2,9, ср. 1,4	0,6-3,5, ср. 1,5	Доломиты, песчаники, сланцы	220-11020, ср. 1370	Сред. и крупное	-	920-938	С ₁ - 233,6	Отработана в 1986-1989 гг.	Нет	[86, 136]
Руч. Ветвистый (верховья) (П-3-25)	Долинная	2200	5-50, ср. 18	0,5-5,0, ср. 1,3	2,0-7,5, ср. 4,0	Сланцы	200-17860, ср. 1400	Крупное - 1-3, сред. - 0,3-1	Пластин. и таблит.	871-978, ср. 920	С ₁ - 66,5	Не отработывалась	С ₁ - 66,5	[86, 139]
Руч. Верхне-Никитинский (П-3-30)	Ложковая	800+580	10-30, ср. 18	0,5-2,0, ср. 1,6	0,5-3,5, ср. 1,5	Сланцы, доломиты, песчаники	240-2220, ср. 490	Крупное и сред.	-	920	С ₁ - 22	Не отработывалась	С ₁ - 22	[86, 140]
Исток руч. Нижне-Никитинского (П-3-31), проявление	Ложковая	Около 400	10	0,5	4,0	Сланцы	733	-	-	-	С ₂ - 2,2 (не приняты)	-	Непромышленная	[140]
Руч. Ветвистый (низовья) (П-3-34)	Долинная	Более 600	10-50, ср. 20	0,5-1,0, ср. 0,7	4,5-10,0, ср. 7,0	Доломиты	315-2818, ср. 1800	Крупное и сред.	-	-	С ₁ - 8,5	Не отработывалась	С ₁ - 8,5	[86, 139]
Исток р. Рыбной (П-4-2), проявление	Долинная	2 фрагм. 350	40 и 68	0,5-2,0, ср. 0,8	1,0-6,0, ср. 2,1	Сланцы	406-586, ср. 541	Мелкое и среднее	Листов., пластин., таблит.	884	Р ₁ - 11,2	-	С ₂ - 11,2	[137, 139]
Руч. Мельничный (П-4-4), проявление	Ложковая	Более 500	40-60	0,5-2,0, ср. 1,0	0,5-3,5, ср. 1,5	Доломиты	106-741, ср. 236	Мелкое	Листов.	-	Р ₁ - 10	-	-	[137]

Окончание табл. 1

Название россыпи, № на карте	Тип россыпи	Размеры россыпи				Тип плотика	Содержание золота в пласте, мг/м ³	Характеристика золотин			Разведанные запасы, ресурсы, кг	Сведения о добыче, кг	Остаточные запасы, кг	Источники информации
		Длина, м	Ширина, м	Мощность песков, м	Мощность торфов, м			Размеры, мм	Форма	Пробность				
Руч. Горелый (II-4-6), проявление	Долинная	3 фрагм. 2300	10-40, ср. 30	0,5-1,0, ср. 0,7	2,0-6,0, ср. 5,0	Сланцы	564-1257, ср. 665	-	-	-	P ₁ - 25,0	-	-	[137]
Руч. Степашкин, среднее течение (III-3-16), проявление	Долинная	500	2 струи 20 и 20	0,5	3,0-3,5	Сланцы	372 и 484, ср. 428	Мелкое, 0,1-0,5	Чешуйч., пластин.	-	P ₁ - 4,3	-	-	[169, 176]
Руч. Степашкин, верховья (III-3-19), проявление	Долинная	1700	2 струи 10 и 20	0,5-3,5, ср. 1,5	1,5-4,0	Сланцы и мраморы	160-447, ср. 200	Мелкое, редко - крупное	Чешуйч., пластин., призмат.	-	P ₁ - 10,8	-	-	[169, 176]
Р. Черная, ср. течение (III-4-9), проявление	Долинная	5000	20-30	0,5-1,0, ср. 0,7	2,5-4,5	Сланцы	570-1695, ср. 658	Мелкое, 0,1-0,5	Призмат., пластин.	-	P ₁ - 72,2	-	-	[83, 169]

Нижняя часть промышленной россыпи (на протяжении 2 000 м от устья) имеет ширину – от 50 до 170 м при мощности золотоносного пласта 1–8,5 м (средняя – 2,5 м), содержании золота в блоках – от 567 до 1 732 мг/м³ и запасах – более 400 кг. Выше места пересечения с золотоносной зоной рудопроявления Ольгинского все параметры этой россыпи (на отрезке 800 м) резко уменьшены. В ее усредненном разрезе выделяются:

- 0–1,0 м – торф и серые суглинки с редким щебнем и галькой;
- 1,0–2,5 м – коричневые суглинки с примесью гальки и гравия;
- 2,5–8,0 м – глины темно-зеленые, содержащие до 50 % щебня, гальки и гравия;
- 8,0–12,0 м – коричневые щебнисто-гравийно-галечно-суглинистые отложения (обломки до 70 %) золотоносные;
- 12,0–13,0 м – щебнисто-глинистый апосланцевый элювий золотоносный.

Верхняя часть россыпи (до устья руч. Блинец) отличалась меньшей шириной (10–55 м, средняя – 24 м) и мощностью пласта (0,5–4,5 м, средняя – 1,2 м) при содержании золота в блоках – от 345 до 2 180 мг/м³ (среднее – 1 785 мг/м³) и запасах – 67,5 кг. Мощность «торфов» здесь варьировала в пределах 0,5–9,0 м (средняя – 3,5 м). В плотике по левому борту развиты сланцы, по правому – доломиты. Старатели отработали ее полностью, а также верхнюю половину нижней части, добыв более 300 кг золота. Приустьевая часть (около 1 000 м) с запасами – 218 кг при среднем содержании золота – 764 мг/м³ и средней мощности «торфов» – 10,5 м сочтена нерентабельной.

Целиковыми являются *россыпи руч. Ветвистого* – первого правого притока р. Рыбной. Долина ручья разведана детально (по сети 200×10 м со сгущениями) скважинами [139] на протяжении 6 200 м от устья, единичными линиями опойскаваны 4 притока ручья. Промышленная золотоносность выявлена в верхнем коленообразном изгибе долины на протяжении 2 200 м (*россыпь* П-3-25) и в низовьях ручья на протяжении 600 м (*россыпь* П-3-34). На прочих участках долины золото образует струи непромышленного масштаба.

В усредненном разрезе верхней россыпи сверху вниз развиты:

- 0–1,2 м – суглинки сероцветные («торфа»);
- 1,2–5,2 м – щебнисто-валунно-галечно-глинистые отложения («торфа, пески») со средней и трудной промывистостью, 10 % – валунистостью;
- 5,2–7,0 м – элювий выветрелых сланцев («пески»).

Для верхней россыпи характерна резкая вариация всех разведочных параметров: ширины (5–50 м), мощности «песков» (0,5–5 м) и «торфов» (2–7,5 м), содержания золота в «песках» (200–17 860 мг/м³), крупности золотин (0,2–200 мг), пробности (871–978) и запасов золота в разведочных блоках длиной по 200 м (0,3–17,3 кг). Характерно пластинчатое, реже таблитчатое и листоватое полуокатанное золото, иногда в сростках с кварцем. Запасы россыпи категории С₁ составили 66,5 кг, но в связи с преобладанием трудно учитываемого крупного золота они могут существенно измениться при эксплуатации в большую или меньшую сторону.

Нижняя россыпь располагается в пределах карстовой аподоломитовой депрессии на ложном плотике, характеризуется незначительными параметрами и запасами (менее 10 кг) при мощных «торфах» (до 10 м), но, возможно, имеет продолжение в непоискованный правый нижний приток ручья.

Россыпи правых притоков р. Луговой и Рыбной (I-3-14; П-3-3, 5, 7, 9, 16) практически однотипны. Они локализованы восточнее (и геоморфологически ниже) полосы материнских золотоносных сланцев, преимущественно на доломитовом, отчасти закарстованном плотике. Глубина карстовых углублений варьирует в пределах 5–24 м (средняя – около 10 м), золотоносность их либо рядовая (при увеличенной мощности «песков»), либо убогая. В приустьевой части притоков (восточнее закарстованной полосы) россыпи становятся, как правило, непромышленными. Масштаб россыпей малый (с вариацией запасов – от 14 до 170 кг), содержание золота в «песках» по разведочным данным низкое (около 0,5 г/м³) и рядовое (1–2 г/м³). Золотины различны по крупности (от 0,1 до 3 мм, встречались самородки) и степени окатанности, с пробностью – от 886 до 959. Большей частью они отработаны, причем среднее содержание в добытой массе варьировало в пределах 1–2 г/м³. Из этих россыпей целиковой осталась россыпь *руч. Афанасьевского* (I-3-14), пробная эксплуатация которой (добыто 3 кг в 1996 г.) характеризовалась трудной промывистостью.

В *низовьях р. Луговой* (до устья руч. Вертолетного) детально разведана *россыпь* (П-3-6) [137], оказавшаяся непромышленной в связи с мощной вскрышей (до 14,5 м) и малым количеством золота (33 кг по сумме блоков). Лишь блоки близ устья руч. Вертолетного с запасами

4,2 кг имели меньшую мощность «торфов» (6–8 м) и были отработаны попутно с россыпью руч. Вертолетного. В средней части россыпи выделен блок с относительно приемлемой вскрышей (9–10 м), запасы которого категории C_2 составляют 5,7 кг (отнесены к забалансовым). Россыпь классифицирована как проявление.

Данные по россыпи в верхнем течении р. Рыбной (II-4-2) крайне противоречивы. На стадии опоискования [134] в основании пойменных отложений обнаружен устойчивый и протяженный (более 4 км) шлиховой поток с содержанием золота – от 35 до 3 100 мг/м³, в центральной части которого выделена россыпь длиной – около 1,5 км (с непромышленным участком в середине длиной 800 м) при ширине – 40–68 м, мощности «песков» – 0,5–2,0 м и среднем содержании золота – 541 мг/м³. Детализация этой россыпи по сети 200×20 м не выявила ни одного знака золота (!) в аллювии при том, что почти все скважины не достигли сланцевого плотика [136]. На россыпи целесообразна постановка ревизионных работ.

Дополнительного опоискования заслуживает и протяженное (более 5 км) *россыпное проявление* руч. Горелого (II-4-6), в котором расстояния между поисковыми профилями достигали 1 300–2 200 м [134]; ресурсы ее могут в итоге возрасти в 2–3 раза (до 75 кг).

В бассейне р. Северной выявлены две целиковые промышленные россыпи. *Россыпь руч. Каратаевского* (I-3-9) складывается из 4 смежных россыпей: пойменной, склоновой и двух ложковых. Соответственно в составе золотоносных отложений велика роль солифлюкционного щебнисто-глинистого материала, что обусловило их трудную промывистость.

В плотике *россыпи руч. Растрепина* (II-1-3) развиты частично закарстованные доломиты, и основные запасы золота категории C_2 (30 из 54 кг) сосредоточены в карстовой западине верхнего блока размерами 280×45×8 м при общей длине россыпи – 1 600 м. При доразведке россыпи возможно увеличение запасов за счет выявления других золотоносных западин.

Россыпь средней части долины р. Черной (III-4-9) выявлена при опоисковании р. Черной: 13 профилей скважин на протяжении 26 км (вверх от устья) по сети 1 800×(10–20) м [172]. Промышленная золотоносность установлена в 3 профилях, расположенных выше устья руч. Горного на протяжении 5 км, и приурочена к золотоносной струе шириной – 20–30 м в левобережной части поймы. «Песками» являются глинисто-песчано-галечниковые приплотиковые отложения средней и тяжелой промывистости (мощность 0,5–1,5 м), «торфами» – старично-болотные глины и щебнисто-галечно-глинистые отложения (2,5–4,5 м). В плотике развиты кварц-слюдистые и карбонатные сланцы. Золото в россыпи мелкое (0,1–0,5 мм), полуокатанное, угловатое, октаэдрическое, призматическое и пластинчатое. Ресурсы россыпи категории P_1 оценены в 72,2 кг при содержании химически чистого золота – 658 мг/м³ (условная пробность – 920). Россыпи сопутствуют еще две золотоносные струи шириной – от 20 до 120 м с некондиционным (130–240 мг/м³) содержанием золота. Выше и ниже россыпи в долине реки выявлены *шлиховые потоки* золота (III-4-10; III-3-17, 5 соответственно) с содержанием золота в 2–4 приплотиковых струях – от 50 до 424 мг/м³. Короткие *шлиховые потоки* с содержанием золота – до 428 мг/м³ обнаружены бурением в трех правых притоках р. Черной, дренирующих осадочные отложения палеозоя (III-3-9; III-4-6, 7).

Левые притоки р. Черной скважинами не опоискованы – кроме руч. Степашкина, в долине и притоках которого пройдены 17 профилей скважин (через 800–1 600 м) и выявлены два коротких пойменных *россыпепроявления* (III-3-16, 19) с незначительными ресурсами (15,1 кг совокупно) и три *шлиховых потока* (III-3-11, 14, 15) [172].

Незначительные россыпи (с ресурсами до 20 кг) известны также в северной части Вороговского золоторудно-россыпного района, в долинах руч. Елагина (I-2-14) и Ольгинского-2 (I-2-15). Им сопутствуют *шлиховые потоки* золота (I-2-8, 9).

Шлиховые потоки золота с весовым содержанием золота (десятки и сотни мг/м³ на пласт) обнаружены бурением еще в ряде водотоков Вороговского района (I-1-4; I-3-6, 8, 10; II-3-13, 27, 38, 39, 44). При их детализации в некоторых случаях возможно обнаружение золотоносных россыпей малого масштаба.

В результате неоднократного поверхностного шлихования водотоков на площади листа выявлен и уточнен ряд обширных *шлиховых ореолов* с содержанием золота преимущественно в единичных знаках (I-1-1; I-2-1; II-1-1; III-1-6; III-3-3). Как правило, эти шлиховые ореолы оконтуривают участки развития других золотоносных признаков. В юго-западной части листа золото в шлиховых ореолах сопутствует касситерит (знаки). Часть шлихового золота не вошла в эти ореолы и показана в виде *шлиховых потоков* (III-1-3; IV-2-1, 7, 10) или разрозненными шлихами с золотом. Единичные поверхностные *шлиховые потоки* содержат до 300 знаков тонкого косового золота (IV-1-6) или весовые содержания золота (до 3 г/м³) в шурфах (IV-2-4) и должны быть проверены бурением.

СЕРЕБРО

Самостоятельная минерализация серебра на площади неизвестна. Оно является основной примесью в самородном высокопробном (918) золоте золоторудного проявления *Ольгинского* (и, вероятно, однотипных с ним проявлений Вертолетного и Северореченского).

В *пунктах свинцовой* (I-2-3; III-4-14; IV-2-7) и *свинцово-цинковой минерализации* (III-3-24; III-4-12; IV-4-8, 12) содержание серебра (образующего примесь в галените) варьирует в пределах 1–5 г/т. Оно является попутным компонентом в литохимических ореолах золота и полиметаллов (обычно на уровне $(0,03–0,1) \cdot 10^{-3}\%$), но иногда комплексируется с молибденом, ванадием и рядом других элементов, очерчивая поля развития углеродистых метасоматитов (*ВГХО IV-4-9*).

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Радиоактивные элементы локализованы в пределах региональной Тейско-Вороговской уран-редкоземельно-редкометалльной минерагенической зоны, выделенной при ГДП-1000 [24] и уточненной при ГДП-200 [179]. Рудные концентрации здесь характерны для урана. Что касается тория, он проявлен исключительно как спутник урана или редких земель, хотя его содержания иногда высоки (до 2 %).

УРАН

Он представлен на площади 3 проявлениями и 1 пунктом минерализации, сосредоточенными на юго-востоке листа, в периферической части Верхне-Вороговского урановорудного района, и группой более широко распространенных ВГХО урана, выделенных по данным аэроспектротометрической съемки.

Проявление Полярное (III-4-11) расположено на правобережье р. Черной, среди вторично рассланцованных метариолитов, отнесенных при ГДП-200 [179] к ковригинской свите. Оно опойсковано с поверхности рядом профилей шурфов и канав и разбурено мелкими (до 25 м) скважинами [104]. Локализовано в зоне спорадического развития более или менее радиоактивных полиминеральных метасоматитов северо-восточного простирания длиной – 800 м при ширине – до 200 м. В состав метасоматитов аргиллизитового типа входят вторичные кварциты, сульфидсодержащие серицитолиты, а также маломощные (первые метры) зонки существенно биотитовых метасоматитов (до 70 % биотита), тоже сульфидизированных (до 3 %) и содержащих вкрапленность, гнезда и прожилки урановых минералов [134]. В пределах зоны выделено два рудных тела мощностью 0,7 и 1,8 м, длиной – до 100 м при содержании урана – 0,03 и 0,055 % соответственно, а также одно тело убогих руд (с содержанием – 0,01–0,03 %) мощностью от 0,1 до 6,0 м при длине – до 300 м. Падение тел согласно сланцеватости северо-западное, под углом 40°. Скважинами они не околуплены.

Среди урановых минералов преобладают настуран и уранинит, присутствует коффинит, а также гипергенные минералы: торбернит и казолит. Им сопутствуют торит, монацит и циртолит, а также сульфиды: пирит и халькопирит с примесью галенита, сфалерита, молибденита, пирротина и арсенопирита. Есть и гипергенные сульфиды: халькозин, ковеллин, марказит. Спутники урана в рудах достигают высоких содержаний: торий – до 2 %, лантан – до 0,6 %, иттрий – до 0,2 %, молибден – до 0,3 %, медь – до 0,2 %, свинец – до 0,06 % [134]. По данным тематических исследований [134] в рудах присутствует иногда золото в количестве 0,3–0,5 г/т.

Ресурсы проявления Полярного не оценивались в связи с незначительностью его параметров [101]; их приблизительный расчет для трех выявленных тел не превышает 100 т урана до глубины 100 м [176].

Проявление Кутукасское (IV-4-13) расположено на левобережье правого притока р. Кутукас (в ее верхнем течении) и локализовано среди бластомилонитизированных и березитизированных полевошпат-кварцевых метапесчаников (с прослоями сланцев), отнесенных при ГДП-200 [179] к белоручьевской свите раннего протерозоя. Проявление изучено достаточно детально с поверхности [104] и разбурено глубокими (100–350 м) скважинами по сети (200–400)×400 м со сгущениями [164]. Выявлен протяженный (более 3 км) и широкий (150–250 м) ореол радиоактивности (30–100 мкР/ч), охватывающий пологозалегающую (20–40°) зону березитизации северо-западного падения (до 500 м по падению), почти конформную первичной слоистости в породах белоручьевской свиты. В разрезе встречаются силлообразные тела рассланцованных амфиболитов индыглинского комплекса, а также субпластовые тела катаклазированных микро-

клиновых гнейсогранитов гаревского комплекса, практически не затронутые березитизацией и слабо радиоактивные.

Внутри зоны в разных сечениях выявлено от двух до семи субпараллельных линзующихся ураноносных тел мощностью от 0,1 до 6,4 м при длине по простиранию – 200–900 м и по падению – от 40 до 200–500 м. В трех телах содержание урана варьирует в пределах 0,03–0,96 %, в прочих – 0,01–0,03 %. Первичными минералами урана являются уранинит, настуран и браннерит, но до глубин 150–200 м на проявлении развита зона выветривания, руды подвержены окислению и сложены преимущественно торбернитом, метаторбернитом, казолитом, уранофаном, урановыми чернями и др. Сульфиды в количестве до 1 % развиты шире ураноносных зон, будучи замещены в зоне окисления лимонитом. Преобладающими являются пирит, марказит, пирротин, в примесях – молибденит, висмутин, галенит и сфалерит. Содержания спутников урана в рудах иногда значительны: медь – до 0,6 %, молибден – до 0,06 %, висмут – до 0,03 %, свинец – до 0,1 %, цинк – до 0,1 %, мышьяк – до 0,02 %. В ряде проб обнаружено золото (от 0,1 до 65 г/т).

В связи с невыдержанностью и бедностью урановородных тел, а также преимущественным развитием в них гипергенных минералов урана проявление отнесено к неперспективным [164], ресурсы не оценивались. Приблизительный расчет его ресурсов по параметрам известных тел не превышает 500 т урана [176].

В 3 км к юго-западу от контура Кутукаского проявления, на мысе между р. Мал. Кутукас и ее правым притоком обнаружено [152] *проявление Ясное* (IV-4-17), локализованное в той же пологой зоне березитизированных бластомилонитов по метапесчаникам белоручьевской свиты [179]. Оно было детализировано канавами и несколькими скважинами на протяжении 1 км [164]. Характер локализации его рудных зон подобен проявлению Кутукаскому, но масштаб и степень ураноносности этих зон еще меньше: мощность варьирует в пределах 0,1–2,0 м, длина – по падению не превышает 100 м, содержание урана меняется от 0,01 до 0,3 %, медь достигает 0,06 %, молибден – 0,005 %, свинец – 0,05 %, висмут – 0,01 %, золото – 0,06–0,2 г/т. Впрочем, зона выветривания практически отсутствует, урановые минералы представлены только уранинитом и браннеритом. Ресурсы проявления не оценивались в связи с его незначительностью. Приблизительный их расчет по параметрам известных тел не превышает 100 т урана [176].

В 1,5 км юго-западнее проявления Ясного, на мысе р. Мал. Кутукас и его левого притока, выявлен *пункт минерализации* (IV-4-19), известный как «*проявление Июньское*» [164]. Единичными канавами здесь вскрыты субпараллельные зонки урановой минерализации малой мощности, которые характеризуются низким (0,01–0,03 %) содержанием урана. Минеральный состав зонков не изучался. По данным ГДП-200 [179] вмещают эти зонки те же бластомилонитизированные метапесчаники белоручьевской свиты. Юго-западным ограничением зоны Июньского «проявления» является массив гранитоидов, подверженный интенсивному катаклазу.

В юго-восточной части площади (бассейны рр. Черной, Кутукаса и Ниж. Сурнихи), подвергшейся аэроспектрометрической съемке [104], выявлен ряд аэрорадиометрических аномалий урана, показанных на карте полезных ископаемых как *литохимические ореолы рассеяния* урана (в соответствии с «Инструкцией по составлению...», 2008). Всего выделено 19 ореолов (III-4-15; IV-3-3, 4, 9, 13, 20; IV-4-1, 2, 4, 5, 6, 10, 11, 18, 21, 22, 23, 24, 26) площадью от 0,3 до 12,5 км² при содержании урана – от $(2-4) \cdot 10^{-3}$ до $(4-12) \cdot 10^{-3}$ %. Ореолы меньшей площади показаны на карте в качестве литохимических проб с повышенным содержанием урана. Ореолы, соответствующие известным проявлениям урана, не показаны.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Проявления неметаллических полезных ископаемых на площади немногочисленны. Они относятся к группам химического сырья, минеральных удобрений, горнотехнического сырья, драгоценных и поделочных камней. Однако при постановке специализированных поисковых работ многие выходы горных пород площади могут стать объектами разработок на стройматериалы, реже на химическое, керамическое и огнеупорное сырье, минеральные удобрения.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Эта группа представлена на площади баритом. Некоторый интерес могут представлять существенно пиритные руды медно-цинкового *проявления Хариузахинского* (IV-2-11), известняки

и мраморы в составе различных подразделений докембрия и палеозоя.

БАРИТ

В левом борту р. Бол. Лебяжьей известен *пункт минерализации* барита (I-4-1), представленный коренным выходом барийсодержащих доломитов (до 3 % бария), залегающих полого (5°) и приуроченных к низам лебяжинской свиты [18]. Мощность барийсодержащего слоя не установлена. В шлихах из водотоков северо-восточной части листа часто встречается барит [18].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

На площади есть выходы пород и руд с незначительной концентрацией фосфатного вещества. Некоторые разности карбонатных пород могут оказаться пригодны в качестве агрокарбонатных руд.

ФОСФОРИТ

На правобережье приустьевой части р. Черной известен *пункт минерализации* фосфоритов (III-3-4), представленный вскрытым шурфом [128] пластом мелкогалечных конгломератов мощностью 1 м с глинисто-песчаным цементом, в составе которого есть примесь мелких (до 1 мм) зерен желтоватого фосфатного вещества. Содержание пятиокси фосфора в штучных пробах из конгломератов составляет 1–2 %. Конгломераты залегают в основании усть-столбовской свиты среднеордовикского возраста, известной своей повышенной фосфатноспособностью и вмещающей (за пределами листа) ряд проявлений фосфоритов [24]. В 6 км юго-восточнее этого пункта, в поле развития ордовикских и силурийских отложений на площади 9 км² выявлен [181] *ВГХО* фосфора (III-4-4) в донных осадках при содержании фосфора – 0,15–0,3 %.

Кроме того, примесь фосфора присутствует в марганцевых рудах проявлений Порожинско-Михеевского узла. Обычно она незначительна, варьируя в пределах 0,1–0,7 % и составляя в среднем в малофосфористых сортах руд – 0,25 % и в фосфористых – около 0,5 %. Однако, на некоторых участках проявлений содержание фосфора в рудах (как окисных, так и первичных карбонатных) повышено до 1–7 %. Так, на юго-восточном фланге *проявления Северного* (I-1-5) в существенно железистых марганцевых окисных рудах содержание фосфора варьирует в пределах 1,38–6,94 % [160]. На восточном фланге *Центрального проявления* (II-1-5) в обособленной залежи окисных марганцевых руд содержание фосфора достигает 1,75–2,85 % [162]. На северо-западном фланге *Михеевского проявления* (II-1-10) в нижнем пласте карбонатных марганцевых руд, вскрытом скважиной № 22 [135], содержание фосфора составляет 4 %. В *пункте минерализации* марганца и железа (II-1-11) содержание фосфора достигает 5,3 %, а в *пункте минерализации* марганца (III-1-4) составляет 2,85 % [171]. Фосфор содержится в рудах преимущественно в виде тонкозернистого апатита, который (как показали технологические испытания марганцевых руд) можно извлекать в апатитовый концентрат с содержанием пятиокси фосфора на уровне 30,5–36,2 % [119]. При переработке по азотнокислой схеме из этого концентрата можно получать фосфатные удобрения.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Объекты керамического и огнеупорного сырья на площади пока неизвестны, хотя предпосылки для их выявления есть. Таковыми могут стать жилы пегматитов гаревского и средневогровского комплексов (в бассейне р. Кутукас), среди которых преобладают керамические (бесслюдистые) разности. Перспективны поля развития высокоглиноземистых кристаллических сланцев свиты хр. Карпинского (в верховьях Кутукаса и среднем течении р. Вороговки), где могут быть участки с высоким содержанием дистена и силлиманита. Развитые там же кварцитовидные метапесчаники базальной пачки (мощностью до 300 м) белоручьевской свиты с содержанием кремнезема – более 96 % могут быть опоискованы на огнеупорное (динасовое) сырье. Фтаниты верхнеподъемской подсвиты (с содержанием кремнезема – более 82 %), являющиеся вскрышными породами на марганцевых проявлениях Порожинско-Михеевского узла, пригодны для изготовления черной керамической плитки и декоративного стекла – по аналогии со вскрышей месторождения Мохового [116]. Существенно каолиновые коры выветривания, развитые местами на глинистых известняках сухореченской свиты (бассейн нижнего течения

р. Вороговки), могут оказаться сырьем для грубой керамики.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Оно представлено на площади проявлением талька. Кроме того, на площади широко развиты зоны метасоматической апосланцевой графитизации, при опоисковании которых могут быть выявлены проявления мелкочешуйчатого графита.

ТАЛЬК

В северо-западной части листа, на водоразделе левых притоков р. Порожной при ГГС-50 обнаружено и опоисковано проявление талька (I-1-2), получившее название *Водораздельного* [129]. В состав поисковых работ вошли литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния по сети 100×20 м на площади 2 км² (в том числе с анализом на золото), магнитное профилирование по той же сети, проходка шурфов и 6 скважин глубиной до 100 м. Частичному оталькованию подвергся массив серпентинизированных гипербазитов размерами 2,4×0,5 км. Опоискованная полосовидная зона развития тальцитов локализована в юго-западной части массива, вдоль тектонического контакта с толщей альбит-хлоритовых сланцев, отнесенной при ГДП-200 [179] к фирсовской толще. Этот контакт пересечен одной из скважин и характеризуется юго-западным падением под углом 60–70°. Вторичное рассланцевание серпентинитов конформно этому контакту и контролирует развитие метасоматических тальцитов.

Ширина приконтактной зоны оталькования составляет в средней, наиболее изученной части проявления, более 80 м. Талькиты образуют внутри этой зоны ряд субпараллельных тел мощностью от 0,4 до 5,0 м с расстоянием между телами – 1–18 м. В двух скважинных сечениях (200 м между сечениями) встречено 7 и 10 таких тел с совокупной скважинной мощностью 17,0 и 40,5 м соответственно (при истинной мощности 8,5 и 20 м). Эти тела пересечены скважинами в диапазоне глубин 3,0–100,5 м. Зона оталькования отчетливо выражена в магнитном поле в виде полосовидной отрицательной аномалии (до 1 000 нТл) на фоне общей положительной аномалии в 1 500–2 000 нТл, оконтуривающей серпентинитовый массив. Протяженность полосовидной аномалии достигает 1 700 м вдоль контакта массива при ширине от 100 до 20 м. В 800 м к юго-востоку от центра зоны оталькования (опоискованного скважинами участка) в пределах отрицательной аномалии найдены элювиальные высыпки тальцитов.

Такие же высыпки и единичные тела тальцитов (вскрытые шурфами) обнаружены северо-восточнее указанной полосы, в центральной части массива. Они приурочены ко второй полосовидной отрицательной магнитной аномалии, расположенной параллельно первой, в 100–200 м от нее. Протяженность этой аномалии превышает 2 000 м при ширине – 40–80 м.

Талькиты имеют бледно-зеленую, серую или желтовато-серую окраску, сланцеватую или плотную текстуру, лепидобластовую структуру и состоят на 80 % и более из бесцветного талька и примесей серпентина, карбонатов и др. Из всех тел тальцитов было отобрано 38 керновых проб, проанализированных на содержание окислов кальция, алюминия и железа, потери при прокаливании, валовую серу, растворимость в воде и соляной кислоте, а также на интенсивность белизны. Содержание окиси магния (основного параметра тальцитов), к сожалению, не определялось. Условно качественным талькитам (с белизной – 61–72, нерастворимым в соляной кислоте остатком – 85–90,3 %, потерями при прокаливании – 5,1–6,5 %, содержании серы – 0,01–0,23 %, содержании глинозема – 1,1–2,3 %, содержании окиси кальция – 0,13–0,3 %, растворенной в соляной кислоте окиси железа – 0,77–1,99 %, полной нерастворимостью в воде) соответствуют 10 проб, то есть около 25 % из числа проанализированных. Несколько качественных проб (кроме белизны, оказавшейся на уровне 50–54 %) отобрано из глинистой коры выветривания по талькитам, развитой до глубин 20–23 м.

«Прогнозные запасы» тальцитов в опоискованной части проявления (в блоке 450×20×100 м) при условном объемном весе тальцитов – 2,5 т/м³ были оценены первооткрывателями в 2,25 млн т [129]. При ГДП-200 [179] на основе данных опробования предшественников лишь около 600 тыс. т из этих тальцитов отнесены к условно качественным (талькам). В указанной полосе оталькования (20×1 700 м), а также в субпараллельной полосе (40×2 000 м) до глубины 100 м при коэффициенте достоверности – 0,5 может быть обнаружено до 2,4 млн т талька. Однако отсутствие данных по содержанию в талькитах окиси магния не позволяет учесть их ресурсы.

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

В ходе поисковых работ на россыпное золото на площади выявлены единичные находки алмазов, рубинов и сапфиров.

АЛМАЗЫ

В логу на левобережье руч. Цыганского (левого притока р. Луговой) при шлиховании [137] обнаружен алмаз (*пункт минерализации* I-3-7). Размер его – 0,6 мм, вес – 0,55 мг, форма октаэдрическая, кристалл бесцветный, чистый, прозрачный, с люминесцентной окраской голубой (в рентгеновских лучах) или зеленой (в ультрафиолете). Октаэдрические грани выпуклые, тригональные и дитригональные, на месте ребер развиты антискелетные желобки. По заключению А. А. Крюкова эти особенности характерны для алмазов из кимберлитовых трубок (подобные встречались в якутской трубке «Мир»). Края граней слегка обколоты, что свидетельствует о транспортировке алмаза, хотя значительного износа не наблюдается. При более детальном шлиховании лога и руч. Цыганского новых алмазов не найдено [138].

РУБИНЫ, САПФИРЫ

В долине р. Луговой выше устья руч. Афанасьевского при промывке отвалов шурфов и керн на поисковых скважинах на золото [137] обнаружены единичные зерна рубинов и сапфиров (*пункт минерализации* I-3-13). Зерна размером менее 1 мм представлены обломками кристаллов насыщенно красного или голубого цвета. Ранее в шлихе из лога на правобережье этого же участка р. Луговой найдено зерно рубина [181].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Многие горные породы площади пригодны по своему петрографическому и химическому составу в качестве разнообразных строительных материалов – хотя специализированному опоскованию они не подвергались. В качестве облицовочного камня могут рассматриваться многие магматические и метаморфические породы с низким фоном радиоактивности: мраморы, амфиболиты, габбро, сиениты, метадолериты, плагиограниты и плагиогнейсы и т. д. Бутовый камень можно добывать из тех же пород, а также доломитов, метабазальтов, высокоглиноземистых сланцев, метапесчаников и некоторых песчаников. Щебень для автодорог и наполнителей бетона можно также получить из силицитов, серпентинитов, разнообразных сланцев. Большинство карбонатных пород пригодно для производства извести, а глинистые известняки сухореченской свиты могут оказаться приемлемым цементным сырьем. Глинистые коры выветривания могут вмещать месторождения разнообразных глин. В частности, в глинистой вскрыше марганцевых проявлений Порожинско-Михеевского узла вероятны залежи монтмориллонитовых глин, которые на соседнем, хорошо изученном Моховом месторождении оказались пригодны для изготовления буровых растворов, керамзита и керамических плиток [119]. Развитые во вскрыше проявления Хребтового линзовидные залежи песков и галечников кирнаевской свиты могут тоже использоваться в строительстве, а вышележащий покров суглинков кочковской свиты – для изготовления кирпича. Насыпной техноген золотоносных россыпей можно перерабатывать в песчано-гравийные смеси.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

К настоящему времени значимые источники подземных вод на площади неизвестны. При постановке специализированных поисков можно ожидать выявление лечебных радоновых вод в контуре Верхнее-Вороговского урановорудного района (бассейн верхнего течения р. Кутукас и р. Черной). Преобладающий тип подземных вод площади гидрокарбонатный, ультрапресный (минерализация – 0,1–0,3 г/л, реже – до 0,5 г/л), без патогенных примесей, что не только удовлетворяет требованиям к питьевой воде, но позволяет прогнозировать наличие участков экологически чистых подземных вод, пригодных к бутилированию. Более перспективными являются водообильные карбонатные породы палеозоя с дебитами родников – до 4 л/с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Лист Р-46-XXV расположен на северо-западной окраине Енисейской минерагенической провинции. Районирование этой провинции еще дискуссионно, чему свидетельством изобилие предлагаемых металлогенических схем [21, 24, 41, 47, 67, 111, 141, 177, 178, 179], что, в первую очередь, обусловлено различиями представлений о тектонической структуре Енисейского кряжа. Соответственно, в легенде Енисейской серии листов масштаба 1 : 200 000 [127] минерагенический блок отсутствует. В качестве базовой нами принята минерагеническая схема, предложенная авторами Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листов О-46 и Р-46 [21].

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Енисейская минерагеническая провинция формировалась на западной окраине Сибирской платформы в продолжение 7 минерагенических эпох: от позднеархейской до альпийской. На площади листа Р-46-XXV присутствуют образования всех этих эпох, однако их минерагеническое значение существенно разнится.

Позднеархейские образования (немтихинский и малогаревский метаморфические комплексы с предполагаемым возрастом более 2 500 млн лет) не сопровождались какими-либо рудными процессами. Слагающие их высокометаморфизованные породы могут представлять интерес в качестве особо крепких щебней, облицовочных материалов, карбонатных флюсов и т. д. Впрочем, в поле их развития зафиксирован ряд проб с повышенным содержанием полиметаллов, меди, золота и несколько ВГХО урана, связанных, вероятно, с процессами байкальской минерагенической эпохи.

Карельская эпоха (2 500–1 650 млн лет) тоже не отмечена значимыми рудными процессами. При этом многие образования *позднекарельского этапа* (1 920–1 650 млн лет) оказались благоприятной средой для наложения минерализаций последующих рудных эпох и стадий. В частности, относительно железистые (до 7 % по сумме окислов) гранат-ставролитовые сланцы свиты хребта Карпинского в байкальскую эпоху диафореза зеленосланцевой фации оказались пропилитизированы с образованием более или менее существенной вкрапленности магнетита – вплоть до линз джеспилитов. Эти же сланцы в конце байкальской эпохи подверглись на фронтах надвигов дислокационной бластомилонитизации и углеродистому метасоматозу, иногда в сопровождении медной минерализации и признаками золотой. Существенно карбонатные породы рязановской свиты в аналогичных зонах обуглероживания содержат полиметаллическую минерализацию, а развитые по мраморам и амфиболитам коры выветривания мезозойской эпохи иногда включают минерализацию марганца. Особенно металлоносны метасоматически измененные бластомилониты байкальской эпохи по алюмосиликатным породам белоручьевской свиты – вплоть до рудных концентраций урана или золота в березитах и полиметаллической минерализации в углеродистых метасоматитах. Сквозной для рязановской и белоручьевской свит индиглинский комплекс метааббродолеритов подвержен в зонах надвигов медной минерализации.

Байкальская эпоха (1 650–570 млн лет) является наиболее продуктивной для большинства полезных ископаемых площади. Она разделена в пределах Енисейского кряжа предшествующими [21, 127, 177, 178, 179] и нами на ряд тектоно-минерагенических стадий, существенно различных по рудной специализации и продуктивности: сухопитскую (1 650–1 030 млн лет), тунгусикскую (1 030–870 млн лет), киргитейскую (870–750 млн лет), глушихинскую (750–720 млн лет), чингасанскую (720–670 млн лет), чапскую (670–600 млн лет) и ранневендскую (600–570 млн лет), образования которой в пределах площади отсутствуют.

С *сухопитской стадией* достоверно связано медно-цинково-колчеданное оруденение в океанических metabazальтах фирсовской толщи и медная минерализация в метагаббродолеритах исаковского комплекса. На завершении этой стадии (и в начале следующей, тунгусикской) появились многочисленные пункты медной минерализации среди вулканитов ранней островной дуги (торжихинской толщи) и сидеритовая минерализация в карбонатных породах задугового бассейна (лиственинской толщи). Гипербазиты сурнихинского комплекса, изначально обогащенные магнием, никелем, кобальтом и золотом, явились в зонах надвигов благоприятной средой для формирования тальцитов и кобальт-никеленосных лиственитов (те и другие – с признаками золотой минерализации). Аллюмосиликатные песчано-алевритовые метасоматиты сухопитской серии являлись благоприятной средой для развития дислокационных бластомилонитов, а по ним – золоторудных березитов, связанных с более поздней, глушихинской стадией рудогенеза. Некоторые исследователи увязывают поступление золота и его спутников в базальные свиты серии с процессами седиментации [41, 67].

В *тунгусикскую стадию* помимо упоминавшихся медной и сидеритовой минерализаций в торжихинской и лиственинской толщах предположительно возникли слабо золотоносные березиты в туфосланцах отравихинской свиты. При этом лиственинская толща явилась благоприятной средой для развития в экзоконтактах щелочных гранитоидов средневороговского комплекса (чапской стадии) скарнов и кварцевых метасоматитов с минерализацией ниобия, тантала, редких земель, циркония, молибдена и, возможно, золота. Хариузахинская толща стала благоприятной средой для развития золотоносных березитов в зонах бластомилонитизации глушихинской стадии.

С *киргитейской стадией* (представленной вулканогенно-осадочными образованиями орловской серии) проявлений рудной минерализации надежно не зафиксировано. При этом отдельные пачки и подтолщи являются благоприятной средой для формирования бластомилонитов глушихинской стадии, вмещающих метасоматиты с золотой или полиметаллической минерализацией.

Глушихинская стадия является продуктивной на рудное золото, а также уран, полиметаллы и тальк. Уран и полиметаллы являются аргиллизированные метариолиты ковригинской свиты (в экзоконтакте ураноносных лейкогранитов глушихинского комплекса), а также березитизированные или графитизированные бластомилониты по разнородным образованиям предшествующих стадий и эпох. Эти же бластомилониты вмещают золоторудные зоны, некоторые пункты гидротермальной минерализации меди; апосерпентинитовые бластомилониты вмещают талькиты, а также листвениты с никелем, кобальтом и, возможно, золотом. На этой же стадии, вероятно, за счет бокового стресса образовались зоны пропилитизации с магнетитовой минерализацией.

В *чингасанскую стадию* незначительно проявилась альбитизация в умереннощелочных гранитах гурахтинского комплекса с минерализацией тантала и ниобия, а также грейзенизация с повышенным содержанием лития. Глинистые слабжелезистые известняки сухореченской свиты благоприятны для образования бурожелезняковых кор выветривания на границе мезозойской и альпийской эпох.

Чапская стадия ознаменовалась карбонатным марганцевым оруденением в туффитах верхнеподъемской подсвиты, а также минерализацией ниобия, тантала, редких земель, циркония в зонах альбитизации по щелочным гранитоидам средневороговского комплекса и, вероятно, олова, молибдена и лития в зонах грейзенизации по тем же гранитоидам.

Каледонская эпоха (570–418 млн лет) помимо раннепалеозойских образований включает на площади поздневендские образования и делится на два этапа: раннекаледонский (570–473 млн лет) и позднекаледонский (473–418 млн лет). Минерагенические проявления этой эпохи на листе незначительны. В начале *раннекаледонского этапа* в доломитах лебяжинской свиты образовались гематитовые конкреции, а также линзы баритсодержащих доломитов. В *позднекаледонский этап* в конгломератах устьестолбовой свиты образовалась фосфоритовая минерализация.

В **герцинскую эпоху** (418–251 млн лет) в анакитской свите каменноугольного периода образовались пропластки каменных углей.

В **мезозойскую эпоху** (251–65 млн лет) образовалась минерализация титаномагнетита в трапповом теле габбродолеритов (кузьмовский комплекс раннего триаса), бурые угли в озерных отложениях юрского возраста (михеевской толще), а в конце ее возникли коры выветривания, в том числе с оксидными рудами марганца и железа.

В **альпийскую эпоху** (65–0 млн лет) в галечно-песчаных отложениях неогена (кирнаевской свиты) за счет размыва бурожелезняковых кор выветривания образовались осадочные мало-

мощные пропластки лимонитовых руд. В этих же отложениях предполагается незначительная концентрация россыпного золота, явившаяся причиной существования обширных шлиховых ореолов золота в ареале развития эрозионных останцов этой свиты. В современную стадию альпийской эпохи произошло формирование промышленных золотоносных россыпей.

ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ

На локализацию различных видов полезных ископаемых площади влияли многие традиционные факторы контроля (стратиграфический, литологический, магматический, метаморфический, метасоматический, тектонический, геоморфологический), однако роль этих факторов для разных полезных ископаемых существенно варьировала.

Стратиграфический фактор имел безусловное значение для углеобразования (в каменноугольных и юрских отложениях), фосфатообразования (в устьестолбовой свите на границе среднего и верхнего ордовика), барийобразования (в лебяжинской свите поздневендско–раннекембрийского возраста), железообразования (в кирнаевской свите неогена), для полиметаллической минерализации (в ковригинской свите и среднеиончихинской подтолще позднего рифея), части уранового оруденения (в ковригинской свите) – однако накопление указанных полезных ископаемых было в пределах листа незначительным. Промышленные концентрации сформировались в верхнеподъемской подсвите позднего рифея (карбонатные руды марганца), в фирсовской толще раннего–среднего рифея (колчеданные руды меди и цинка) и в отложениях четвертичного времени (золотоносные россыпи). Некоторые стратона (нижнеподъемская подсвита и сухореченская свита позднего рифея, рязановская свита раннего протерозоя) оказались металлотектами в связи с наличием в их составе незначительных примесей железа или марганца, которые в зонах выветривания образовали рудные концентрации. Что касается золоторудных проявлений, то их приуроченность к тем или иным стратиграфическим подразделениям Енисейского кряжа является предметом дискуссий [26, 41, 67, 177, 178, 179]. В данной работе все разнообразные стратиграфические подразделения, в которых локализованы проявления и пункты минерализации золота, рассматриваются лишь в качестве благоприятных сред для развития золотоносных метасоматитов и жил.

Литологический фактор имеет первостепенное значение для локализации большинства рудных образований площади. В частности, карбонатные руды марганца сформировались при диагенетическом преобразовании прослоев туфоалевролитов на карбонатном цементе (в составе верхнеподъемской подсвиты). Эти же прослои, ассоциирующие с другими карбонатсодержащими породами, оказались легко подверженными выветриванию, в результате чего по ним образовались окисные руды марганца более высокого качества, чем карбонатные. Вследствие того же выветривания на доломитовом или известняковом субстрате образовались бурожелезняковые руды – за счет накопления в ходе инфильтрации нерастворимых гидроокислов железа.

Алевритовые и алевропелитовые разности терригенных пород (даже подверженные метаморфизму зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации) оказались наиболее благоприятны для формирования зон золотоносных березитов, вмещающих минерализацию золота, реже – урана или полиметаллов. В этих породах (в составе кординской и горбилокской свит сухопитской серии, белоручьевской свиты тейской серии) оптимально сочетаются податливость к вторичной расщепке, обильная микропористость и значительное содержание кремнезема, что способствует их кремнещелочному метасоматозу. Встречающиеся среди них прослои метапесчаников остаются, как правило, не расщепленными и потому реже подвержены метасоматозу. Менее благоприятны и различные туфосланцы (в составе иончихинской и хариузихинской толщ, конкинской и отравихинской свит), в которых обнаружены лишь незначительные пункты минерализации золота или полиметаллов.

Иногда метапесчаники все же охвачены вторичным расщеплением (в породах белоручьевской свиты в верховьях р. Кутукас) и в них сформированы зоны березитизации с урановым оруденением и сопутствующей золотой минерализацией.

Для локализации золотоносных россыпей важен литологический состав плотика. Промышленная золотоносность большинства россыпей площади приурочена к участкам доломитового плотика, склонного к карстообразованию. Однако при углублении карста (свыше 7–10 м) возрастает мощность «торфов» и россыпи становятся непромышленными (например, в долине р. Луговой).

Магматический фактор проявлен на площади тоже достаточно широко, поскольку многие виды выявленных полезных ископаемых генетически связаны с магматическими породами. В частности, большинство пунктов минерализации меди (иногда с цинком) локализовано в мета-

вулканитах основного состава: metabазальтах, их метатифах, метагаббро, амфиболитах; при этом Хариузихинское проявление приурочено к толеитовым базальтоидам фирсовской толщи и образовалось, возможно, по типу «черных курильщиков». За счет преобразования гипербазитов сурнинского комплекса сформированы Водораздельное проявление талька, пункты минерализации никеля и кобальта, слабо золотоносные листвениты и березиты. В калиевых метариолитах ковригинской свиты близ сингенетических ураноносных лейкогранитов глушихинского комплекса размещены Полярное проявление урана и пункты минерализации полиметаллов. В умереннощелочных лейкогранитах гурахтинского комплекса есть пункты минерализации тантала и ниобия и участки с повышенным содержанием лития. В щелочных гранитах и дайках средневороговского комплекса локализованы пункты минерализации ниобия, тантала и ниобия, редких земель и ниобия, циркония, к ним тяготеют пункты минерализации молибдена, шлиховые потоки касситерита и молибденита. Образование марганцевых руд в туфоалевролитах верхнеподъемской подсвиты, обусловлено поступлением марганца из вулканического очага, адсорбированным на пепловых частицах преимущественно кислого состава [133]. В апикальных частях траппового силла кузьмовского комплекса локализованы феррогаббро, содержащие пункты минерализации титаномагнетита.

Метаморфический фактор существенно повлиял на распределение некоторых видов полезных ископаемых: золота, урана, талька, отчасти полиметаллов и железа. В региональном плане продуктивными на указанные виды полезные ископаемые являются области зеленосланцевого метаморфизма. Иногда породы, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации, тоже являются рудоносными – но лишь на участках, затронутых диафторическими преобразованиями зеленосланцевой фации. В частности, пункты минерализации магнетита зафиксированы в кристаллических сланцах свиты хребта Карпинского в связи с разложением биотита на хлорит и магнетит (диафторической пропилитизацией). Урановые проявления в верховьях р. Кутукас образовались среди высокометаморфизованных пород белоручьевской свиты на участке их тектонического преобразования в зеленосланцевые бластомилониты. В подобных же бластомилонитах локализовано Северореченское проявление золота, а также ряд пунктов минерализации полиметаллов в бассейне р. Кутукас. Напротив, для бластомилонитов, развитых по зеленосланцевым породам сухопитской серии, характерно повышение метаморфизма до гранатовой субфации эпидот-амфиболитовой фации. К узким зонам таких бластомилонитов приурочены золоторудные проявления Ольгинское и Вертолетное, а также ряд пунктов минерализации. В зоне апогипербазитовых бластомилонитов образовалось Водораздельное проявление талька. Можно еще отметить, что в связи с контактовым метаморфизмом со стороны траппов качество каменных углей в подстилающей анакитской свите улучшилось до состояния антрацита.

Метасоматический фактор является основным для формирования большинства рудных объектов. Все проявления и пункты минерализации золота, а также ряд пунктов минерализации свинца и цинка локализованы в зонах березитизации, которые иногда развиты внутри более широких зон графитизации. Зоны березитов вмещают и урановые объекты р. Кутукас. Проявление урана Полярное приурочено к полигенной зоне метасоматитов, концентрируясь в подзоне биотититов. Пункты минерализации ниобия (с танталом или редкими землями) образовались в связи с альбитизацией щелочных гранитоидов. Пункты минерализации железа магнетитового тяготеют к зонам пропилитизации по кристаллическим сланцам. В магнезиальных метасоматитах (талькитах) по гипербазитам локализовано проявление талька, а в лиственитах – пункты минерализации никеля и кобальта с признаками золотоносности. Окисные руды марганца и железа являются по существу метасоматическими, так как образовались за счет замещения первичных руд и минерализованных марганцем и железом пород, но под воздействием грунтовых вод.

Тектонический фактор сыграл решающую роль в предрудном преобразовании пород, вмещающих золотое оруденение, отчасти – урановое и полиметаллическое, а также проявление талька. В региональном плане причиной этого преобразования явилась обдукция Исаковского террейна на активную окраину Сибирского континента, произошедшая в позднем рифее, между 750 и 720 млн лет. В локальном плане обдукция привела к формированию ряда субпараллельных или веерных надвигов, на фронте каждого из которых образовались зоны вторичного рассланцевания или тектонического меланжа. Во многих случаях рассланцевание сопровождалось бластомилонитизацией, увеличившей хрупкость пород. В рудную стадию хрупкие бластомилониты вновь подверглись рассланцовке, вдоль которой возникли углеродистые и березитовые метасоматиты (с золотом, ураном, полиметаллами), а также золотоносные кварцевые жилы и прожилки.

Обдукция привела также к формированию зоны скучивания на фронте Исаковского террейна и Приенисейского антиклинория; металлогеническим следствием этого явилось внедрение в эту зону цепочки гранитоидных массивов повышенной щелочности (гурахтинского и средневогровского комплексов) с сопутствующей редкометалльной и редкоземельной минерализацией.

Важную роль сыграли и пострудные взбросы (в большинстве мезозойского возраста), которые вывели на эрозионный срез многие блоки оруденелых рифейских пород.

Геоморфологический фактор был существенным для образования окисных руд марганца и железа, а также их эрозии. Линейные зоны окисления Порожинского железомарганцевого рудного района сформировались в пределах плиоценовой поверхности выравнивания с абсолютными отметками 160–290 м. Глубина их развития варьирует от +90 м (на проявлении Северном) до +50 м (на проявлении Михеевском). На проявлении Хребтовом эта поверхность частично прорезана (вместе с рудными залежами) долинами неогенового возраста с заполнением их песчано-гравийно-галечными отложениями (кирнаевская свита) до отметки +130 м. К тому же она почти повсеместно перекрыта покровом озерных отложений (кочковская свита эоплейстоцена) мощностью до 20 м, а кое-где современными отложениями террас и пойм.

Традиционно важен этот фактор для аллювиальных россыпей золота. Многие из них приурочены к участкам выполаживания продольного профиля долины, часто обусловленного сменой сланцев карбонатными породами. Отрезки переуглубления речных долин являются неблагоприятными для поисков россыпей, так как характеризуются повышенной мощностью «торфов».

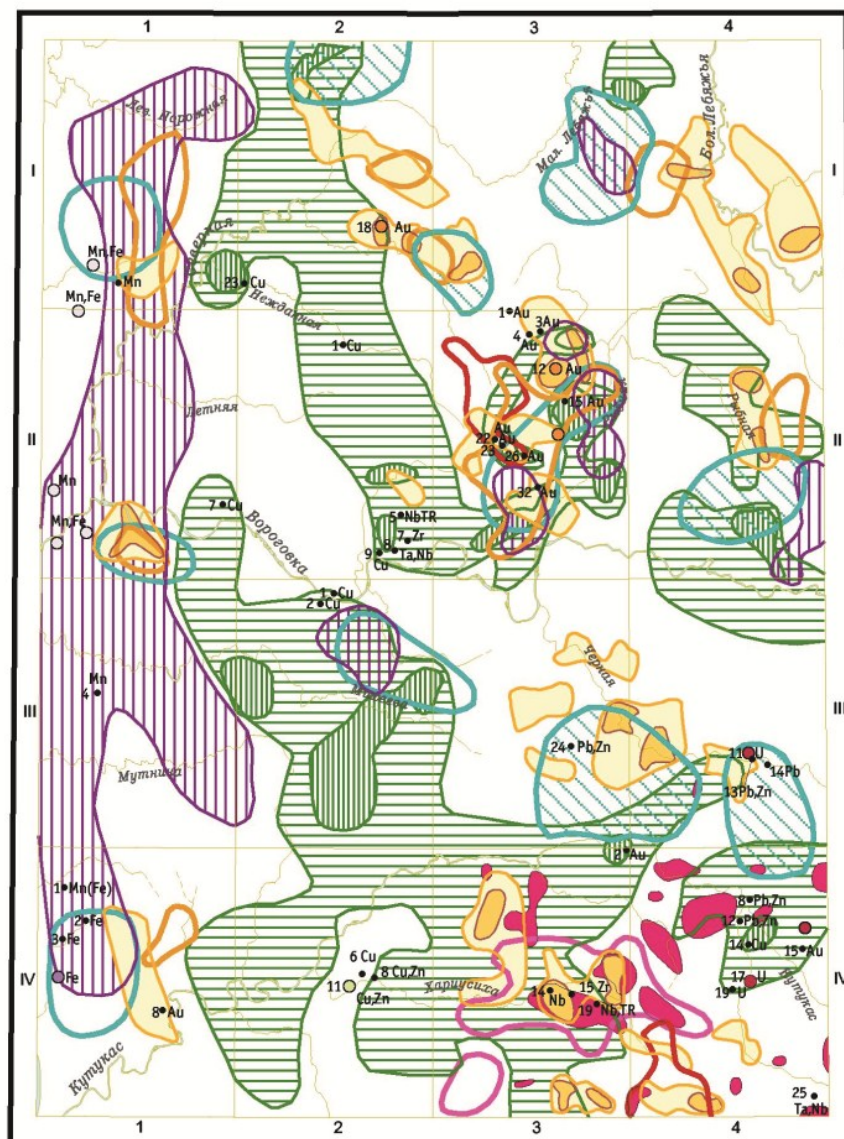
Характерные для площади проявления золото кварцевой формации приурочены обычно к хребтам. При этом они тяготеют не к водоразделам, а приводораздельным террасовидным частям склонов, что обусловлено меньшей устойчивостью к эрозии золотоносных зон березитов относительно вмещающих бластомилонитов.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Западная половина листа входит в контур **Исаковской хром-железо-марганцеворудной минерагенической зоны** ($1 \text{ Mn, Fe, Cr/Rf}_{1-3}; \text{K-P}$), охватывающей образования всех стадий байкальской эпохи в рамках четырех геологических районов: Исаковского, Осиновского, Вороговского и Тейско-Кутукацкого. Наиболее продуктивными здесь являются образования чапской стадии (переработанные выветриванием в мезозойскую эпоху) в контуре **Порожинского железомарганцевого рудного района** (1.1 Mn, Fe). Этот район (с Моховым месторождением марганца и рядом проявлений) охватывает две наиболее погруженные, ядерные части Михеевской впадины и потому в нем могут быть выделены два рудных узла. В пределах листа Р-46-XXV располагается восточное ядро этой впадины, оконтуренное [179] как *Порожинско-Михеевский железомарганцевый рудный узел* ($1.1.1 \text{ Mn, Fe}$). В геохимическом поле он отчетливо фиксируется аномалиями марганца, кобальта и никеля, отображенными на схеме распределения ассоциаций химических элементов в потоках рассеяния (рис. 15).

Большая часть Исаковской минерагенической зоны остается вне каких-либо рудных районов, хотя некоторые предпосылки для их выделения есть. В ее восточной части, соответствующей контуру Торжixinской геологической площади (с офиолитовой и базальт-андезит-карбонат-терригенной формациями), выявлен ряд пунктов минерализации меди, а также Хариузинское медно-цинковое проявление, Водораздельное проявление талька, золотоносная россыпь руч. Распутина, а вся площадь зафиксировалась в геохимическом поле обширной аномалией меди в ассоциации с цинком, кобальтом, никелем, иногда свинцом и золотом – что могло стать основанием для прогнозирования тальк-цинково-меднорудного района. В юго-западной части Исаковской зоны, охватывающей Кутукацкую геологическую площадь (с базальт-андезит-дацит-терригенной и глинисто-карбонатной формациями), выявлены золотоносные метасоматиты и шлиховые потоки золота, что указывает на возможность прогнозирования здесь золоторудно-россыпного района. Однако незначительность выявленных объектов полезных ископаемых и отсутствие необходимых параметров для расчета прогнозных ресурсов кат. Р₃ препятствуют выделению этих районов в качестве прогнозируемых.

Что касается хрома, фигурирующего в названии Исаковской зоны, то это скорее дань ее геохимической специализации – лишь на западном крае зоны (на листе Р-45) известны единичные пункты минерализации хромитов.



1 500 000
км 5 0 5 10 15 км

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Аномальные геохимические поля, выделенные по результатам литохимического опробования по потокам рассеяния масштабов 1:5000 - 1:500000

	MnCoNi 4-20		Nb 1.5-5		B 1.5-3		U 2-12
	Au1 3-5		Cu1 1.5-2.0		AgPbZn 1.5-3		As 1.5-2
	Au2 5-200		Cu2 2-4		PbZn 1.5-4		

Проявления

	Au золото		U уран
	Mn марганец		Cu,Zn медь, цинк
	Mn,Fe марганец, железо		

пункты минерализации

• U (Fe, Mn, Mn(Fe), Ti, Fe, Cu, Zn, Pb, Zn, Ni, Co, Cu, Pb, Mo, Nb, Ta, Ni, Nb, TR, Zr, U)

Примечания:

1. Использованы материалы Стороженко А.А., 1984г., 2010г., Васильева Н.Ф. 1990г., Шугаева А.Г., 1991г., Москалева В.А., 2010г., Качевского Л.К., 1977г., Ладынина А.А., 1987г.;
2. Аномальные поля элементов показаны в коэффициентах концентрации. Фоновые содержания приведены в %: Mn-0,1, Co-0,002, Ni-0,004, Nb-0,001, B-0,004, Ag-0,00001, Pb-0,002, Zn-0,01, Cu-0,003, As-0,003;
3. Аномальные поля урана (U) приведены в 0,001% по данным аэрогаммаспектрометрической съемки (Батурин В.Ф., 1970г.), аномальные поля золота показаны в мг/т.

Рис. 15. Схема распределения ассоциаций химических элементов в потоках рассеяния.

Восточным ограничением Исаковской зоны является крупнейший Порожинско-Нижнесурнинский надвиг. Непосредственно к нему примыкает западное ограничение **Тейско-Вороговской редкоземельно-редкометалльно-золото-урановорудной минерагенической зоны** (2 U, Au, R, TR/RF₃; Q), охватывающей образования глушихинской, чингасанской и чапской стадий, а также альпийской эпохи в рамках Верхневороговско-Шишинского, Вороговского и Тейско-Кутукаского геологических районов (лишь в зоне влияния Средневороговского массива щелочных гранитоидов она заходит в пределы Исаковского геологического района). Гетерогенность и некоторая искусственность Тейско-Вороговской зоны подчеркнута обособленным распределением ведущих полезных ископаемых в ее пределах: **Вороговского золоторудно-россыпного района** (2.1 Au) без признаков уранового, редкометалльного или редкоземельного оруденения на северо-западе зоны; **Верхне-Вороговского урановорудного района** (2.2 U) с минимальным присутствием золотой и редкометалльной минерализации на юго-востоке зоны; редкометалльных и редкоземельных пунктов минерализации в западной и юго-западной частях зоны.

В пределах Вороговского золоторудно-россыпного района, руды которого относятся к золото-кварцевой формации и сформировались в глушихинскую стадию, а россыпи локализованы в аллювии четвертичного возраста, известен *Вороговский золоторудно-россыпной узел* (2.1.2 Au), к которому относится большинство золотороссыпных месторождений, рудные проявления Ольгинское и Вертолетное и серия пунктов минерализации золота. Вороговский узел охватывает выходы кординской и горбилокской свит, пораженные бластомилонитизацией и метасоматозом, а также прилегающие карбонатные породы кембрия, на субстрате которых преимущественно локализованы россыпи золота. В геохимическом поле этот узел помимо ореолов золота отчетливо фиксируется ореолами полиметаллов, меди, мышьяка и бора (рис. 15).

К северо-западу от Вороговского узла прогнозируется *Северореченский золоторудно-россыпной узел* (2.1.1 Au), охвативший ряд субпараллельных зон бластомилонитизации и метасоматоза, развитых не только в породах кординской свиты, но и в подстилающих свитах: белоручьевской, рязановской и хребта Карпинского. В пределах этого узла известны единичные россыпи золота, Северореченское золоторудное проявление и ряд непроверенных ВГХО золота. В потоках рассеяния этот прогнозируемый узел зафиксировался ореолами золота, мышьяка и полиметаллов (рис. 15).

В юго-восточной части Вороговского района (истоки р. Рыбной) выявлены малые россыпи и ряд ВГХО золота, а также зоны бластомилонитизации и слабозолотоносной березитизации в вулканогенно-осадочных породах конкинской свиты орловской серии. В потоках рассеяния эта часть района зафиксировалась ореолами золота, мышьяка, полиметаллов и меди (рис. 15), однако отсутствие пунктов минерализации и незначительность россыпных объектов не позволяет прогнозировать здесь рудный узел.

Верхне-Вороговский урановорудный район выходит на площадь листа Р-46-XXV своим северо-западным окончанием. В его центральной части известны недоизученные среднемасштабные месторождения урана Оленье и Кедровое с перспективными проявлениями-спутниками, локализованными в вулканогенно-осадочных породах ковригинской свиты и субвулканических метариолитах одноименного комплекса и относящимися к урановорудной формации в аргиллизитах вулкано-тектонических структур [134, 163, 164, 178]. В пределах площади к аналогичной формации относится незначительное проявление Полярное, локализованное в ковригинской свите. Иное происхождение имеют урановые проявления Кутукаской зоны (Кутукаское, Ясное, пункт минерализации «Июньское»), приуроченные к пологой зоне бластомилонитизации и березитизации по метапесчанникам белоручьевской свиты. Особенности их оруденения более всего соответствуют урановорудной формации в калиевых метасоматитах зон разломов, однако локализация проявлений вблизи крупного стратиграфического несогласия (каким является подошва белоручьевской свиты, залегающей на малогаревском метаморфическом комплексе) позволила предположить [38, 41, 111, 134] связь с урановорудной формацией зон структурных несогласий, отличающейся особо крупными масштабами. Впрочем, проявления Кутукаской зоны в ходе их буровой оценки признаны по совокупности параметров непромышленными, непосредственно в подошве белоручьевской свиты и в подстилающих породах малогаревского комплекса оруденение не зафиксировано – что снижает вероятность обнаружения формации структурных несогласий в данной зоне. Выделение урановорудных узлов (и ресурсов) в пределах северо-западного фрагмента Верхне-Вороговского района в связи с незначительностью известных проявлений нецелесообразно – хотя апробированные ресурсы урана всего района оценены ВИМС в 2008 г. в 20 тыс. т кат. Р₃. Что касается золота, то его присутствие в урановорудных зонах по совокупности разрозненных данных представляется крайне неравномерным и, в

целом, убогим, на уровне прочих спутников урана: меди, свинца, серебра, молибдена, висмута и др.

Редкометалльная (преимущественно, ниобиевая и танталниобиевая) и редкоземельная минерализация имеет узловое распределение в западной части Тейско-Вороговской минерогенической зоны, будучи сконцентрирована вокруг Средневороговского и Хариузихинского массивов щелочных гранитоидов, однако в связи с отсутствием значимых проявлений узлы эти нами не прогнозируются. Спорадическими спутниками этой минерализации являются олово, молибден и золото, что нашло отображение в виде пунктов минерализации, шлиховых ореолов и потоков, а также в геохимическом поле (рис. 15). Более контрастно при этом выглядят окрестности Хариузихинского массива, где обнаружены и ВГХО урана.

Северо-восточный угол листа Р-46-XXV отнесен (с долей условности) к **Центрально-Енисейской золоторудно-россыпной минерогенической зоне** ($3 \text{ Au/Rf}_3\text{Q}$) – вслед за авторами Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа Р-46 [21]. Рудные объекты этой зоны возникли в глушихинскую стадию, а золотороссыпные – в четвертичное время альпийской стадии. Впрочем, в пределах листа золотоносные объекты в этой зоне не выявлены (кроме единичных шлихов и донных проб с золотом), что в значительной мере обусловлено перекрытием потенциально золотоносных метаморфизованных рифейских пород чехлом осадочных позднерифейских и палеозойских отложений.

Вся площадь листа (судя по поисковым признакам) входит в пределы **Енисейского полиметаллического пояса** – хотя некоторые исследователи относят к этому поясу лишь юго-восточную часть листа [41].

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЛОЩАДИ

В результате многократного проведения поисковых работ на различные виды полезных ископаемых, а также разномасштабных геологических съемок и обобщений лист Р-46-XXV определен как перспективный на марганец (с попутным железом) и золото (рудное и россыпное). Перспективы ряда других полезных ископаемых (урана, меди и цинка, каменных и бурых углей, полиметаллов, редких металлов и земель, молибдена, титаномагнетита, никеля и кобальта) незначительны, а оценка некоторых (талк, бариты, фосфориты, драгоценные камни, слепое магнетитовое оруденение, олово) требует постановки специализированных работ. Поиски стройматериалов и питьевых вод могут быть успешными по мере востребованности в них.

ЖЕЛЕЗО

Железное оруденение бурожеlezняковой формации установлено в пределах Порожнинского железо-марганцевого рудного района на 7 проявлениях (Северном, Хребтовом, Западно-Хребтовом, Михеевском, Восточно-Михеевском, Мутнинском и Безымянном) и 5 пунктах минерализации. Совокупные авторские ресурсы железных руд указанных проявлений составляют 14,7 млн т по кат. Р₁ [157, 158, 168]. Эти ресурсы не апробированы и не поставлены на учет в «Красноярскнедра».

Анализ поисковых материалов [160, 161, 171] на этапе ГДП-200 [179] показал, что контуры выделенных железорудных тел тоже излишне формализованы, преуменьшены, а ресурсы некоторых тел на проявлениях Михеевском, Восточно-Михеевском, Мутнинском и проявления Западно-Хребтового не были оценены. Все проявления (кроме Безымянного) входят в пределы Порожнинско-Михеевского железо-марганцевого рудного узла и могут быть при надобности (например, как сырье для завода ферросплавов) отработаны попутно с рудами марганца. Для более полного учета ресурсов железных руд этого узла в его контуре оценены ресурсы кат. Р₃ – на основе линейной продуктивности железного оруденения.

Из тех же материалов [160, 161, 171] следует, что совокупная длина выявленных бурожеlezняковых залежей в пределах узла (приуроченных к корам выветривания по нижней туфитовой пачке верхнеподъемской подсвиты или по границе подъемской и сухореченской свит или по пачке доломитов верхов верхнеподъемской подсвиты) составляет 25 км. Стволовая (видимая) мощность этих залежей (иногда ярусных) варьирует от 1 до 35,2 м при наклонном или субгоризонтальном залегании. Их длина по падению (в интервале глубин 0–50 м, редко – до 100 м) меняется от 100 до 600 м. Содержание железа колеблется от 20 до 52 %, составляя в среднем около 30 %. Линейная продуктивность железооруденения меняется от 0,4 млн т/км (на участке Хребтовом) до 2,5 млн т/км (на участке Северном), составляя, в среднем, 1,5 млн т/км. Отсюда

прогнозные ресурсы бурожелезняковых руд Порожинско-Михеевского узла можно оценить в 37 млн т. При наличии учтенных ресурсов категории P_1 в количестве 14,6 млн т (без ресурсов 0,08 млн т проявления Безымянного) ресурсы категории P_3 составят около 22 млн т [179]. Большинство проявлений железа (кроме Мутнинского и Безымянного) входят в лицензионную площадь «Порожинского месторождения марганца».

МАРГАНЕЦ

Марганцевое оруденение сосредоточено в пределах Порожинско-Михеевского узла, где известны 5 его проявлений (Северное, Хребтовое, Центральное, Гаревое и Михеевское) и несколько пунктов минерализации. По результатам последней оценки [119], подкрепленной заключением ВИМС, эти проявления оценены как прогнозируемые малые и средние месторождения с совокупными ресурсами 11,3 млн т категории P_1 , в том числе 7,2 млн т окисных руд и 4,1 млн т первичных карбонатных руд. Апробированные ресурсы марганцевых руд меньше ресурсов, заявленных авторами соответствующих поисковых работ [160, 161, 162, 171], составивших в совокупности 19,1 млн т кат. P_1 (только окисных руд), что обусловлено излишней формализацией контуров подсчетных блоков при апробации.

Анализ этих поисковых материалов, проведенный на этапе ГДП-200 [179], показал, что и авторские ресурсы существенно занижены – по причине той же формализации контуров и недоучета ряда рудных тел и пересечений. К тому же неравномерная сеть поисковых скважин (от $400 \times (50-25)$ до $2\,000 \times (100-50)$ м) не обеспечила всю перспективную полосу узла ресурсами категории P_1 . Это стало основанием для прогнозирования в пределах Порожинско-Михеевского узла дополнительных ресурсов марганцевых руд категории P_3 – на основе линейной продуктивности марганцевого оруденения, коэффициента рудоносности и оптимальной глубины развития кор выветривания, способствовавших образованию окисных марганцевых руд.

Залежи окисных марганцевых руд на всех проявлениях узла имеют этажное строение: до пяти субпараллельных тел. Совокупная стволовая (видимая) мощность этих тел варьирует в поисковых сечениях от 1 до 20,5 м, а истинная (с учетом угла наклона залежей) – от 0,8 до 16 м. Средняя совокупная истинная мощность тел в залежах составляет 1,5 м на Гаревом проявлении, 2,8 м – на Центральном, 3,5 м – на Хребтовом, 5,0 м – на Михеевском и 6,3 м – на Северном. Средняя длина залежей по падению (с учетом экстраполяции до середины расстояния между рудной и безрудной скважиной) достигает 100 м на проявлении Михеевском, 140 м – на Северном, 150 м – на Хребтовом, 160 м – на Центральном и 200 м – на Гаревом. Установленная глубина развития марганцевого оруденения достигает 70 м на проявлении Северном, 87 м – на Центральном, 91 м – на Гаревом, 126 м – на Михеевском и 144 м – на Хребтовом (средняя – 103 м). Среднее содержание марганца в окисных рудах составляет около 19 % при вариациях в рудных телах – от 14,4 до 26 %. Совокупная длина залежей в пределах узла (с учетом наличия кулисных залежей на Центральном и Михеевском проявлениях) достигает 35 км при общей длине выходов рудоносной пачки – 54 км (коэффициент рудоносности – 0,6). Линейная продуктивность в пределах проявлений варьирует от 0,08 до 1,9 млн т/км, составляя в среднем 0,88 млн т/км. Отсюда ресурсы окисных марганцевых руд в полосе длиной – 54 км до средней глубины – 100 м составят 31 млн т. За вычетом учтенных ресурсов категории P_1 (7,2 млн т) прогнозные ресурсы окисных руд кат. P_3 оценены (округленно) в 24 млн т со средним содержанием – 19 % [179].

В северо-западной части проявления Михеевского двумя глубокими скважинами вскрыты две пологонаклонные залежи первичных карбонатных руд с совокупной видимой мощностью рудных тел 7,9 и 5,2 м (средняя истинная – 6 м). Расстояние между этими скважинами составляет 3 км. С учетом экстраполяции длина развития карбонатных руд по простиранию может быть принята в пределах листа 4 км, а длина по падению – 270–400 м (средняя – 350 м). Средний объемный вес сухих первичных руд (туфоалевролитов) близок к $2,1 \text{ т/м}^3$. Соответственно, ресурсы первичных руд составят 17,6 млн т при среднем содержании марганца – 12,6 %. За вычетом учтенных ресурсов карбонатных руд категории P_1 (4,1 млн т) прогнозные ресурсы категории P_3 карбонатных руд оценены (округленно) в 13 млн т [179]. Прогнозные ресурсы категории P_3 марганцевых руд (окисных и карбонатных) Порожинско-Михеевского узла составляют 37 млн т. Совокупные ресурсы марганцевых руд всех категорий (P_1 , P_2 , P_3) достигают 48,3 млн т. Площадь узла лицензирована.

ЗОЛОТО

Прогнозная оценка золота базируется преимущественно на рудных и россыпных объектах Вороговского золоторудно-россыпного района, в пределах которого известен Вороговский узел, прогнозируется Северореченский узел и некоторые россыпи за пределами этих узлов.

Ресурсы рудного золота Вороговского золоторудно-россыпного узла категорий P_1 и P_2 были оценены в ходе прогнозно-поисковых работ [156] и предварительно апробированы в ЦНИГРИ и в «Красноярскнедра» в количестве 22,4 т кат. P_1 (на проявлении Ольгинском) и 12,4 т кат. P_2 (на проявлении Вертолетном). Тогда же на основе нескольких ВГХО золота и локализованных в их пределах пунктов минерализации были прогнозированы ресурсы узла кат. P_3 в количестве 80 т, однако они не были апробированы во ВСЕГЕИ.

В ходе ГДП-200 [179] в центре узла выявлен еще один пункт минерализации (П-3-26), а также ряд золотоносных проб на южном фланге узла, что подтвердило его перспективность. Тогда же было установлено, что золотоносные кварцево-прожилковые зоны Вороговского узла приурочены к линейным зонам бластомилонитизации, преимущественно развитым по зеленосланцево метаморфизованным апотерригенным породам кординской и горбилоской свит и в небольшой мере – к таким же зонам по карбонатно-вулканогенно-терригенным породам орловской серии. Площадь развития бластомилонитизированных пород на правобережье рр. Рыбной и Луговой составила около 80 км². В совокупности с обрамляющими доломитами кембрия, на субстрате которых локализовано большинство аллювиальных россыпей узла, площадь Вороговского золоторудно-россыпного узла достигает 120 км².

По особенностям локализации золотого оруденения и площади Вороговский узел весьма близок к давно известному и детально опоискованному Перевальнинскому узлу Центрально-Енисейской минерагенической зоны с эксплуатируемыми и разведанными месторождениями Эльдорадо (запасы – 62 т до глубины 200 м), Пролетарское, Первенец, Ударное, Вершинка, III и IV зоны Эльдорадо (совокупные запасы и добыча – более 13 т до глубины 100 м), в рудных полях которых оценены также ресурсы кат. P_1 в количестве 65 т [84], ресурсы P_2 (30 т) и P_3 (60 т) [65]. Общий металлогенический потенциал Перевальнинского узла площадью 80 км² составляет 230 т золота. Все золоторудные объекты Перевальнинского узла относятся к золото-кварцевой формации и представлены линейными зонами жильно-прожилкового окварцевания, локализованными внутри нескольких субпараллельных зон березитизированных гранат-биотитовых бластомилонитов по метатерригенным породам горбилоской и кординской свит. То есть эти зоны однотипны с золотоносными зонами Вороговского узла.

На основании этого подобия металлогенический потенциал Вороговского узла (на площади 80 км²) можно оценить (с понижающим коэффициентом достоверности – 0,5) в 115 т золота. Вычленив из него известные ресурсы кат. P_1 (22,4 т) и P_2 (12,4 т) получим прогнозные ресурсы кат. P_3 в количестве 80 т (округленно), что полностью соответствует ранее предлагавшимся ресурсам [157].

Все водоотки Вороговского узла (на площади 120 км²) опоискованы на россыпи золота. Большинство разведанных россыпей отработано (добыто около 1 т золота), но в некоторых сохранились остаточные или законсервированные запасы кат. C_1 и C_2 , составляющие в совокупности 0,36 т. В связи с потенциальной золотоносностью северной части Вороговского узла в трех истоках р. Луговой могут быть выявлены малые россыпи золота. Эти истоки были опоискованы лишь в низовьях [140], где обнаружены золотоносные струи с непромышленным содержанием. Однако низовья смежных ручьев Афанасьевского и Ларионовского тоже характеризуются непромышленными содержаниями – россыпи в них локализованы выше, на переходе от сланцевого плотика к закарстованному доломитовому. Исходя из уровня разведанных запасов и добытого золота в россыпях-аналогах (110 кг в Ларионовском и 40 кг в Афанасьевском) в трех истоках р. Луговой можно прогнозировать ресурсы россыпного золота кат. P_3 (с коэффициентом достоверности – 0,5) в количестве – 0,1 т. Площадь узла лицензирована на разведку и добычу рудного и россыпного золота.

В пределах прогнозируемого Северореченского золоторудно-россыпного узла площадью более 160 км² известно малое законсервированное россыпное месторождение руч. Каратаевского (с запасами 41 кг золота кат. C_1), два россыпных проявления в руч. Елагина и Ольгинском-2 (с совокупными прогнозными ресурсами категории P_1 в 32 кг), Северореченское проявление золота, изученное лишь с поверхности редкими линиями канав и шурфов, и ряд слабоконтрастных ВГХО золота, дополненных многочисленными ВГХП и ШП золота. При бороздовом опробовании золотоносных зон Северореченского проявления отмечено значительное развитие зоны окисления, в которой (как установлено на ряде золоторудных месторождений Енисейского

кряжа) содержание золота обычно снижено (в среднем, на 30 %) по сравнению с первичными рудами [98, 177]. Поэтому оценка прогнозных ресурсов проявления была осуществлена [157] через продуктивность ВГХО, фиксирующего зону оруденения. Эти ресурсы в количестве 16 т золота учтены в «Красноярскнедра» по категории P_3 . Они могут возрасти, так как на юго-востоке проявления ВГХО золота характеризуется максимальной концентрацией (до 500 мг/т) и остался незамкнутым. По данным ГДП-200 [179] обломки золотоносных березитов зафиксированы также в 1,5–2 км юго-восточнее Северореченского проявления, на правом берегу р. Северной. Наличие россыпей золота, не связанных с Северореченским проявлением, позволяет прогнозировать золоторудные объекты на других участках Северореченского узла. Средний коэффициент соответствия первичных и вторичных ореолов золота, установленный на Северореченском проявлении, близок к 9 (против 3, характерного для многих золоторудных месторождений кряжа), что увеличивает перспективность опробования слабоконтрастных ВГХО золота, выявленных на площади узла. На основе этих ореолов были рассчитаны ресурсы золота в количестве 44 т [157], не принятые на учет.

При поисках [157] и ГДП-200 [179] в пределах прогнозируемого Северореченского узла выявлен ряд линейных зон бластомилонитизации с признаками золотоносной березитизации и жильно-прожилкового окварцевания, развитых по породам кординской свиты, а также белоручьевской и хребта Карпинского на площади около 100 км². Наличие Северореченского проявления, локализованного в одной из зон по белоручьевской свите, и рядом расположенных зон Вороговского узла, локализованных в кординской и горбилоской свитах, указывают на перспективность и других зон Северореченского узла. Расчет его прогнозных ресурсов кат. P_3 проведен методом аналогии с тем же Перевальнинским узлом площадью 80 км² и металлогеническим потенциалом 230 т золота. При низком коэффициенте достоверности (0,2) и повышающем площадном коэффициенте (1,25) ресурсы кат. P_3 Северореченского узла составят 57,5 т (округленно 60) золота – что соответствует ранее предлагавшимся ресурсам [157].

Кроме того, в пределах Северореченского узла можно прогнозировать новые россыпи золота. Общая длина водотоков узла, не опробованных на россыпи (в пределах площади 160 км²), достигает 60 км: 12 км – истоки р. Прав. Глотихи, 35 км – истоки р. Мал. Лебяжьей, 13 км – верхнее течение р. Северной между устьями руч. Каратаевского и Елагина. Исходя из средней линейной продуктивности золотоносных россыпей смежного Вороговского узла (40 кг/км) и небольшого коэффициента достоверности (0,33) совокупные ресурсы прогнозируемых россыпей Северореченского узла составят 0,8 т кат. P_3 .

В центральной части Тейско-Вороговской минерагенической зоны известно несколько россыпей с совокупными прогнозными ресурсами категории P_1 – 0,13 т и запасами кат. C_2 – 0,01 т. Одна из россыпей с запасами кат. C_2 – 0,05 т (в руч. Растрепина) расположена в пределах Исаковской минерагенической зоны. Линейная продуктивность этих россыпей колеблется от 10 до 15 кг/км, что обуславливает их непромышленный характер. В связи с этим выявление новых золотоносных россыпей промышленного масштаба вне Вороговского и Северореченского узлов маловероятно.

Общие ресурсы рудного золота на листе Р-46-XXV оценены в 22,4 т категории P_1 , 12,4 т – категории P_2 и 140 т – категории P_3 . Запасы россыпного золота в законсервированных россыпях составляют 0,46 т категорий C_1 и C_2 , учтенные ресурсы категории P_1 достигают 0,133 т, прогнозные ресурсы категории P_3 оценены в 0,9 т.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В гидрогеологическом отношении территория изучена неравномерно. Основная часть охарактеризована при проведении среднемасштабной геологической съемки [17]. Запад территории более детально изучен по материалам поисковых работ на марганец [160, 161, 162, 171].

Структурно-гидрогеологическое районирование площади проведено с учетом рекомендаций методического письма МПР РФ «Принципы гидрогеологической стратификации и районирования территории России». Гидрогеологические таксонометрические подразделения выделены на основе структурно-гидродинамического принципа в границах геотектонических структур.

Площадь расположена в пределах Северо-Енисейской гидрогеологической провинции, входящей в Енисейский гидрогеологический складчатый регион. В рамках провинции выделяются области – простые бассейны подземных вод и гидрогеологические массивы (таксонометрические единицы 1 порядка). В границах областей, с учетом структурных факторов, выделяются более дробные структурные единицы – гидрогеологические районы.

Повсеместно развиты трещинные, трещинно-жильные и трещинно-карстовые подземные воды [110]. Воды залегают на небольшой глубине и слабо минерализованы. Питание подземных вод происходит за счет атмосферных осадков и имеет резко выраженный сезонный характер. Превышение годового количества осадков над испарением обуславливает значительную обводненность района и высокий поверхностный сток.

По литолого-стратиграфическому признаку на площади выделяются водоносные позднеплейстоцен–голоценовый и среднеюрско–неогеновый горизонты, водоносные зоны вендско–каменноугольных и триасовых, позднеерифейских осадочных, позднеерифейских интрузивных, ранне-позднеерифейских метаморфизованных и позднеархейско–раннепротерозойских метаморфических и ультраметаморфических пород, а также трещинно-жильные воды, связанные с зонами разрывных нарушений.

Водоносный позднеплейстоцен–голоценовый аллювиальный горизонт (Q_{III-N}) имеет ограниченное площадное распространение. Воды горизонта приурочены к песчано-гравийно-галечниковым образованиям поймы и надпойменных террас и относятся к типу грунтовых, поровых. Питание вод осуществляется за счет атмосферных осадков и подтока вод из коренных пород. Разгрузка происходит из родников, приуроченных к долинам водотоков. Мощность водовмещающих пород не превышает 13,5 м, в техногенных образованиях и карстовых воронках достигает 33 м. Глубина залегания уровня грунтовых вод колеблется от 2 до 9 м, мощность водоносного горизонта 0,5–4,0 м. Уровень воды подвержен сезонным колебаниям с амплитудой колебаний – до 3 м. Дебит родников изменяется от 0,001 до 2,0 л/с. Родники нисходящие, температура воды – 2–5 °С. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые и натриевые с минерализацией – до 0,3 г/дм³.

Водоносные среднеюрско–неогеновый горизонт (J_2-N) распространен, главным образом, в западной части района. Горизонт представлен щебнисто-глинистыми образованиями переотложенных кор выветривания, озерно-аллювиальными глинами, углистыми глинами, песками, суглинком, гальками, гравием. Глубина залегания вод в пределах горизонта непостоянная и зависит от гипсометрического положения и от степени глинистости отложений. Мощность обводненных пород достигает 100 м. Питание горизонта осуществляется путем инфильтрации атмосферных осадков и талых вод, а также перетеканием подземных вод из вышележащего горизонта. Разгрузка вод осуществляется в дренирующие горизонт водотоки, а в областях развития карста, являющихся зонами местной разгрузки вод, в нижележащую водоносную зону. Фильтрационные и емкостные свойства пород кор выветривания низкие, не превышают сотых долей м/сут и л/с. Фактически существенно глинистые породы горизонта могут рассматриваться водоупорными. По химическому составу воды ультрапресные, слабокислые гидрокарбонатные натриево-кальциевые.

Водоносная зона трещиноватости вендско–каменноугольных и раннетриасовых пород (V_2-T_1) сложена алевролитами, песчаниками, аргиллитами, доломитами, известняками, мергелями, конгломератами, включая силлы раннетриасовых габбродолеритов. Суммарная мощность этих пород превышает 2,5 км. Пологое залегание пород предопределяет сильную обводненность, наличие в зоне трещинно-пластовых и трещинно-карстовых вод. Мощность водоносной части разреза достигает 200 м. Источники, выходящие на поверхность в пределах зоны, восходящие с дебитом 0,05–1,5 л/с, в зонах дробления до 4 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые, натриевые и магниевые, минерализация – до 0,5 г/дм³.

Водоносная зона трещиноватости позднерифейских осадочных пород (RF_3) сложена неравномерно трещиноватыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, доломитами, туфосилицитами, известняками, мергелями. Мощность отложений может достигать 3 500 м, мощность водоносной части разреза контролируется глубиной развития экзогенной трещиноватости и составляет 10–150 м. В зонах разломов мощность водоносной части увеличивается до 400 м. Питание водоносного горизонта на участках выходов карбонатных пород осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, частично за счет фильтрации из вышележащих горизонтов, как исключение, за счет поглощения поверхностных вод в суходолах, карстовых воронках. В областях питания водоносный горизонт безнапорный, но в синклинальных структурах по мере погружения крыльев приобретает напор. Верхним относительным водоупором служит существенно глинистый вышележащий среднеюрско–неогеновый горизонт. Разгрузка подземных вод осуществляется в русловых и бортовых частях водотоков в виде родников с дебитом – от 0,05 до 5,0 л/с. Уровень водоносного горизонта не выдержан по площади, глубина появления воды – от 0,5 до 80 м. Коэффициент фильтрации изменяется от 0,27 до 4,08 м/сут, зависит от степени трещиноватости, кавернозности и закарстованности пород, характера заполнения пустот и трещин. По химическому составу воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые или кальциево-натриевые с минерализацией – 0,1–0,3 г/дм³, рН – от 6,2 до 7,6 [119].

Водоносная зона трещиноватости ранне-позднерифейских метаморфизованных пород (RF_{1-3}) представлена метапесчаниками, метаалевролитами, сланцами, мраморизованными известняками и доломитами, метаконгломератами, метагравелитами, метабазальтами, метариолитами и их туфами, метагаббро и серпентинизированными гипербазитами. Мощность пород зоны 450–5 500 м. Обводнена лишь верхняя трещиноватая зона на глубину 100–150 м. Глубина залегания подземных вод изменяется от 0 до 50 м. Наиболее сильно обводнены зоны контактов, дробления. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, реже – натриевые с минерализацией – 0,05–0,2 г/дм³.

Водоносная зона трещиноватости позднерифейских интрузивных пород (RF_3) представлена гранитоидными и сиенитовыми массивами в юго-восточной части площади. Водовмещающей является зона поверхностной трещиноватости до глубины 50–70 м, ниже трещиноватость постепенно затухает и с глубины 100 м породы монолитные и практически безводные. В зонах тектонических нарушений глубина обводнения опускается до 300–500 м, значительно увеличивается водообильность пород. Воды безнапорные, по химическому составу гидрокарбонатные натриевые, реже – кальциевые с минерализацией – 0,05–0,3 г/дм³.

Водоносная зона трещиноватости позднеархейско–раннепротерозойских метаморфических и ультраметаморфических пород ($AR_2?-PR_1$) представлена кристаллическими сланцами, мраморами, кальцифирами, кварцитами, амфиболитами, гнейсами, гранитогнейсами, плагиогранитогнейсами. Мощность пород 600–2 700 м. Водовмещающей является зона открытой трещиноватости, развитая до глубины 100 м. Водообильность пород очень неравномерная, невысокая, повышается в зонах дробления. Воды гидрокарбонатные натриевые, реже – кальциевые, минерализация – 0,05–0,3 г/дм³.

На площади выделяются воды местного и регионального стока. Питание вод местного стока осуществляется на наиболее приподнятых, обычно изолированных плоских участках, представляющих собой водоразделы мелких, но глубоко врезанных водотоков, а разгрузка происходит у подножий водоразделов в небольших впадинах рельефа. Питание вод регионального стока происходит на крупных водоразделах, а разгрузка – в долинах рек. Стабильные меженные уровни подземных вод в зимний период устанавливаются в январе–марте, в летний период – в июле–августе. Подстилающим водоупором для грунтово-трещинных вод служат монолитные коренные породы. В зонах дробления трещинно-жильные воды смешиваются с трещинно-грунтовыми. Все подземные воды холодные, пресные, прозрачные, без цвета, вкуса и запаха и содержат допустимые концентрации токсичных элементов. Они пригодны для питья и технических целей. Источниками формирования предполагаемых эксплуатационных ресурсов вод площади являются подземный сток и поверхностные воды. Величина среднеемноголетнего модуля подземно-

го стока меняется от 0,3 до 1,5 л/с на 1 м². Доля подземного стока от общего речного составляет 30–40 %. Средний модуль прогнозных эксплуатационных ресурсов составляет 1,27 л/с на 1 км² [159, 161].

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Площадь располагается в пределах низкогорного рельефа бореального континентального горно-таежного комплекса. Выделены ландшафты низких гор, равнин и долин рек.

Низкие горы и равнины представлены типом *горно-таежных лесов*, включающим два класса ландшафтов, различающимися крутизной склонов, мощностью, составом и обводненностью рыхлых образований. Горно-таежные леса занимают более 95 % площади.

Первый класс горно-таежных лесов развит на субгоризонтальных поверхностях островного пенепплена и основных водоразделов, склонах комплексной денудации, денудационных и денудационно-эрозионных склонах междуречий и речных долин. Он характеризуется развитием горно-таежных подзолистых почв с островной мерзлотой, хвойно-лиственных лесов, моховых и кустарниковых покровов. В районах выходов кристаллических сланцев, гнейсов, гранитоидов, долеритов отмечаются скальные останцы, курумы.

Склоны делювиально-солифлюкционных аккумулятивных равнин, озерной аккумуляции эоплейстоценовых палеобассейнов, придолинные поверхности выравнивания отнесены ко второму классу типа горно-таежных лесов. Поверхность их заболочена, на участках распространения карбонатных пород закарстована. Здесь получили большее развитие озерные, палюстринные и делювиальные отложения.

Ландшафт долин рек представлен классом аллювиальных аккумулятивных равнин, включающим пойму и три надпойменные террасы. Для него характерны горно-таежные подзолистые и илисто-торфяные почвы, темнохвойно-лиственные леса, иногда с густым кустарниковым подлеском. В долинах, дренирующих карбонатные породы, наблюдается чередование участков с оторфованной, заболоченной поверхностью и участков – суходолов, с крупноглыбовыми развалами.

Техногенные ландшафты по характеру антропогенного воздействия на природную среду подразделяются на горнодобывающую и дорожно-коммуникационную системы. Горнодобывающая система представлена отвалами в местах старательской добычи россыпного золота в бассейнах рек Курочкина и Луговая. Дорожно-коммуникационная система включает в себя немногочисленные тракторно-санные и вездеходные пути без отсыпки, при строительстве которых применялась бульдозерная техника. По экологическому воздействию транспорта территория листа оценивается как удовлетворительная [153].

Оценка уровня накопления химических элементов в донных осадках производилась по суммарному коэффициенту загрязнения: $Z = K - (n - 1)$, где n – число определяемых элементов, K – коэффициент концентрации элемента по отношению к фону) с использованием элементов, относящихся к 1–3 классам опасности. Выделены ореолы суммарного загрязнения донных осадков с коэффициентом загрязнения $Z_c > 8$ и точечные аномалии разной интенсивности с указанием основных элементов – загрязнителей. Радиационная обстановка площади благоприятная. По данным АГСМ-съемки [98] радиационные дозы на площади не превышают $120 \cdot 10^{-2}$ мЗв/год (ПДК = $180 \cdot 10^{-2}$ мЗв/год). Аэрогенная геохимическая нагрузка на площади благоприятная, показатели загрязнения снегового покрова и пылевая нагрузка не превышают фоновых значений (1–3), уровень техногенного загрязнения не превышает 20 кг/км^2 . Сейсмичность площади – 2–4 балла, вероятность природных катастроф низкая.

Оценка эколого-геологической обстановки проведена с выделением четырех градаций: благоприятной, удовлетворительной, напряженной и кризисной.

Благоприятная обстановка занимает большую часть и представляет собой территорию с минимальным распространением неблагоприятных геологических процессов и техногенных объектов.

Удовлетворительная обстановка характерна для участков геолого-поисковых работ, санно-тракторных и вездеходных путей, районов с развитием карста, обводненности.

Напряженная обстановка, средней степени нарушенности природных ландшафтов, распространена в долинах рек и ручьев, где велась добыча россыпного золота – в притоках рек Луговой и Рыбной.

Кризисная обстановка охватывает участок пересечения р. Вороговкой трапповой интрузии. Здесь на крутых бортах долины возникали обвалы, лавины и сели с перекрытием русла реки и образованием подпрудного водоема.

По **геохимической устойчивости** в районе выделены площади со средней (Б) и малой (В) устойчивостью. Площади со средней устойчивостью характеризуются равным количеством мелкозема и кластогенного материала в рыхлых образованиях. Площади с низкой устойчивостью выделяются на заболоченных делювиально-солифлюкционных шлейфах, поверхностях озерной аккумуляции и аллювиальных аккумулятивных равнинах.

По **геодинамической устойчивости** выделяются площади средней устойчивости (2), занимающие большую часть района и малой устойчивости (3), приуроченные к участкам отработки россыпей и каньонообразному участку долины р. Вороговки на востоке площади.

Ненарушенная природная среда сохранилась на большей части площади. На площади выявлены перспективные проявления марганца и золота, которые лицензированы и будут разрабатываться. Поэтому антропогенное воздействие на ландшафты Вороговской площади в дальнейшем будет увеличиваться. Техногенные ландшафты с неблагоприятной обстановкой восстанавливаются в таежных условиях в течение 40–50 лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе проведения ГДП-200 на Вороговской площади систематизирован богатый материал предыдущих исследований, получены новые данные, позволяющие уточнить геологическое строение площади.

В результате работ составлен комплект Госгеолкарты-200 второго издания, включающий геологическую карту, карту четвертичных образований, карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения масштаба 1 : 200 000. Комплект составлен в легенде Енисейской серии листов для Госгеолкарт масштаба 1 : 200 000, утвержденной НРС в 1998 г., с учетом всех дополнений и изменений.

При построении геологической карты, карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения учтены геодинамические аспекты геологического развития площади и региона. В процессе составления геологической карты были выделены новые, ранее не картировавшиеся свиты, толщи и комплексы, зоны надвигов, связанные с ними бластомилониты и зоны метасоматоза, меланжа, проявления и пункты минерализации.

Возраст выделенных стратифицированных, интрузивных и метасоматических образований обоснован радиологическими определениями Rb-Sr и U-Pb методами, проведенными в разных лабораториях. Уточнена граница Исаковского террейна, его структуры, внутреннее строение, определено время максимального проявления процессов надвигообразования. Установлена связь золотого оруденения с участками развития бластомилонитов и березитов в зонах надвигов на фронте обдущированного террейна.

Систематизированы сведения о полезных ископаемых по состоянию на 01.01.2012 года, обработаны материалы геохимических исследований, представленные схемой распределения ассоциаций химических элементов в потоках рассеяния, приведена геоэкологическая характеристика площади. Созданы геофизическая, геохимическая и дистанционная основы.

Проведена оценка и переоценка прогнозных ресурсов ведущих полезных ископаемых площади – марганца и золота. Даны рекомендации по направлению дальнейших работ.

Заслуживают постановки оценочных работ проявления марганцевых руд в пределах Порожинско-Михеевского железо-марганцевоносного узла. Ресурсы узла категории P_1 по данным предшественников оцениваются в 11,4 млн т оксидных и карбонатных марганцевых руд и 14,7 млн т железных руд. В результате ГДП-200 в пределах узла выделены ресурсы категории P_3 : 37 млн т марганцевых руд и 22 млн т железных руд. Узел входит в площадь лицензированного участка.

В пределах площади выделены Вороговский золоторудно-россыпной узел и прогнозируемый Северореченский золоторудно-россыпной узел. Прогнозные ресурсы Вороговского узла оцениваются по категории P_1 в 22,4 т, категории P_2 – 12,4 т, категории P_3 – 80 т рудного золота. Остаточные запасы россыпного золота оцениваются в 365 кг, прогнозируемые ресурсы категории P_3 – 100 кг. Площадь лицензирована.

Ресурсы прогнозируемого Северореченского золоторудно-россыпного узла оцениваются по категории P_3 в 60 т рудного золота. Запасы россыпного золота составляют 41 кг, ресурсы категории P_1 – 32 кг. Прогнозируемые ресурсы россыпного золота категории P_3 составляют 800 кг. Рекомендуются к лицензированию.

Общий металлогенический потенциал Вороговской площади на рудное золото оценивается в 174,8 т, в т. ч. категории P_1 – 22,4 т, кат. P_2 – 12,4 т, кат. P_3 – 140 т. Запасы россыпного золота составляют 471 кг, ресурсы кат. P_1 – 155 кг, кат. P_3 – 900 кг. Возможно выявление новых объектов золото-сульфидно-кварцевой и золотокварцевой формаций в надвиговых зонах.

Определился круг геологических и металлогенических вопросов, которые требуют дальнейшего изучения и уточнения или носят дискуссионный характер.

Необходимо продолжить работы по уточнению возраста и состава пород немтихинского и малогаревского метакомплексов, относимых к позднему архею, их взаимоотношений с ранне-

протерозойскими породами. Необходимо продолжить исследования пород Малопорожнинского блока, для доказательства принадлежности его к фундаменту платформы или микроконтиненту на основе профилей ГСЗ, петрологии, геохимии.

Следует продолжить набор петрологических характеристик для более уверенного разделения раннепротерозойских амфиболитов малогаревского метакомплекса, рязановской, белоручьевской свит, индыглинского и орловского комплексов. Недостаточно доказан раннерифейский возраст кординской свиты, заслуживает дальнейшего изучения разрез белоручьевской свиты, ее взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими породами и уточнения объема тейской серии.

Необходимо продолжить работы по уточнению возраста океанических толеитовых метабазальтов фирсовской толщи, габбродолеритов исаковского комплекса, гипербазитов сурнихинского комплекса, вулканитов торжихинской толщи энсиматической островной дуги на основе количественной геохимии и радиологических исследований по отдельным минералам, так как принятые значения (RF_{1-2} и RF_{2-3}) отражают большую степень неопределенности.

Требуется уточнения возраст подъемской свиты и связанного с ней марганцевого оруденения (полученные определения имеют значительные расхождения – 585 и 638 млн лет). Требуется уточнения возраст золотого оруденения, его генетическая и временная связь с процессами обдукции Исаковского террейна на Сибирскую платформу. Решение этих и других вопросов возможно при проведении точных петрогеохимических исследований и значительного объема радиологических определений современными методами.

Представленный к изданию комплект карт носит многофункциональный характер, и будет способствовать дальнейшему рациональному освоению и изучению территории. Комплект будет востребован недропользователями при поисках и оценке полезных ископаемых и геологических исследованиях площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. 156 с.
2. Бородаевская М. Б. Некоторые вопросы генезиса медноколчеданных месторождений Южного Урала // Тр. ЦНИИГРИ. Вып. 52, 1963. С. 58–62.
3. Борукаев Ч. Б. Структура докембрия и тектоника плит. – Новосибирск: Наука, 1985. 250 с.
4. Борукаев Ч. Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии (РАН, Сиб. отделение). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 69 с.
5. Бутаков Е. П., Карпинский Р. Б., Усталов В. В. Венд Тейско-Чапского района // Геология и геофизика. № 8, 1975. С. 67–77.
6. Верниковский В. А., Верниковская А. Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. Т. 47, № 1, 2006. С. 35–52.
7. Верниковская А. Е., Верниковский В. А., Сальникова Е. Б. и др. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарской части Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика. Т. 43, № 3, 2002. С. 259–272.
8. Верниковская А. Е., Верниковский В. А., Сальникова Е. Б. и др. Постколлизионный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750–720 млн лет назад // ДАН. Т. 384, № 2, 2002. С. 221–226.
9. Верниковская А. Е., Верниковский В. А., Сальникова Е. Б., Яснев А. М., Котов А. Б., Ковач В. П., Травин А. В., Яковлева С. З., Федосеенко А. М. Неопротерозойские А-граниты гаревского массива (Енисейский кряж): возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. Т. 14, № 1, 2006. С. 56–68.
10. Верниковский В. А., Казанский А. Ю., Матушкин Н. Ю., Метелкин Д. В., Советов Ю. К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. Т. 50, № 4, 2009. С. 502–519.
11. Винклер Г. Генезис метаморфических пород (Пер. с англ.). – М.: Недра, 1979. 327 с.
12. Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Стрижов В. П., Мясникова В. Л. Геохронология фундамента и геосинклинальных формаций гренвиллид Енисейского кряжа // Тезисы докладов XVIII сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (АН СССР). – М., 1973.
13. Восточная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России / Ред. В. П. Орлов, Н. С. Малич. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 366 с.
14. Гавриленко В. В. Геохимическая эволюция гранитогнейсовых куполов (на примере Северного Приладожья) // В кн.: Петрохимическая эволюция магматических формаций. – М.: Наука, 1990. С. 29–34.
15. Геодинамические реконструкции. Методическое руководство (Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ). – Л.: Недра, 1991. 144 с.
16. Геологическая карта Енисейского кряжа масштаба 1 : 500 000 / Под ред. Л. К. Качевского, Ю. С. Глухова. – Новосибирск: СНИИГиМС, 1998.
17. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Р-46, 47 (Байкит). – Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 199 с.
18. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXV. Объяснительная записка. – М., 1974.
19. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXVI. Объяснительная записка. – М., 1974.
20. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXVII. Объяснительная записка // Под ред. Р. Б. Карпинского. – М., 1981.
21. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист Р-46 (Северо-Енисейский). Объяснительная записка. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 470 с.
22. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист Р-46 (Северо-Енисейский). – М.: Госгеолтехиздат, 1954.
23. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXXI / Под ред. Е. А. Долгинова, М. Н. Белянкиной. – М., 1962.
24. Геология и полезные ископаемые России / Ред. В. П. Орлов, Н. С. Малич. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.

25. Григоров С. А. Прикладные аспекты структурного метода поисков по геохимическим данным // В кн.: Теория и практика геохимических поисков в современных условиях. – М.: Наука, 1990. С. 68–78.
26. Даценко В. М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
27. Даценко В. М., Лопатин А. П., Прохоров В. Г. Конкреционный комплекс сухопитской серии: Корреляционная и рудолокализирующая роль // В сб.: Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. – Новосибирск: Наука, 1983. С. 67–75.
28. Демина Л. И., Симонов Д. А. Вулканыты как индикаторы процесса континентальной коллизии // ДАН. Т. 366, № 6, 1999. С. 793–796.
29. Диагностика и картирование чешуйчато-надвиговых структур. Методическое пособие. – СПб, 1994. 191 с.
30. Динер А. Э. К вопросу выделения нового (ерудинского) мигматит-плагиигранитного комплекса в Заангарской части Енисейского края // В сб.: Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. Вып. 4. – Красноярск, 1998. С. 13–19.
31. Динер А. Э. Новый мигматит-плагиигранитный комплекс Заангарской части Енисейского края // В сб.: Проблемы геологии, рудогенеза и минералогии Сибири. – Новосибирск: СНИИГиМС, 2000. С. 3–6.
32. Динер А. Э. Эталон захребетнинского трахибазальт-щелочнотрахитового комплекса (Енисейский край). – Красноярск: КНИИГиМС, 2000. 112 с.
33. Динер А. Э. Эталон глушихинского комплекса лейкогранитов (Лендахский массив, Енисейский край). – Красноярск: КНИИГиМС, 2002. 92 с.
34. Динер А. Э., Качевская Г. И., Качевский Л. К. Эталон чапинского комплекса щелочных пикритов (Енисейский край). – Красноярск: КНИИГиМС, 2000. 79 с.
35. Динер А. Э., Стороженко А. А., Васильев Н. Ф. Эталон ерудинского мигматит-плагиигранитового комплекса (Енисейский край). – Новосибирск: СНИИГиМС, 2006. 102 с.
36. Динер А. Э., Стороженко А. А., Васильев Н. Ф. Эталон гурахтинского комплекса умереннощелочных гранитоидов (Енисейский край). – Новосибирск: СНИИГиМС, 2007. 116 с.
37. Добрецов Н. Л., Ревердато В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. – М.: Недра, 1970. 432 с.
38. Долгушин А. П. Золотоурановое оруденение на вороговской площади в раннепротерозойских формациях Енисейского края (ФГУП «СНИИГиМС») // Разведка и охрана недр. 2009. С. 12–15.
39. Елисеев Н. А. Метаморфизм. – М.: Недра, 1963. 428 с.
40. Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород. – М.: Недра, 1985. 511 с.
41. Забияка А. И., Курганьков П. П., Гусаров Ю. В. и др. Тектоника и металлогения Нижнего Приангарья // Под ред. А. И. Забияки. – Красноярск: КНИИГиМС, 2004. 322 с.
42. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений (Министерство геологии СССР). – М.: Недра, 1983. 191 с.
43. Каждан А. Б., Пахомов В. И. Методические основы системного анализа разноуровневой геологической информации в прогнозно-поисковых целях // Советская геология. № 6, 1991. С. 72–79.
44. Карта гидрогеологического районирования территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 / Под ред. В. В. Куренного, С. Л. Пугач. 2004.
45. Качевский Л. К., Качевская Г. И., Стороженко А. А. и др. К вопросу о выделении архейских метаморфических комплексов в Заангарской части Енисейского края // Отечественная геология. № 11–12, 1994. С. 45–49.
46. Классификация и номенклатура магматических горных пород. Справочное пособие / Богатиков О. А., Гоньшакова В. И., Ефремова С. В. и др. – М.: Недра, 1981. 160 с.
47. Козловская С. Ф. и др. Геоморфологическая карта Енисейского края масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка. – М., 1969. 72 с.
48. Корнев Т. Я., Еханин А. Г., Князев В. Н., Шарифулин С. К. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. – Красноярск: КНИИГиМС, 2004. 176 с.
49. Корнев Т. Я., Еханин А. Г., Романов А. П. Эталон торжихинского базальт-коматиитового комплекса (Енисейский край). – Красноярск: КНИИГиМС, 1999. 102 с.
50. Корнев Т. Я., Романов А. П., Князев В. Н., Шарифулин С. К. Эталон орловского риолит-андезит-базальтового комплекса (Енисейский край). – Красноярск: КНИИГиМС, 2000. 103 с.
51. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. – Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
52. Кузьмичев А. Б. Тектоника Исаковского синклинория Енисейского края (Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук). – М., 1987. 23 с.
53. Кузьмичев А. Б., Падерин И. П., Антонов А. В. Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (Енисейский край): U-Pb возраст и обстановка формирования // Геология и геофизика. Т. 49, № 12, 2008. С. 1175–1188.
54. Лавыгина В. Н., Косоруков А. П., Киселева В. Н. Справочник полезных ископаемых Енисейского района Красноярского края. – Красноярск: ООО «ГеоЭкономика», 2001. 260 с.
55. Ли Л. В. Олимпиадинское месторождение вкрапленных золотосульфидных руд. – Красноярск: КНИИГиМС, 2003. 120 с.
56. Лиханов И. И., Козлов П. С., Попов Н. В., Ревердато В. В., Вершинин А. Е. Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в Заангарской части Енисейского края // ДАН. Т. 411, № 2, 2006. С. 235–239.

57. Лиханов И. И., Ревердато В. В., Вершинин А. Е. Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия. № 1, 2008. С. 20–41.
58. Лиханов И. И., Ревердато В. В., Козлов П. С., Попов Н. В. Коллизионный метаморфизм докембрийских комплексов в Заангарской части Енисейского кряжа // Петрология. Т. 16, № 2, 2008. С. 148–173.
59. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Т. 1, ч. 1. – М.: Наука, 1985. 367 с.
60. Максимова С. В., Мирошников А. Е. О геохимическом состоянии природной среды Нижнего Приангарья в 2000 г. в связи с освоением минеральных ресурсов // В сб.: Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, 1998. С. 211–221.
61. Марков Е. П. Ордовик и ранний силур юго-запада Тунгусской синеклизы. – Л.: Недра, 1970. 144 с.
62. Методическое письмо по подготовке схем гидрогеологической стратификации территории России / Кочетков М. В., Леоненко Л. А., Островский Л. А., Пугач С. Л. – М.: Минприроды Российской Федерации, 1999. 17 с.
63. Методические рекомендации по поискам рудных узлов и полей, и оценки их прогнозных ресурсов геохимическими методами при геологосъемочных работах / Питулько В. М., Крицук И. Н. – СПб, 1991. 96 с.
64. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений (Министерство геологии СССР. Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт) / Агаджанян А. К., Борисов Б. А., Брайцева О. А. и др. – Л.: Недра, 1987. 308 с.
65. Минеральные ресурсы Красноярского края. Кн. 2. Кадастр месторождений полезных ископаемых / Гл. ред. С. С. Сердюк – Красноярск: КНИИГиМС, 2002. 582 с.
66. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений (Пер. с англ.). – М.: Мир, 1984. 496 с.
67. Мкртычян А. К. Об источниках золота и общих закономерностях размещения золоторудных месторождений в Енисейском кряже // В сб.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири и прилегающих территорий (Материалы научно-практической конференции, г. Красноярск, 10–12 апреля 2007 г.). – Красноярск, 2007. С. 52–56.
68. Ножкин А. Д. Петрохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири (Докт. дисс.). – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997. 98 с.
69. Ножкин А. Д., Постников А. А., Ларионов А. Н., Бережная Н. Г., Травин А. В. Состав и изотопный возраст неопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов рифтогенных прогибов Енисейского кряжа // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма (Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. 2). – М., 2006. С. 76–81.
70. Ножкин А. Д., Постников А. А., Наговицын К. Е., Травин А. В., Станевич А. М., Юдин Д. С. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа. Новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. Т. 48, № 12, 2007. С. 1307–1320.
71. Ножкин А. Д., Туркина О. М., Бибикина Е. В., Терлеев А. А., Хоментовский В. В. Рифейские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика. Т. 40, № 9, 1999. С. 1305–1313.
72. Ножкин А. Д., Туркина О. М., Петров Ю. М., Малясова З. В. Геология и радиогеохимия Тейского гранитоидного купола // В сб.: Уран и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезисе. – Новосибирск: Наука, 1983. С. 5–66.
73. Островский Л. А., Конюхова Т. А. и др. Карта бассейнов регионального и субрегионального подземного стока зоны свободного водообмена территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000. – М.: ВСЕГИНГЕО, 2001.
74. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования (Издание второе, переработанное и дополненное). – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
75. Питулько В. М., Крицук И. Н. Основы интерпретации данных поисковой геохимии. – Л.: Недра, 1990. 336 с.
76. Покровский Б. Г., Мележик В. А., Буякайте М. И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патамского комплекса (Центральная Сибирь). Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. № 5, 2006. С. 1–26.
77. Постельников Е. С. О строении, возрасте и стратиграфических корреляциях чингасанской серии (поздний докембрий Енисейского кряжа) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 46, вып. 5, 1971. С. 54–65.
78. Постельников Е. С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. – М.: Наука, 1980. 71 с.
79. Постников А. А., Терлеев А. А., Кузнецов А. Б., Кочнев Б. Б., Ножкин А. Д., Станевич А. М. Вороговская серия Енисейского кряжа (новые геологические и изотопно-геохимические данные) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) (Материалы совещания, Иркутск, 2008). – Иркутск, 2008. С. 53–55.
80. Прокачнев Е. В. Мезозойско-кайнозойские осадочные образования Енисейского кряжа и их минерализация (Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н.). – Красноярск, 2006. 22 с.
81. Прокофьев В. Ю., Афанасьева З. Б., Иванова Г. Ф., Буарон М. К., Мариньяк Х. Исследование флюидных включений в минералах Олимпиадинского Au-(Sb-W) месторождения (Енисейский кряж) // Геохимия. № 7, 1994. С. 1012–1030.
82. Родыгин А. И. Динамометаморфические горные породы. – Томск: ТГУ, 2001. 356 с.
83. Сазонов А. М. Геохимия золота в метаморфических толщах. – Томск: ТПУ, 1998. 166 с.

84. Сердюк С. С., Коморовский Ю. Е., Зверев А. И., Ояберг В. К., Власов В. С., Бабушкин В. Е., Кириленко В. А., Землянский С. А. Модели месторождений золота Енисейской Сибири / Под ред. С. С. Сердюка. – Красноярск, 2010. 584 с.
85. Соколов С. В. Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. – СПб, 1998. 154 с.
86. Справочник полезных ископаемых Туруханского района Красноярского края / Т. Л. Лужбина, О. М. Богомазова, А. П. Косоруков, А. В. Пантелеев. – Красноярск: ООО «ГеоЭкономика», 2002. 229 с.
87. Старосельцев В. С., Мигурский А. В., Старосельцев К. В. Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой // Геология и геофизика. Т. 44, № 1–2, 2003. С. 76–85.
88. Стороженко А. А., Васильев Н. Ф., Динер А. Э. Надвиговые структуры и золотое оруденение северной части Енисейского кряжа // В сб.: Геология и полезные ископаемые Красноярского края и республики Хакасия. Вып. 4. – Красноярск, 1998. С. 19–25.
89. Стороженко А. А., Васильев Н. Ф., Сидорас С. Д., Дмитриева Е. В., Дмитриев Г. А., Манахов С. В. Исаковский террейн и его обрамление // В сб.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири (Материалы юбилейной научно-практической конференции, г. Красноярск, 25–26 апреля 2010 г.). – ОАО «Красноярскгеолсъемка». С. 211–222.
90. Томиленко А. А., Гибиер Н. А., Травин А. В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст серицитов из золотоносных и безрудных кварцево-жильных зон Советского месторождения (Енисейский кряж, Россия) (Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. 2). – М., 2006. С. 345–349.
91. Томсон И. Н., Полякова О. П., Полохов В. П., Нивин В. А. Условия образования эндогенных «черных сланцев» в Приморье // Геология рудных месторождений. Т. 39, № 4, 1993. С. 344–351.
92. Требования к производству и результатам многоцелевого геохимического картирования масштаба 1 : 1 000 000 / А. А. Головин, А. И. Ачкасов, К. Л. Волочкович и др. – М.: ИМГРЭ, 1999. 104 с.
93. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Объяснительная записка. – Новосибирск, 2010. 89 с.
94. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. – М.: ИЛ, 1962. 414 с.
95. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика. – М.: Недра, 1976. 527 с.
96. Хоментовский В. В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика. Т. 48, № 9, 2007. С. 921–933.
97. Цыкин Р. А., Пасашикова Г. К., Байкалова Г. Е., Свиридов Л. И. Континентальный Мезозой и Кайнозой на севере Енисейского кряжа // Геология. ДАН СССР. Т. 294, № 5, 1987. С. 1185–1188.
98. Цыкин Р. А., Цыкин С. Р. Золотоносные коры выветривания и карстовые образования Енисейского кряжа // В сб.: Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск: КНИИГГиМС, 1998. С. 186–193.
99. Чугаев А. В., Белов А. Н., Чернышев И. В. Изотопный состав Sr и эволюция источника гидротермальных растворов (на примере золоторудного месторождения Ведуга, Енисейский кряж) // ДАН. Т. 377, № 5, 2001. С. 680–683.
100. Шенфиль В. Ю. Поздний докембрий сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1991. 185 с.
101. Pearce J. A., Cann J. R. Tektonik setting of basic volcanic rocks determined usind trace element analysis // Eart Planet. Sci. Lett. 1973, v. 19. P. 757–775.

Фондовая

102. Барсегян В. Е., Голубев А. В. Мазульское железо-марганцевое месторождение // Отчет о переоценке остаточных запасов в недрах и оценке отвала марганцевых руд. – Красноярск, 2008.
103. Батуринов В. Ф. Геологический отчет Енисейской партии № 52 за 1970 год (Березовская экспедиция). – Новосибирск, 1971.
104. Батуринов В. Ф., Воробьев В. И. и др. Геологический отчет Енисейской партии № 52 за 1969 г. – Новосибирск, 1970.
105. Бузовкина О. П., Любый Л. И. Отчет по теме № 36: Обобщение и анализ материалов аэрогеофизических исследований, выполненных экспедицией № 14 в 1962–1965 гг. в Заангарской части Енисейского кряжа. – Л., 1968.
106. Буторин Л. И., Ломаев Н. В. Отчет по детальным поискам золота на Ольгинской россыпи в северо-западной части Енисейского кряжа в 1983–1985 гг. – пос. Бор, 1985.
107. Быковский В. Ф. Комплексные геофизические исследования на Порожинском месторождении (Отчет Курейской геофизической партии по Порожинскому объекту за 1970–1980 гг.). – Мотыгино, 1980.
108. Варанд Э. Л., Гаврилин К. В., Чиждова Е. П. и др. Оценка прогнозных ресурсов ведущих твердых полезных ископаемых Красноярского края и Тувинской АССР по состоянию на 01.01.1993 г. (Отчет по теме Б.1.4/13 за 1991–1993 гг.). – Красноярск, 1993.
109. Варанд Э. Л., Чиждова Е. П., Бондарева Д. М. и др. Оценка прогнозных ресурсов ведущих твердых полезных ископаемых Красноярского края и Тувинской АССР по состоянию на 01.01.1993 г. (Отчет по теме Б.1.4/(13)-474 за 1985–1988 гг.). – Красноярск, 1988.
110. Варганов А. С., Бармин В. А. и др. Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа Р-46 (Северо-Енисейск) в рамках объекта № 32 (Рабочие материалы). – Фонды ОАО «Красноярскгеолсъемка», 2005.

111. *Васильев Н. Ф., Стороженко А. А., Динер А. Э. и др.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 и общим поискам золота на севере Енисейского кряжа в бассейне рек Вороговка, Гаревка, Чапа за 1985–1989 гг. – Красноярск, 1990.
112. *Васильев Ю. Р.* Прогнозная оценка перспектив медно-никелевой рудоносности дифференцированных трапповых интрузий междуречья Курейка–Подкаменная Тунгуска с использованием методов логико-математической обработки информации. – Красноярск, 2000.
113. *Васильев Ю. Р.* Оценка перспективной Cu-Ni рудоносности дифференцированных трапповых интрузий, выявленных при проведении поисково-разведочных работ на Подкаменно-Тунгусской площади методами логико-математической обработки информации. – Новосибирск, 2008.
114. *Верниковский В. А.* Изотопно-геохронологическое датирование магматических и метаморфических комплексов складчатого обрамления Сибирской платформы в помощь ГСР-200 (Договор № 45-9905 от 27.05.1999 г.). – Новосибирск, 2001.
115. *Владимиров А. И., Горовой Л. Я.* Прогнозно-металлогеническая карта Енисейского кряжа и прилегающих районов Сибирской платформы на марганец. – Красноярск, 1971.
116. *Волобуев М. И., Зыков С. И.* Определение абсолютного возраста геологических формаций складчатых областей Сибирской платформы в пределах Красноярского края (Отчет радиологической партии Енисейской экспедиции МГУ за 1968–1971 гг.). – М., 1971.
117. *Голубев В. П.* Отчет о поисково-ревизионных работах на фосфориты в Енисейском кряже. – Красноярск, 1979.
118. *Гонтарь В. С.* Поиски золота в пределах Ольгинской геохимической аномалии. – Красноярск, 1994.
119. *Горшков Г. В.* Порожинское месторождение марганцевых руд в Красноярском крае // Оценка обогащенности марганцевых руд Порожинского месторождения (Отчет о геологоразведочных работах за 1995–2003 гг.). – Красноярск, 2004.
120. *Горюнов Н. А.* Региональные сейсморазведочные работы МОГТ и электроразведочные работы МТЗ по маршруту «Батолит» (Отчет Семиреченской г/п № 1/95-2002 за 1995–2002 гг.). – Енисейск, 2002.
121. *Дюба Е. Ф., Богадица В. П. и др.* Геологическое строение верховий р. Чапы, среднего течения р. Тырады и верховий рр. Исаковки и Вороговки (Окончательный отчет Тырадинской ГСП за 1967–1969 гг.). – Красноярск, 1970.
122. *Зацепина Е. Ф.* Петрологическое изучение метаморфических пород раннего докембрия северо-западной части Енисейского кряжа для целей геологического картирования. – М., 1977.
123. *Зув В. К., Васильев Н. Ф. и др.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в северо-западной части Енисейского кряжа (Окончательный отчет Верхнесурихинской партии за 1982–1985 гг.). – Красноярск, 1985.
124. *Каспарова Е. А.* Отчет о результатах работ Енисейской аэромагнитной экспедиции в северо-западной части Красноярского края за 1957 г. – Красноярск, 1959.
125. *Качевский Л. К.* Опорные рабочие легенды Каменско-Чернореченской, Ангари-Вороговской, Тычанской и Кизир-Казырской серий Красноярского края (Отчет Стратиграфической партии о результатах опытно-методических работ по совершенствованию схем стратиграфии и магматизма с разработкой опорных легенд для геологической съемки и карт масштаба 1 : 50 000 Северо-Енисейского, Партизанского, Тычанского, Ольховско-Чибийского горно-рудных районов, проведенных 1988–1989 гг.). – Красноярск, 1989.
126. *Качевский Л. К.* Геологическая карта масштаба 1 : 500 000 Енисейского кряжа. – Красноярск, 1993.
127. *Качевский Л. К.* Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второе издание). Т. 1, 2. – Красноярск, 1998.
128. *Качевский Л. К., Даценко В. М. и др.* Отчет о работах Вороговской ГСП за 1963–1965 гг. – Красноярск, 1967.
129. *Качевский Л. К. и др.* Окончательный отчет Приенисейской опытно-производственной партии по геологосъемочным работам 1970–1976 гг. – Красноярск, 1977.
130. *Козлов Т. В.* Мезозойские коры выветривания и оценка их бокситоносности. – Новосибирск, 1973.
131. *Коляшкин В. М., Логинова И. Я.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на древние россыпи на междуречье Большого Пита и Чапы (стадия общих поисков). – Красноярск, 1982.
132. *Коляшкин В. М., Сидорас С. Д., Прошина Т. Г.* Совершенствование серийной легенды Госгеолкарты-200 (Енисейская серия) в части расчленения и корреляции четвертичных отложений. – Красноярск, 2000.
133. *Костененко Л. П.* Отчет о поисках марганцевых руд на восточном фланге Моховского участка за 1985–1987 гг. – Красноярск, 1987.
134. *Кренделев Ф. П., Ножкин А. Д., Злобин В. А.* Уран-золотоносные конгломераты Енисейского кряжа (Отчет по итогам НИР, проводившихся СО АН СССР в 1960–1973 гг.). – Улан-Удэ–Новосибирск, 1973.
135. *Кудрявцев Ю. А.* Отчет о поисках марганцевых руд в междуречье Вороговки и Порожной и в северо-восточной части Вороговского прогиба. – Красноярск, 1980.
136. *Кучеренко Н. Б.* Поисково-разведочные работы на Ольгинской площади в северо-западной части Енисейского кряжа в 1984–1987 гг. – пос. Бор, 1987.
137. *Кучеренко Н. Б.* Поиски золотоносных россыпей на правобережье р. Вороговки (Отчет Ольгинской партии за 1985–1988 гг.). – Красноярск, 1988.
138. *Кучеренко Н. Б.* Детальная разведка россыпей золота по руч. Курочкин и правым притокам р. Луговой в 1987–1989 гг. – Красноярск, 1989.
139. *Кучеренко Н. Б.* Детальная разведка и поисковая оценка россыпей золота в бассейне р. Рыбной в 1989–1991 гг. – Красноярский ТФГИ, 1991.
140. *Кучеренко Н. Б.* Поиски и оценка золота на Правобережном участке в 1992–1998 гг. – Красноярск, 1998.

141. *Ладынин А. А.* Составление сводной геохимической карты Заангарской части Енисейского края масштаба 1 : 500 000. – Красноярск, 2001.
142. *Ладынин А. А., Биндарович В. И.* Опережающие геохимические поиски марганца и других металлов в северо-восточной части Енисейского края. Листы Р-46-В, Г; О-46-А, Б (Отчет Центральной геохимической партии по геохимическим поискам масштаба 1 : 500 000 за 1988–1991 гг.). – Красноярск, 1991.
143. *Ладынин А. А. и др.* Геохимические поиски золота в центральной части Енисейского края. – Красноярск, 2007.
144. *Ладынин А. А., Пузанов А. А.* Геохимические поиски прожилково-вкрапленного золотого оруденения в эвгеосинклинальной зоне Енисейского края. Листы Р-46-Г; Р-46-В; О-46-А, Б (Отчет Центральной геохимической партии о результатах региональных геохимических поисков масштаба 1 : 500 000, проведенных в 1985–1987 гг.). – Красноярск, 1987.
145. *Леонов О. И.* Окончательный отчет Кривляковской партии по результатам поисковых работ на бокситы на водоразделе рек Правая Лебяжья, Кривляки в 1970 г. – Красноярск, 1970.
146. *Ляхов С. В.* Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ ТЗ МПП Вороговской аэро-сейсмической партией № 9/85 в бассейне рек Сыма и Вороговки. – Енисейск, 1985.
147. *Марушко Г. В.* Результаты электроразведочных работ на Порожинском месторождении (Отчет Курейской геофизической партии по Пороженскому объекту за 1982–1983 гг.). – Мотыгино, 1982.
148. *Марушко Г. В.* Поиски марганцевых руд геофизическими методами на Вороговской площади (Отчет Бахтинской геофизической партии по работам 1985–1989 гг.). – Мотыгино, 1987.
149. *Матвеев И. А.* Исследования марганценосности протерозойских отложений северной части Енисейского края в связи с поисками новых марганцеворудных площадей (Отчет по теме Б.П.И/202/13/509 за 1987–1989 гг.). – пос. Бор, 1989.
150. *Махлаев М. Л.* Составление легенды Ангаро-Енисейской серии листов ГК-1000 (третье издание). – Красноярск, 2000.
151. *Межубовский В. Г.* Оценка Тырадинского проявления радиоактивного сырья и Еловского проявления меди // Геологическое строение и полезные ископаемые верховий рек Кутукаса и Хариузиhi. Листы Р-46-110-В, Г (Окончательный отчет Кутукасской геологосъемочной партии и Еловского поискового отряда). – Красноярск, 1973.
152. *Межубовский В. Г., Кириченко В. Г. и др.* Оценка Тырадинского проявления радиоактивного сырья и Еловского проявления меди // Геологическое строение и полезные ископаемые верховий рек Кутукаса и Хариузиhi. Листы Р-46-110-В, Г (Окончательный отчет Кутукасской ГСП и Еловского поискового отряда за 1969–1971 гг.). – Красноярск, 1972.
153. *Мирошников А. Е., Стримжа Т. П. и др.* Геолого-экологическая оценка и прогноз состояния окружающей среды Нижнего Приангарья (Заключительный отчет по договору № 547 с Красноярскгеолкомом). – Красноярск, 1997.
154. *Михайлова З. В. и др.* Комплексная аэрогеофизическая съемка масштаба 1 : 25 000 на Нойбинской площади. – Лесосибирск, 1991.
155. *Молочко А. М.* Результаты комплексных аэропоисковых и наземных работ в северной части Енисейского края (Отчет партии № 821 Березовской экспедиции за 1961 г.). – Новосибирск, 1962.
156. *Москалев В. А. и др.* Отчет по прогнозно-поисковым работам в Вороговском золоторудном узле (Красноярский край). – Красноярск, 2008.
157. *Москалев В. А. и др.* Отчет на поиски рудного золота на флангах Вороговского узла в Енисейском крае (Красноярского края). – Красноярск, 2010.
158. *Никитин Ю. Т.* Отчет о детальных поисках марганцевых руд на участках Моховом, Центральном, Северном в Вороговском прогибе, проведенных в 1980–1983 гг. – пос. Бор, 1983.
159. *Николайчук А. Н.* Оценка обеспеченности населения Красноярского края ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения. – Минино, 2000.
160. *Пасаишкова Г. К.* Отчет о поисках марганцевых руд на северном фланге Порожинского месторождения в 1984–1987 гг. – пос. Бор, 1987.
161. *Пасаишкова Г. К.* Отчет о поисках марганцевых руд на участке Хребтовый в 1986–1988 гг. – пос. Бор, 1988.
162. *Пасаишкова Г. К. и др.* Отчет по предварительной разведке Мохового и Порожинского участков Порожинского месторождения марганцевых руд за 1982–1984 гг. – пос. Бор, 1984.
163. *Петров Ю. М.* Геологический отчет Енисейской партии № 52 за 1971–1972 гг. – Новосибирск, 1973.
164. *Петров Ю. М., Воробьев В. И.* Результаты аэрогамма-спектрометрических и наземных поисковых работ в западной части Енисейского края (Геологический отчет Кедровской партии № 57 за 1974 г.). – Новосибирск, 1975.
165. *Пышмынцев А. Я.* Результаты гравиметрической съемки масштаба 1 : 50 000 в районе Кедрово-Вороговской мульды в 1970–1971 гг. – Новосибирск, 1971.
166. *Пышмынцев А. Я., Тумаков Е. Н. и др.* Геологический отчет Кедровской партии № 57 за 1971–1974 гг. Ч. II. Результаты гравиметрической съемки масштаба 1 : 50 000 в районе Кедрово-Вороговской мульды (за 1970–1971 гг.). – Новосибирск, 1975.
167. *Румянцев Л. А.* Отчет о полевых работах, проведенных Исаковской партией и Исаковским отрядом Геофизической партии в 1960 г. – Красноярск, 1960.
168. *Рывин Д. С.* Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000, выполненной в 1968–1970 гг. в Приенисейской части Сибирской платформы. – Л., 1970.
169. *Рывин Д. С. и др.* Отчет о результатах работ Вороговской гравиметрической партии за 1966 г. – Л., 1967.

170. Сазонов А. М., Леонтьев С. И., Звягина Е. А. Геолого-петрографическая характеристика и вещественный состав руд рудопроявления Благодатного (Отчет о научно-исследовательской работе по договору № ГГМ-022-01). – Красноярск, 2003.
171. Семенов С. А. Поиски марганцевых руд на южном фланге Порожинского месторождения. – пос. Бор, 1990.
172. Семенов С. А. Поиски золотоносных россыпей в бассейне р. Вороговки (левый приток р. Черная) и Кутукаса в 1989–1992 гг. – пос. Тея, 1992.
173. Сердюк С. С., Забияка И. Д. и др. Оценить состояние и перспективы освоения и развития минерально-сырьевых ресурсов Северо-Енисейского района (Отчет по договору № 529 за 1993–1995 гг.). – Красноярск, 1995.
174. Середенко Г. А. Золотоносность кор выветривания Заангарской части Енисейского кряжа (Дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н.). – Красноярск, 1987.
175. Синюгина Е. Х., Дубинчик А. И. Изучение закономерностей размещения россыпей в Северо-Енисейской золотоносной провинции. – М.: ЦНИГРИ, 1965.
176. Советов Ю. К., Бутаков Е. П., Кузнецов В. Н. Расчленение и корреляция опорных разрезов позднего рифея (чингисанская серия) Енисейского кряжа по седиментологическим критериям (Отчет о результатах выполненных работ по договору № 71-90 между ИГиГ СО АН СССР и Красноярской геологосъемочной экспедицией ПГО «Красноярскгеология»). – Новосибирск, 1990.
177. Стороженко А. А., Васильев Н. Ф., Динер А. Э. и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 в центральной части Енисейского кряжа на Олимпиадинской площади. Листы О-46-III, О-46-IV. – Красноярск, 2003.
178. Стороженко А. А., Васильев Н. Ф., Пиманов А. В. и др. ГДП-200 в пределах Нойбинской площади Енисейского кряжа. Листы Р-46-XXXII, XXXIII. – Красноярск, 2008.
179. Стороженко А. А., Васильев Н. Ф., Пиманов А. В. и др. ГДП-200 листа Р-46-XXV (Вороговская площадь) (Отчет о результатах работ за 2008–2010 гг.). – Красноярск, 2010.
180. Стороженко А. А., Зуев В. К. и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на северо-западе Енисейского кряжа (Нижне-Сурнихинская площадь). Листы Р-46-121-А, Б, В, Г; Р-46-122-А, Б, В, Г; Р-46-123-В; Р-46-133-А, Б; Р-46-134-А (Окончательный отчет Нижне-Сурнихинской партии за 1977–1981 гг.). – Красноярск, 1981.
181. Стороженко А. А., Трофимов Ю. П., Сорокин В. И. и др. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в северной части Енисейского кряжа (Окончательный отчет Вороговской партии за 1980–1984 гг.). – Красноярск, 1984.
182. Струнин Б. М. Геологическое строение листов Р-46-XIV, Р-46-XX (Окончательный отчет Суломайской объединенной партии за 1967–1970 гг.). – Красноярск, 1971.
183. Сурков В. С., Старосельцев В. С. Строение земной коры междуречья Подкаменной Тунгуски и Ангара (Отчет по контракту № 28 с Красноярскгеолкомом). – Новосибирск, 1998.
184. Тимошенко А. П. Отчет по поискам высокоглиноземистых (дистен-андалузит-силлиманитовых) сланцев в Енисейском кряже за 1979–1981 гг. – Мотыгино, 1981.
185. Усталов В. В. Отчет Порожинской партии по результатам поисков марганцевых руд в современной части Енисейского кряжа. – Красноярск, 1979.
186. Хасанов А. П. Составление серийной легенды листов Государственной гидрогеологической карты масштаба 1 : 200 000 серии Енисейская. – Минино, 2002.
187. Чепик А. Ф. Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштабов 1 : 25 000 и 1 : 50 000 в бассейнах среднего течения р. Бахты и нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски. – Л., 1969.
188. Чепик А. Ф., Вишневская Н. П., Тимашиков Н. А. Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 в междуречье Подкаменной Тунгуски и Бахты за 1967 г. – Л., 1968.
189. Чепик А. Ф. и др. Отчет о результатах аэрогеофизической съемки масштаба 1 : 25 000 в северной части Енисейского кряжа за 1962 г. – Л., 1963.
190. Чепик А. Ф. и др. Отчет о результатах аэрогеофизической съемки в северной части Енисейского кряжа за 1964 г. (ЗГТ). – Л., 1965.
191. Чепик А. Ф., Любый Л. И., Бузовкина О. П. Отчет о результатах аэрогеофизической съемки масштаба 1 : 25 000 в северной части Енисейского кряжа и прилегающей Сибирской платформы за 1965 г. – Красноярск, 1966.
192. Чернышев Н. М., Алешин А. А. Опыт-методические исследования по комплексной площадной интерпретации геофизических данных на основе региональных профилей ГСЗ, выполненных на территории Западной и Восточной Сибири (Отчет опытно-методической партии № 2-2/83-85). – М., 1985.
193. Чернышев Н. М., Егоркин А. В. и др. Отчет о результатах работ сейсмических партий специальной региональной экспедиции на профиле Колпашево–Олекминск. – М., 1982.
194. Четвергов А. П., Яскевич В. И. Изучение тектоники и магматизма Енисейского кряжа на основе местного анализа геолого-геофизических данных (Отчет по теме А.–VI,II/13-236). – Красноярск, 1975.
195. Чижова Е. П. Переоценка прогнозных ресурсов ведущих твердых полезных ископаемых Красноярского края по состоянию на 01.01.1998 г. – Красноярск, 1998.
196. Чижова Е. П., Середенко Г. А. Переоценка прогнозных ресурсов ведущих полезных ископаемых Красноярского края по состоянию на 01.01.2000 г. – Красноярск, 2000.
197. Чижова Е. П., Скрипников В. Е., Кочуева Н. Г. Мониторинг состояния минерально-сырьевой базы по ведущим полезным ископаемым Красноярского края. – Красноярск, 2003.
198. Шилицин В. А., Пятилетов В. Г., Синькевич О. В. и др. Обобщение и анализ палеонтологических и биостратиграфических данных по верхнему протерозою Енисейского кряжа (Отчет по теме А.П.2/(13)·441). – Красноярск, 1985.

199. *Шугаев А. Г.* Отчет о геохимических поисках рудного золота на Средневороговской площади (Енисейский край) в 1987–1991 гг. – пос. Тея, 1999.
200. *Юркевич Л. Г.* Опыт-но-методические работы по совершенствованию методики геохимических поисков при геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в горнорудных районах Красноярского края (Отчет геохимической партии за 1986–1989 гг.). – Красноярск, 1989.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований и на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа Р-46-XXV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого, название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку литературы	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-3	9	Руч. Каратаевский	Р	[137, 139]	Разведана (запасы C ₁)
I-3	14	Руч. Афанасьевский	Р	[137, 139]	Незначительно отрабатывалась (запасы C ₁)
II-1	3	Руч. Растрепина	Р	[140]	Предварительно разведана (запасы C ₂)
II-3	3	Руч. Ларионовский	Р	[106, 137, 138]	Отработана
II-3	5	Руч. Сухой	Р	[106, 137, 138]	Отработана
II-3	7	Руч. Вертолетный	Р	[106, 137]	Отработана
II-3	9	Руч. Березовый	Р	[139]	Отработана
II-3	14	Руч. Курочкин	Р	[106, 136, 138]	Эксплуатировалась, есть остаточные запасы
II-3	16	Руч. Медвежий	Р	[138]	Отработана (незначительные остаточные запасы)
II-3	18	Руч. Близнец	Р	[106, 136]	Отработана
II-3	20	Руч. Ольгинский	Р	[111, 106, 136]	Отработана
II-3	25	Руч. Ветвистый (верховья)	Р	[137, 139]	Разведана (запасы C ₁)
II-3	30	Руч. Верхне-Никитинский	Р	[137]	Предварительно разведана (запасы C ₂)
II-3	34	Руч. Ветвистый (низовье)	Р	[137, 139]	Разведана (запасы C ₁)

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО) и вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), гидрогеохимических ореолов (ГГХО), геофизических аномалий (ГФА) показанных на карте четвертичных образований и на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа Р-46-XXV

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Горючие ископаемые				
<i>Уголь каменный</i>				
II-3	41	Левый берег р. Вороговки, ниже порога	[181]	П. Два маломощных (0,1 и 0,25 м) сближенных (через 0,2 м) прослоя антрацита среди углистых аргиллитов
<i>Уголь бурый</i>				
III-1	2	Правобережье р. Михеева	[135, 179]	П. В карстовой западине диаметром - менее 100 м - толща бурых углей с остатками растительного детрита в интервале глубин 6-24 м (подошва не вскрыта)
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-3	4	Бассейн правых притоков рр. Мал. Лебяжьей, Луговой и Рыбной	[179, 181, 188]	ГФА. Положительная магнитная аномалия интенсивностью - до 4000 нТл над перекрытым доломитами объектом (глубина до верхней кромки - 100-200 м) на площади 35 км ² - предположительно, связана с магнетитосодержащими сланцами
II-1	4	Западно-Хребтовое	[161, 179]	П. Приповерхностная (18-31 м) субгоризонтальная залежь (мощностью 1-4 м) глинисто-лимонитовых руд (содержание железа - 21-38%) шириной - 300 м в коре выветривания по доломитам
II-1	8	Водораздел левых притоков р. Вороговки, скважина №6 профиля 380	[171]	ПМ. В интервале 17-20 м - линза глинисто-лимонитовых руд (содержание железа - 32,3%, фосфора - 1,7%) в коре выветривания по доломитам
II-2	10	Высота на правобережье р. Вороговки	[129]	ПМ. В шурфах - сближенные пласты и линзы (мощностью 1-8 м) сидеритсодержащих доломитов (содержание железа - до 20%)
II-3	33	В истоках правых притоков р. Вороговки	[179, 190]	ГФА. Положительная магнитная аномалия интенсивностью - до 500 нТл на площади 3 км ² над магнетитсодержащими сланцами
II-3	35	Правобережье правого притока р. Вороговки	[179, 190]	ГФА. Положительная магнитная аномалия интенсивностью - 350 нТл площадью - 1 км ² над магнетитсодержащими сланцами
II-3	37	В русле правого притока р. Вороговки	[18]	ПМ. Обломок магнетитсодержащих «джеспилитов» с содержанием железа - до 48%
III-1	1	Восточно-Михеевское	[171, 179]	П. Протяженная (4 км) широкая (600-1200 м) приповерхностная (2-15,5 м) субгоризонтальная залежь (мощность 1,2-4,5 м) глинисто-лимонитовых руд со средним содержанием железа - 26,7% в коре по доломитам и известнякам
III-1	5	Мутнинское	[171, 179]	П. Две субпараллельные приповерхностные (до 40 м) протяженные (2 и 4 км) залежи (мощностью от 1,7 до 11,4 м) гетит-гидрогетит-лимонитовых руд с содержанием железа - 27,0-30,2%
III-1	7	Водораздел рр. Михеева и Мутнина, скважина №11 профиля 240	[171, 179]	ПМ. В интервале 1,4-2,0 м - сцементированные лимонитом гравелиты (содержание железа - 22,5%)
III-3	1	Водораздел рр. Вороговки и Лиственной	[179, 181, 190]	ГФА. Положительная магнитная аномалия интенсивностью - до 1800 нТл на площади - 7 км ² над магнетитсодержащими сланцами

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-3	6	Водораздел рр. Вороговки и Лиственной, скважина №2	[179, 181]	ПМ. В интервале 212-300 м (забой) - пропильтизированные сланцы с содержанием магнетита - до 10-20%
III-3	8	Водораздел р. Вороговки и руч. Степашкин	[179, 181, 190]	ГФА. Положительная магнитная аномалия интенсивностью - до 1000 нТл на площади - 3,5 км ² над магнетитосодержащими сланцами
III-3	10	В истоке р. Лиственной	[18, 179]	ПМ. Обломок «джеспилита» с содержанием железа - до 48%
IV-1	2	Правобережье истока р. Безымянки, скважина №2 профиля 160	[171]	ПМ. В интервале 2,0-2,5 м - линза глинисто-лимонитовых руд (с содержанием железа - 21%) на поверхности доломитов
IV-1	3	Правобережье р. Безымянки, скважина №14 профиля 140	[171]	ПМ. В интервале 11,0-13,2 м - линза глинисто-лимонитовых руд с содержанием железа - 23,6%
IV-1	4	Безымянное	[171, 179]	П. Приповерхностная (1-9 м) субгоризонтальная залежь (мощностью 1,5-4,4 м и шириной - более 200 м) глинисто-лимонитовых руд со средним содержанием железа - 33,5% в коре выветривания по доломитам
IV-1	7	Устье лога на правобережье р. Кутукас	[129]	ПМ. Линза (мощностью 1,2 м) эксгалитов с прожилково-вкрапленной магнетитовой минерализацией (до 10%)
IV-1	11	В истоке левого притока руч. Бедового	[129]	ПМ. Обломки кремнистых доломитов, содержащих гематитовые конкреции (7-9% объема)
IV-2	12	Левобережье р. Кутукас, в 3 км выше устья руч. Бедового	[129]	ПМ. Пласт (мощностью 5 м) кремнистых доломитов, содержащих гематитовые конкреции (7-9% от объема). Содержание железа в конкрециях - 72%
<i>Марганец</i>				
I-1	8	Водораздел рр. Мал. Порожной и Северной, скважина №7 профиля 502,5	[119, 160]	ПМ. В интервале 15,8-17,0 м - бедные окисные руды с содержанием марганца - 12,4% в коре выветривания по туффитам
I-2	11	Правобережье руч. Елагин	[160]	ВГХО марганца (содержание - до 0,2%) площадью - 0,5 км ²
I-2	13	Правобережье руч. Елагин	[160]	ПМ. Гнездо пирролюзит-псиломелановых руд (содержание марганца - 17,14%) в коре выветривания по карбонатным сланцам
I-3	1	Левый приток р. Мал. Лебяжьей	[181]	ВГХП марганца с содержанием - 0,2-0,5%
I-3	3	Склоны правого притока р. Мал. Лебяжьей	[181]	ВГХО марганца (по донному опробованию) с содержанием - до 1%
II-1	5	Центральное	[119, 135, 158, 160, 179]	П. Серия кулисных залежей окисных руд (ср. содержание марганца - 17,5%) на глубинах 10-100 м совокупной протяженностью - более 7,5 км при мощности 1,0-9,5 м
II-1	9	Гаревое	[135, 171, 179]	П. Маломощная (1-2 м) залежь окисных руд (с пропластками некондиционных руд) протяженностью - 3,5 км и длиной по падению - более 100 м при содержании марганца - 13,6-28,5%
III-1	4	Правый борт левого притока р. Михеева	[171]	ПМ. В сближенных (25 м) скважинах на глубинах 15-19 м - убогие окисные руды со средним содержанием марганца - 11,5% при мощности 1,0 и 4,0 м
<i>Марганец, железо</i>				
I-1	5	Северное	[119, 160, 161, 171, 179]	П. Серия прерывистых залежей окисных руд (простого и ярусного строения) наклонного залегания (до 60°) в полосе длиной - 9 км. Содержание марганца - 4-41%, железа - 3-30,8%
II-1	2	Хребтовое	[119, 161, 179]	П. Под покровом рыхлых отложений (мощностью 10-100 м) - протяженная (10 км) наклонная (до 60°) прерывистая залежь окисных марганцевых руд (ср. содержание марганца - 17,2% при содержании железа - до 19%) с фланговой залежью глинисто-лимонитовых руд мощностью 1-2,5 м и длиной - 4 км (ср. содержание железа - 37,2%)

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-1	10	Михеевское	[119, 135, 171, 179]	П. Серия кулисных залежей окисных руд преимущественно марганцевого, железного или смешанного состава совокупной протяженностью - около 16 км. Две залежи карбонатных марганцевых руд мощностью от 1,6 до 5,2 м на глубинах 88-198 м при содержании марганца - 12,4-13,9%
II-1	11	Левобережье левого притока р. Вороговки, скважина №23 профиля 360	[171]	ПМ. В интервале 40,7-41,7 м - окисные руды с убогим содержанием марганца (11,2%) и железа (17,4%)
IV-1	1	Левобережье р. Сухой, скважина №15 профиля 160	[171]	ПМ. В интервале 23,0-23,5 м - окисные руды с содержанием марганца - 21,7% и железа - 11,4%
<i>Титан, железо</i>				
II-3	36	Водораздел руч. Горелого и р. Вороговки	[18, 112, 179]	ПМ. Останцы феррогаббро на площади 0,5 км ² с сидеронитовой вкрапленностью титаномagnetита (до 10-20%) и примесью (до 1%) ильменита
III-4	3	Левобережье р. Вороговки	[112, 179]	ПМ. Останцы феррогаббро на площади 3 км ² с сидеронитовой вкрапленностью титаномagnetита и примесью ильменита
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-1	3	Правобережье правого притока р. Мал. Порожной	[129]	ВГХО меди площадью 1,6 км ² с содержанием - 0,005-0,01%; повышены кобальт (до 0,005%) и никель (до 0,008%)
I-2	4	Склоны левого притока р. Верх. Глотихи	[129]	ПГХО меди площадью 0,8 км ² в обуглероженных сланцах (содержание - 0,01-0,1%); повышен также молибден (0,001-0,02%)
I-2	5	Правобережье левого истока р. Верх. Глотихи	[129]	ПМ. Обломки графитизированных биотит-мусковит-гранатовых бластомилонитов с халькопирит-пиритовой вкрапленностью (содержание меди - до 1% по спектральному анализу)
I-2	6	Мыс между левыми истоками р. Верх. Глотихи	[129]	ПМ. В габбро-амфиболитах - гнездовая вкрапленность халькопирита и кварц-кальцитовые прожилки с халькопиритом (содержание меди в точечных пробах - 0,05-0,1%)
I-2	19	Левобережье р. Северной	[129]	ВГХО меди (содержание - 0,005-0,01%) площадью 1 км ² ; повышены кобальт (до 0,003%) и никель (до 0,006%)
I-2	23	Правый борт р. Нежданной	[129]	ПМ. Среди метагаббродолеритов - развалы кварцевых жил с вкрапленностью пирита и халькопирита (содержание меди в точечных пробах - до 0,3% по спектральному анализу)
II-1	6	Склоны лога на правобережье р. Вороговки ниже островов	[129]	ВГХО меди площадью 0,5 км ² при содержании - 0,005-0,01%
II-1	7	Правобережье р. Вороговки ниже островов	[129]	ПМ. Прожилково-вкрапленная халькопирит-пиротин-пиритовая минерализация (2-5%) с примазками малахита и азурита в зоне расщепления (2000х(50-150) м) по метабазальтам (содержание меди в керновых и бороздовых пробах - 0,01-0,3%)
II-2	1	Устье лога на левобережье р. Нежданной	[18]	ПМ. Лимонитизированные сланцы с натеками малахита (содержание меди - 0,01%)
II-2	9	Правобережье р. Вороговки, в 3 км выше устья р. Мал. Северной	[18]	ПМ. Лимонитизированные сланцы с натеками малахита (содержание меди - 0,01%)
III-2	1	Скала на правобережье р. Вороговки	[129, 179]	ПМ. В карбонатизированных метабазальтах - зонка (первые метры) убогой (0,1-3%) полосчатой-вкрапленной халькопирит-пиритовой минерализации (с примесью куприта, халькозина и самородной меди), примазки и корки малахита
III-2	2	Левобережье р. Вороговки	[129]	ПМ. В кварцевых жилках (мощностью 0,1-0,2 м) среди метабазальтов - вкрапленная халькопирит-пиритовая минерализация (содержание меди - до 1%)

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	3	Водораздел рр. Вороговки и Михеева	[129]	ВГХО меди (содержание - 0,005-0,01%) площадью 3 км ² ; повышены также кобальт (до 0,005%) и никель (до 0,01%)
III-2	4	В истоке левого притока р. Михеева	[129]	ВГХО меди площадью 0,8 км ² с содержанием - 0,005-0,1%
III-3	2	Обнажение в правом борту р. Вороговки	[181]	ПМ. Маломощные зонки (0,1-0,2 м) пропилитизированных сланцев с халькопирит-пиритовой вкрапленностью (1-2%) и примазками малахита (содержание меди - 0,006-0,06%)
III-4	1	Склоны долины р. Вороговки	[18]	ПГХО меди (содержание - 0,005-0,07%) в габбро-родолеритах площадью 5,5 км ²
III-4	5	Верховье руч. Горного	[171]	ПП халькопирита (знаки в керновых пробах из пойменных отложений) длиной - 1,5 км
IV-2	6	Правобережье р. Хариузики	[129]	ПМ. В зоне бластомилонитов по метабаазальтам - вкрапленность халькопирита и натечи малахита (содержание меди - до 0,1%)
IV-4	14	Правый борт р. Мал. Кутукас, в 3,3 км выше устья	[111]	ПМ. В бластомилонитах по амфиболитам - примазки малахита (содержание меди - до 0,3%)
IV-4	16	Правобережье р. Кутукас и междуречье рр. Кутукас и Мал. Кутукас	[179]	ВГХО меди (содержание - 0,008-0,2%) площадью 0,6 км ² ; повышены также свинец (до 0,02%), серебро (до 0,3·10 ⁻³ %) и висмут (до 0,0004%)
<i>Медь, цинк</i>				
IV-2	2	Правобережье р. Кутукас	[129]	ВГХО меди (содержание - до 0,01%), цинка (до 0,03%) и свинца (до 0,005%) площадью 1 км ²
IV-2	8	Правобережье р. Хариузики	[129]	ПМ. Среди карбонатных сланцев - линзы (мощностью до 1 м) и прожилки кварца со сфалерит-халькопирит-пиритовой вкрапленностью; содержание меди и цинка достигает 0,1%
IV-2	11	Хариузинское	[129]	П. Серия сближенных прослоев (мощностью 0,5-2,5 м) медно-цинково-колчеданных руд среди метабаазальтов
<i>Свинец</i>				
I-2	2	Левобережье руч. Кручи	[129]	ПГХО свинца в сланцах (содержание - 0,004-0,02%) площадью 0,5 км ² ; повышены также цинк (более 0,01%) и барий (до 0,1%)
I-2	3	Левобережье руч. Кручи	[129]	ПМ. В хлоритовых сланцах - жила кварца (мощностью 0,9 м) с вкрапленностью галенита и пирита (содержание свинца - 0,1%)
II-2	2	Левобережье р. Нежданной	[129]	ВГХО свинца (содержание - до 0,005%) площадью 0,6 км ²
II-3	29	Бассейн руч. Верх. и Ниж. Никитинских	[18]	ПГХО свинца (содержание - 0,01%) площадью 6 км ² ; повышены также серебро (до 0,003%) и молибден (до 0,01%)
II-3	40	Водораздел правых притоков р. Вороговки	[181]	ВГХО свинца (содержание - до 0,01%) площадью 0,4 км ²
II-3	43	Хребет в излучине р. Вороговки	[181]	ВГХО свинца (содержание - до 0,006%) площадью 0,8 км ²
III-3	20	Правобережье правого притока руч. Степашкина	[179]	ВГХО свинца (содержание - до 0,01%) площадью 0,7 км ² ; повышено также серебро (до 0,003·10 ⁻³ %)
III-3	21	Склоны приустьевой части левого притока р. Черной	[156]	ВГХО свинца (содержание - до 0,015%) площадью 2,5 км ²
III-3	25	Водораздел левых притоков руч. Степашкина	[179, 181]	ВГХО свинца (содержание - до 0,05%) площадью 0,8 км ² ; повышена также медь (до 0,02%)
III-3	29	Правобережье р. Кутукас	[142]	ВГХО свинца (в донных пробах содержание свинца - до 0,008%) на площади 4 км ² ; повышен также марганец (до 0,2%)
III-4	13	Водораздел левых притоков р. Черной	[181]	ВГХО свинца (содержание - до 0,01%) площадью 6 км ²
III-4	14	Левобережье р. Черной	[181]	ПМ. Среди метаизвестняков - карбонат-кварцевые жилы с гнездами (до 7 мм) галенита (содержание свинца в штуфах - до 1%)

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	16	Правобережье левого притока р. Черной	[181]	ВГХО свинца (содержание - до 0,01%) площадью 0,8 км ² ; повышена также медь (до 0,01%)
IV-1	9	Правобережье р. Кутукас	[129]	ВГХО свинца (содержание - до 0,006%) площадью 0,5 км ²
IV-1	12	Водораздел рр. Кутукас и Отра- виха	[129]	ВГХО свинца (содержание - до 0,008%) площадью 0,6 км ²
IV-2	5	Водораздел рр. Кутукаса и Ха- риузихи	[129]	ВГХО свинца (содержание - до 0,008%) площадью 0,7 км ²
IV-2	7	Правобережье р. Хариузихи	[129]	ПМ. Брекчия по сланцам и песчаникам с вкрапленностью галенита (содержание свинца - до 1%)
<i>Свинец, цинк</i>				
II-2	3	Водораздел левых притоков р. Летней	[129]	ВГХО свинца (содержание - до 0,008%) и цинка (содержание - до 0,02%) площадью 1,2 км ²
III-3	7	Исток правого притока р. Листвен- венной	[129]	ВГХО свинца (содержание - до 0,008%) и цинка (до 0,01%) площадью 0,5 км ²
III-3	13	Водораздел р. Черной и низовья руч. Степашкина	[156]	ВГХО свинца (содержание - 0,004-0,01%) и цинка (до 0,06%) площадью 3 км ²
III-3	18	Водораздел р. Черной и руч. Степашкина	[156]	ВГХО свинца (содержание - до 0,05%) и цинка (содержание - до 0,1%) площадью 0,6 км ²
III-3	23	Левобережье руч. Талого, лево- го притока р. Черной	[156, 181]	ВГХО свинца (содержание - до 0,05%) и цинка (содержание - до 0,1%) площадью 1,6 км ²
III-3	24	Левобережье руч. Талого («про- явление» Кутукаское)	[179, 181]	ПМ. На контакте графитизированных blastsми- лонитов и мраморов - зона лимонитизации (мощностью десятки метров) с высоким содер- жанием свинца (до 0,75%) и цинка (до 1%); в мраморах - рассеянная сфалерит-галенит- пиритовая вкрапленность (содержание свинца и цинка в бороздовых пробах - до 0,2%)
III-3	26	Правобережье левого притока р. Черной	[181]	ВГХО свинца (содержание - до 0,06%) и цинка (содержание - до 0,1%) площадью 0,5 км ²
III-3	27	В истоке руч. Степашкина	[181]	ВГХО свинца (содержание - до 0,01%) и цинка (содержание - до 0,02%) площадью 1,1 км ²
III-4	12	Долина р. Черной, скважина №3	[181, 179]	ПМ. В интервале 116,0-117,0 м - вкрапленная галенит-сфалерит-пиритовая минерализация в метариолитах (содержание свинца - 0,5%, цинка - более 1%, меди - 0,1%)
IV-2	3	Водораздел р. Кутукас и ее ле- вого притока	[129]	ВГХО свинца (содержание - до 0,006%) и цинка (до 0,03%) площадью 0,4 км ²
IV-4	7	Склоны долины р. Кутукас при устье р. Мал. Кутукас	[18, 111]	ВГХО свинца (содержание - до 0,03%) и цинка (до 0,05%) площадью 5 км ²
IV-4	8	Правый борт р. Кутукас, сква- жина №88	[111]	ПМ. В интервале 20,6-25,5 м - графитизирован- ные сланцы с вкрапленно-полосчатой галенит- сфалерит-пирит-пирротиновой минерализацией (3-20% объема) при среднем содержании свинца - 0,27% и цинка - 1%
IV-4	12	Правый борт р. Мал. Кутукас, в 1,5 км выше устья	[111]	ПМ. Обнажение (шириной - 150 м) графитизи- рованных сланцев, содержащих рассеянную вкрапленность пирротина, галенита и сфалерита (содержание свинца в штуфах - 0,01-1%, цинка - до 0,1%)
<i>Никель, кобальт</i>				
I-1	9	Правый борт р. Северной	[18, 129]	ПМ. Зона апосерпентинитовой ливственитизации (мощностью 15 м) с рассеянной вкрапленностью пирита, пирротина, пентландита и миллерита; содержание в штуфах никеля - до 0,7%, кобаль- та - до 0,3%; повышен мышьяк (до 0,5%)
<i>Кобальт</i>				
II-3	42	Склоны р. Вороговки выше по- рога	[18]	ПГХО кобальта (содержание - 0,01-0,02%) в троктолитовых габбродолеритах
III-4	2	Водораздел рр. Вороговки и Черной	[18]	ПГХО кобальта (содержание - 0,01-0,02%) в троктолитовых габбродолеритах
<i>Молибден</i>				
II-2	6	Водораздел руч. Восточного и Сиенитового	[129]	ПМ. Обломки кварцитов с молибденит-пирит- кварцевыми прожилками (1-3 мм). Содержание молибдена - до 0,04%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-2	11	Правый борт р. Вороговки, выше устья руч. Сиенитового	[129]	ПМ. Среди доломитов в обнажении и скважине - жила кварц-карбонатного состава мощностью 0,9 м с вкрапленностью пирита и молибденита, редко - галенита и сфалерита. Содержание молибдена - 0,01-0,05%, свинца - до 0,1%
IV-3	18	Лог на левобережье р. Хариузи-хи	[152]	ШП молибденита (1-10 знаков) длиной 1,5 км
<i>Олово</i>				
IV-2	9	Среднее течение р. Хариузи-хи	[152]	ШП касситерита (50-300 знаков на шлих) длиной 5 км; присутствуют знаки золота
IV-3	12	Левобережье р. Хариузи-хи	[152]	ШО касситерита (50-6000 знаков на шлих) площадью 13 км ²
Редкие металлы и редкоземельные элементы				
<i>Литий</i>				
IV-3	10	Правобережье р. Хариузи-хи	[152]	ПГХО лития в умереннощелочных гранитах (содержание - 0,02-0,03%) площадью 1,4 км ²
<i>Ниобий</i>				
I-2	20	Правобережье левого притока р. Северной	[129]	ВГХО ниобия (содержание - до 0,008%) площадью 0,4 км ²
I-2	21	Левобережье левого притока р. Северной	[129]	ВГХО ниобия (содержание - до 0,01%) площадью 0,6 км ²
I-2	22	Водораздел рр. Северной и Нежданной	[129]	ВГХО ниобия (содержание - до 0,01%) площадью 2,3 км ²
II-2	4	Водораздел рр. Восточной и Вороговки	[129, 179]	ПГХО ниобия в альбитизированных гранитоидах (среднее содержание - 0,02%, максимальное - 1,48%) площадью 5 км ² ; спорадически повышен тантал (0,005-0,04%, до 0,17%)
IV-3	11	Левобережье р. Хариузи-хи	[152]	ПГХО ниобия в гранитоидах (содержание - 0,01-0,03%, максимальное - 0,2%) площадью 15 км ² ; присутствует также литий (до 0,03%)
IV-3	14	Левобережье р. Хариузи-хи	[111]	ПМ. В альбитизированных гранитах на площади 0,05 км ² - рассеянная вкрапленность пироклора в ассоциации с флюоритом, касситеритом, молибденитом, торитом, монацитом и пиритом
<i>Ниобий, редкие земли</i>				
I-2	24	Левый приток р. Северной	[129]	ШП фергусонита (десятки знаков) длиной - 2,5 км
II-2	5	Водораздел рр. Вороговки и Восточной	[129]	ПМ. В дайке альбитизированного гранита - вкрапленность монацита, ксенотима, ортита, фергусонита и эвксенита с содержанием иттрия - до 1,47% и церия - до 0,59%
IV-3	19	Левобережье р. Хариузи-хи	[111]	ПМ. Обломки гранитов с рассеянной вкрапленностью фергусонита (десятки знаков на 1 кг) и колумбита в ассоциации с флюоритом, молибденитом и пиритом при содержании ниобия - до 0,03%, лантана - до 0,05%, иттрия - до 0,015%, молибдена - до 0,001% (спектральный анализ)
<i>Тантал, ниобий</i>				
II-2	8	Правобережье р. Вороговки, скважина №28	[129]	ПМ. В интервале 23,6-60,5 м - тело альбитизированных гранитов с рассеянной вкрапленностью эвксенита, фергусонита и танталит-колумбита
IV-4	25	Левобережье р. Мал. Кутукас	[111]	ПМ. Обломки лейкогранита с рассеянной вкрапленностью танталит-колумбита, флюорита и пирита
<i>Цирконий</i>				
II-2	7	Правобережье р. Вороговки	[129]	ПМ. В дайке щелочных гранитов - гнездовая вкрапленность циркона с содержанием двуокиси циркония - 0,74-1,41%
IV-3	15	Левобережье р. Хариузи-хи	[111]	ПМ. В щелочных гранитах - убогая минерализация циркона (0,5-5 кг/т) в ассоциации с флюоритом, пиритом, иногда фергусонитом, колумбитом; содержание циркония - 0,03-0,15% (по спектральному анализу)

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литерату- ры	Тип объекта, краткая характеристика
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-1	1	Междуречье Северной и По- рожной	[129, 179]	ШО золота (знаки) площадью более 60 км ²
I-1	4	Низовья руч. Березовка	[140]	ШП длиной - 0,6 км. Содержание золота - до 85 мг/м ³ в «песках» мощностью - 0,5 м
I-1	6	Водораздел руч. Растрепина и р. Мал. Порожной	[179]	ВГХО золота (содержание - до 20 мг/т) площа- дью 0,1 км ²
I-1	7	Левобережье руч. Растрепина	[179]	ВГХО золота (содержание - до 40 мг/т) площа- дью 0,15 км ² ; повышен также никель (до 0,05%)
I-2	1	Бассейн верховий рр. Верх. Глотихи, Северной, Мал. Лебя- жьей, Луговой и Рыбной	[18, 106, 129, 179, 181]	ШО золота (знаки) площадью более 500 км ²
I-2	7	Водораздел истоков руч. Оль- гинского-2	[157]	ВГХО золота (содержание - 4-100 мг/т) площа- дью 0,5 км ²
I-2	8	Верховье руч. Елагина	[140]	ШП длиной более 1 км. Содержание золота - до 115 мг/м ³ на пласт мощностью 0,5 м при ширине струи - 75 м
I-2	9	Исток руч. Ольгинского-2	[140]	ШП длиной более 1,7 км. Содержание золота - 98-270 мг/м ³ на пласт мощностью 0,5-1 м при ширине струи - 20 м
I-2	10	Водораздел руч. Елагина и Оль- гинского-2	[157]	ВГХО золота (содержание - 3-30 мг/т) площа- дью 0,2 км ²
I-2	12	Левобережье левого истока руч. Ольгинского-2	[157]	ВГХО золота (содержание - 4-40 мг/т) площа- дью 0,3 км ²
I-2	14	Низовья руч. Елагина	[140]	П. Незаведанная россыпь золота длиной - до 900 м при ширине - 20 м, мощности «песков» - 1,0 м и мощности «торфов» - 3,3 м. Среднее со- держание золота в «песках» - 747 мг/м ³
I-2	15	Нижнее течение руч. Ольгин- ского-2	[140]	П. Незаведанная россыпь золота длиной - 800 м при ширине - 30 м, мощности «песков» - 0,6 м и мощности «торфов» - 3-5,5 м. Среднее содержа- ние золота в «песках» - 537 мг/м ³
I-2	16	Водораздел р. Северной и руч. Ольгинского-2	[157]	ВГХО золота (содержание - 4-30 мг/т) площа- дью 0,25 км ²
I-2	17	Правобережье р. Северной	[157]	ВГХО золота (содержание - 4-40 мг/т) площа- дью 0,1 км ²
I-2	18	Северореченское	[157]	П. В контуре ПГХО золота длиной - более 900 м при ширине - 100-300 м кулисные зоны апо- сланцевой березитизации мощностью - 4-22 м и длиной - от 100 до 350 м; содержание золота в рудах - 0,5-2,4 г/т (среднее - 1,5 г/т при коэффи- циенте рудоносности - 0,3-1)
I-3	5	Водораздел рр. Северной и Мал. Лебяжьей	[157]	ВГХО золота (содержание - 4-30 мг/т) площа- дью 1,2 км ²
I-3	6	Исток р. Луговой	[137]	ШП длиной - 2,5 км. Единичные знаки золота (весом - до 250 мг) при содержании - 18-35 мг/м ³ (до 5,6 г/м ³) на пласт 0,5 м
I-3	8	Правый приток р. Луговой	[137]	ШП длиной - более 0,5 км. Содержание золота - до 195 мг/м ³ на пласт мощностью 0,5-1 м при ширине струи - 40 м
I-3	10	Р. Луговая, выше устья руч. Афанасьевского	[137]	ШП длиной - более 800 м. Содержание золота - 177-602 мг/м ³ на пласт мощностью 0,5 м в двух струях (по 20 и 30 м) при мощности «торфов» - 1,5-5,5 м
I-3	11	Водораздел рр. Северной и Лу- говой	[157]	ВГХО золота (содержание - 4-30 мг/т) площа- дью 0,6 км ²
I-3	12	Водораздел истока р. Луговой и руч. Афанасьевского	[157]	ВГХО золота (содержание - 4-20 мг/т) площа- дью 0,1 км ²
II-1	1	Бассейн низовий рр. Северной и Вороговки	[18, 129, 179]	ШО золота (знаки) и касситерита (знаки) пло- щадью более 200 км ²
II-3	1	Водораздел рр. Северной и Лу- говой	[156]	ПМ. В графитизированных сланцах содержание золота - 0,3 г/т на мощность 1,3 м

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литерату- ры	Тип объекта, краткая характеристика
II-3	2	Исток руч. Ларионовского	[137, 156]	ПМ. Под аллювием в окварцованных и пиритизированных сланцах плотика содержание золота - 5,0 г/т на мощность 0,3 м
II-3	4	Исток руч. Ларионовского	[156]	ПМ. В ореоле березитизации - маломощная (1,0 м) зонка с содержанием золота - 0,88 г/т
II-3	6	Низовье р. Луговой	[137]	П. Непромышленная россыпь золота длиной - 1,5 км при ширине - 16-26 м, мощности «песков» - 1-2,7 м и мощности «торфов» - 1-11 м (средняя - 8,7 м). Содержание золота в «песках» - 100-2105 мг/м ³ (среднее - 330 мг/м ³)
II-3	8	Левый борт руч. Вертолетного	[137, 156]	ПМ. В ореоле березитизации - дайка пиритизированных метадолеритов с содержанием золота (в штуфе) - 9,3 мг/т
II-3	10	Правобережье истока руч. Курочкина	[156]	ВГХО золота (содержание - 5-10 мг/т) площадью 0,25 км ²
II-3	11	Исток руч. Курочкина	[138, 179]	П. Непромышленная россыпь золота длиной - 550 м при ширине - 10-15 м, мощности «песков» - 0,5-1 м и мощности «торфов» - до 2,5 м. Содержание золота в «песках» - 137-2146 мг/м ³
II-3	12	Вертолетное	[156, 179]	П. Две субпараллельные зоны березитизации и жильно-прожилкового окварцевания мощностью от 1 до 24 м при длине - 1000 и 1700 м и среднем содержании золота - 2,84 г/т
II-3	13	Среднее течение р. Рыбной	[137, 179]	ШП длиной - 1,4 км. На плотике содержание золота - до 72 мг/м ³ при ширине струи - 100 м, на «ложном» плотике - до 566 мг/м ³ (на глубине 8-10 м) при ширине струи - 40 м
II-3	15	Водораздел руч. Курочкина и р. Рыбной	[156]	ПМ. Зона березитизации длиной - более 100 м и мощностью 1-6 м при содержании золота - 0,12-7,36 г/т
II-3	17	Исток руч. Близнец	[136, 179]	П. Непромышленная двухструйная россыпь золота длиной - более 400 м при ширине струй - 10-20 м, мощности «песков» - 0,3-0,8 м, мощности «торфов» - 0,5-2 м. Содержание золота в «песках» - 130-1150 мг/м ³
II-3	19	Водораздел истоков руч. Ольгинского и Ветвистого	[181, 156]	ВГХО золота (содержание - 5-50 мг/т) площадью 2,5 км ²
II-3	21	Ольгинское	[118, 156]	П. В зоне линзовидно-прожилкового окварцевания длиной - 1200 м при ширине - 20-170 м - серия субпараллельных рудных тел мощностью от 1,7 до 6,1 м при содержании золота - 0,9-8,0 г/т
II-3	22	Правый борт истока руч. Ольгинского	[156]	ПМ. В ореоле березитизации и выветривания - локальная зонка мощностью 1 м с содержанием золота - 1,5 г/т
II-3	23	Водораздел руч. Ольгинского и Ветвистого	[156]	ПМ. В зоне березитизации северо-восточного простирания мощностью 7 м содержание золота - 0,01-4,1 г/т (среднее - 1,1 г/т)
II-3	24	Правобережье истока руч. Ветвистого	[156]	ВГХО золота (содержание - 5-40 мг/т) площадью 1,6 км ²
II-3	26	Водораздел руч. Ольгинского и Нижне-Никитинского	[179]	ПМ. Свал березитизированных и прожилково окварцованных сланцев с содержанием золота - 0,8 г/т
II-3	27	Р. Рыбная, ниже устья руч. Курочкина	[137, 179]	ШП длиной - 2 км. На плотике и в плотике содержание золота - 125-760 мг/м ³ (на мощность «песков» - 0,5-1 м) при ширине струи - 40-220 м, на ложных плотиках - 25-225 мг/м ³ , мощность «торфов» - 6-32 м
II-3	28	Низовья руч. Горелого	[137, 179]	ШП длиной - 3 км. На плотике содержание золота - 49-125 мг/м ³ при ширине струи - 20-80 м
II-3	31	Исток руч. Нижне-Никитинского	[140]	П. Непромышленная россыпь длиной - до 500 м при ширине струи - 10 м, мощности «песков» - 0,5 м при мощности «торфов» - 4 м. Содержание золота в «песках» - 733 мг/м ³

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-3	32	Склоны руч. Нижне-Никитинского	[156]	ПМ. Линейная зона апосланцевого линзовидно-прожилкового окварцевания северо-западного простирания длиной - более 250 м при мощности первые метры с содержанием золота - 0,07-0,12 г/т
II-3	38	Исток руч. Геохимического (правого протока р. Вороговки)	[140, 179]	ШП длиной - более 1 км. На плотике содержание золота - 130 мг/м ³ на мощность «песков» - 0,5 м при ширине струи - 10 м
II-3	39	Низовье р. Рыбной, ниже устья руч. Ветвистого	[137, 179]	ШП длиной - 1,4 км. На плотике и ложном плотике - две струи шириной 200 и 220 м с содержанием золота - 35-212 мг/м ³ на пласт мощностью - 0,5 м при мощности «торфов» - 9-20 м
II-3	44	Нижнее течение руч. Геохимического	[140, 179]	ШП длиной - более 1,1 км. На сланцевом плотике содержание золота - до 78 мг/м ³ в струе шириной - 20 м при мощности «песков» - до 1,5 м
II-4	1	Водораздел рр. Рыбной и Сев. Сквозной	[179]	ВГХО золота (содержание - 4-30 мг/т) и мышьяка (до 0,01%) площадью 0,8 км ²
II-4	2	Верховье р. Рыбной	[137, 139]	П. На отрезке долины длиной 1,5 км - два фрагмента золотоносной россыпи суммарной длиной - 700 м. Ширина струи - 40-68 м, мощность пласта - 0,5-2 м, мощность торфов - 1-6 м. Содержание золота в «песках» - 406-586 мг/м ³ . Участок между фрагментами (1800 м) промышленно не золотоносен
II-4	3	Северо-восточный склон водораздела рр. Рыбной и Сев. Сквозной	[179]	ВГХО золота (содержание - 4-20 мг/т) площадью 0,4 км ²
II-4	4	Исток руч Мельничного (левого притока р. Рыбной)	[137, 179]	П. Непромышленная трехструйная россыпь золота длиной - более 500 м при ширине струй - 10-20 м (общая ширина - 40-60 м). В «песках» мощностью - 0,5-2,0 м (ср. - 1,0 м) содержание золота - 106-741 мг/м ³ (ср. - 236 мг/м ³). Мощность «торфов» - 0,5-3,5 м (ср. - 1,5 м)
II-4	5	Водораздел рр. Рыбной и Сев. Сквозной	[179]	ВГХО золота (содержание - 3-10 мг/т) и мышьяка (до 0,01%) площадью 0,6 км ²
II-4	6	Верхнее течение руч. Горелого	[137]	П. Непромышленная россыпь золота длиной - более 5 км при ширине струи - 15-40 м, мощности «песков» - 0,5-1 м, мощности «торфов» - 2-6 м. Содержание золота в «песках» - 330-1257 мг/м ³ (среднее - 719 мг/м ³). Неизучена
II-4	7	Водораздел р. Рыбной и руч. Горелого	[179]	ВГХО золота (содержание - 3-15 мг/т) площадью 0,25 км ²
III-1	3	Левый приток р. Михеева	[129]	ШП золота (знаки) длиной - 3 км
III-1	6	Бассейн верховий рр. Мутнина, Сухой, Безымянки и р. Кутукас в низовьях	[17, 129, 179]	ШО золота (знаки) и касситерита (знаки) площадью - более 370 км ²
III-3	3	Бассейн среднего течения р. Вороговки, р. Черной и среднего течения р. Кутукас	[17, 137, 152, 172, 179, 181]	ШО золота (знаки) площадью - более 330 км ²
III-3	5	Низовья р. Черной	[172, 179]	ШП длиной - 8 км. На плотике в «песках» мощностью - 0,5-1,5 м - от 2 до 4 струй шириной - 10-30 м с содержанием золота - 56-223 мг/м ³
III-3	9	Первый правый приток р. Черной	[172, 179]	ШП длиной - более 2,2 км. На плотике струя шириной - 10-20 м с содержанием золота - 19-53 мг/м ³ (на пласт мощностью 0,5 м)
III-3	11	Низовья руч. Степашкина	[172, 179]	ШП длиной - 2,5 км. На плотике в «песках» мощностью 0,5-1 м - одна-две струи шириной - 10-60 м с содержанием золота - 60-186 мг/м ³
III-3	12	Левобережье руч. Степашкина	[156, 179]	ВГХО золота (содержание - 3-20 мг/т) площадью 0,3 км ²
III-3	14	Первый левый приток руч. Степашкина	[171, 179]	ШП длиной - 1,5 км. На плотике в «песках» мощностью 0,5 м - струя шириной - 10 м с содержанием золота - 96 мг/м ³

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-3	15	Второй левый приток руч. Степашкина	[171, 179]	ШП длиной - более 1 км. На плотике в «песках» мощностью 0,5 м - струя шириной 15-20 м с содержанием золота - 131-149 мг/м ³
III-3	16	Низовья руч. Степашкин	[171, 179]	П. Непромышленная двухструйная россыпь золота длиной - 500 м при общей ширине струй - 40 м, мощности «песков» - 0,5 м и мощности «торфов» - 3-3,5 м. Содержание золота в «песках» - 372-484 мг/м ³ . Недоразведана
III-3	17	Долина р. Черной, в районе устья руч. Горного	[171, 179]	ШП длиной - 1,5 км. На глубинах 0,5-5,0 м - серия струй шириной - от 20 до 70 м с содержанием золота - 93-466 мг/м ³ в «песках» мощностью 0,5-1,5 м
III-3	19	Верховье руч. Степашкин	[171, 179]	П. Непромышленная двухструйная россыпь золота длиной - 1,5 км при ширине струй - 10-20 м, мощности «песков» - 0,5-3,5 м и мощности «торфов» - 1,5-3 м. Содержание золота в «песках» - 160-447 мг/м ³
III-3	22	Водораздел правых притоков истока руч. Степашкина	[144, 179]	ВГХО золота (содержание - 4-20 мг/т) площадью 0,4 км ²
III-3	28	Правобережье долины р. Кутукас в среднем течении	[179]	ВГХО золота (содержание - 3-30 мг/т) площадью 0,8 км ²
III-4	6	Низовье руч. Горного	[172, 179]	ШП длиной - 1 км. На доломитовом плотике - струя шириной - 20 м с содержанием золота - 488 мг/м ³ в «песках» мощностью 0,5 м при мощности «торфов» - 2,0 м
III-4	7	Верховья третьего правого притока р. Черной	[172, 179]	ШП длиной - 800 м. На доломитовом плотике в «песках» мощностью 0,5 м - струя шириной - более 15 м с содержанием золота - 298 мг/м ³
III-4	8	Верховья четвертого правого притока р. Черной	[144, 179]	ВГХП золота (содержание - 5-20 мг/т) длиной - 1,5 км
III-4	9	Р. Черная в среднем течении	[86, 172, 179]	П. Непромышленная долинная россыпь золота длиной - 5 км (1 струя шириной - 20 м) при мощности «песков» - 0,5-1 м и «торфов» - 2,5-4,5 м. Содержание золота в «песках» - 577-1695 мг/м ³ , среднее - 715 мг/м ³ . Сопровождается серией непромышленных струй. Недоразведана
III-4	10	Р. Черная в среднем течении (выше россыпи)	[172, 179]	ШП длиной - 3,5 км. Две струи шириной - 20-40 м с содержанием золота - от 53 до 424 мг/м ³ в «песках» мощностью - 0,5-2 м при мощности «торфов» - 3,0-4,5 м
III-4	17	Правый приток р. Кутукас	[142]	ВГХП золота (содержание - 4-40 мг/т) длиной - 2,5 км
IV-1	5	Правобережье р. Кутукас	[179]	ВГХО золота (содержание - 3-15 мг/т) и серебра (до 0,05·10 ⁻³ %) площадью 2,0 км ²
IV-1	6	Широкий участок долины р. Кутукас	[129, 179]	ШП длиной - 4 км при ширине - до 500 м. В шлихах из кос - десятки знаков (до 300) мелкого (0,1-0,5 мм) золота
IV-1	8	Правый борт лога на правобережье р. Кутукас	[179]	ПМ. Маломощная (0,5 м) зона березитизации с содержанием золота - 0,14 г/т; спутники - серебро (до 0,06·10 ⁻³ %) и висмут (до 0,8·10 ⁻³ %). Через 15 м - зона линзовидно-прожилкового окварцевания мощностью 1,5 м с содержанием золота - 0,07 г/т
IV-1	10	Приустьевая часть долины правого притока р. Кутукас и левый борт реки	[129, 179]	ПГХО золота в березитизированных сланцах (содержание - 5-60 мг/т) площадью 0,6 км ²
IV-2	1	Среднее течение р. Кутукас	[18, 129]	ШП золота (знаки) длиной - 18 км
IV-2	4	Левый приток р. Кутукас	[18, 129, 152, 179]	ШП золота (содержание в шлихах - до 10 знаков, в пробах из шурфов - до 3,3 г/м ³)
IV-2	7	Правый приток р. Хариузиhi	[18, 152, 179]	ШП золота (разрозненные знаки) длиной - 3,5 км
IV-2	10	Лог на левобережье р. Хариузиhi, близ ее устья	[18, 152, 179]	ШП золота (знаки) длиной - 1,6 км

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	1	Левобережье р. Кутукас, в ее среднем течении	[179]	ПГХО золота (содержание - до 10-100 мг/т при содержании мышьяка - 0,005-0,02%) площадью 1 км ² в поле графитизированных сланцевых блас-томилонитов
IV-3	2	Левобережье р. Кутукас	[179]	ПМ золота в виде серии субпараллельных зонк слабозолотоносной сульфидизации (пирит, пирротин) северо-восточного простирания среди графитизированных сланцев
IV-3	5	Лог на левобережье руч. Лев. Кутукас	[111]	ВГХП золота (содержание - до 20 мг/т) длиной - 1 км
IV-3	6	Лог на левобережье руч. Лев. Кутукас	[111]	ВГХП золота (содержание - до 10 мг/т) длиной - 0,8 км
IV-3	8	Лог на правобережье р. Хариузиhi	[111]	ВГХП золота (содержание - до 20 мг/т) длиной - 2 км
IV-3	16	Лог на правобережье верховья р. Хариузиhi	[111]	ВГХП золота (содержание - до 10 мг/т) длиной - 1,8 км
IV-3	17	Лог на левобережье р. Хариузиhi	[111]	ВГХП золота (содержание - 30-200 мг/т) длиной - 2,5 км
IV-4	3	Лог на правобережье правого притока р. Кутукас	[111]	ВГХП золота (содержание - до 10 мг/т) длиной - 1,0 км
IV-4	15	Правобережье р. Кутукас (на площади Кутукасского проявления урана)	[104, 134, 164, 179]	ПМ. В обширной зоне березитизации - единичные кулисные маломощные (до 1 м) пологие зонки, содержащие вкрапленность тонкодисперсного золота с содержанием в пробах - 0,1-63 г/т
IV-4	20	Лог на левобережье верхнего течения р. Мал. Кутукас	[111]	ВГХП золота (содержание - до 10 мг/т) длиной 1,8 км
<i>Серебро</i>				
IV-4	9	Водораздел р. Кутукас и ее левого притока	[111]	ВГХО серебра (содержание - (0,03-0,1)·10 ⁻³ %) площадью 3,5 км ² ; повышено также содержание молибдена (до 0,002%)
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
III-4	11	Полярное	[104, 134, 164, 181]	П. В апосланцевой зоне радиоактивности длиной 800 м - три кулисных рудных тела прослеженной длиной - до 100 м при мощности от 0,1 до 6 м при содержании урана - 0,01-0,055%
III-4	15	Левобережье левого притока р. Черной	[104, 180]	ВГХО урана (содержание - (2-6)·10 ⁻³ %) площадью 0,3 км ²
IV-3	3	Водораздел р. Кутукас и ее левого притока	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - (2-4)·10 ⁻³ %) площадью 1,0 км ²
IV-3	4	Водораздел левых притоков рр. Кутукас и Лев. Кутукас	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - (2-6)·10 ⁻³ %) площадью 7,5 км ²
IV-3	9	Правобережье верхнего течения р. Хариузиhi	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - (3-12)·10 ⁻³ %) площадью 6 км ²
IV-3	13	Левобережье верхнего течения р. Хариузиhi	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - (3-12)·10 ⁻³ %) площадью 12,5 км ²
IV-3	20	Водораздел правых притоков р. Ниж. Сурниха	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - (2-4)·10 ⁻³ %) площадью 0,3 км ²
IV-4	1	Правобережье р. Кутукас	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - (2-6)·10 ⁻³ %) площадью 3,5 км ²
IV-4	2	Склоны лога на правобережье правого притока р. Кутукас	[104, 179]	ВГХО уран (содержание - (2-4)·10 ⁻³ %) площадью 0,7 км ²
IV-4	4	Левобережье истока правого притока р. Кутукас	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - (2-6)·10 ⁻³ %) площадью более 2 км ²
IV-4	5	Водораздел рр. Кутукас и Лев. Кутукас	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - (2-6)·10 ⁻³ %) площадью 0,5 км ²
IV-4	6	Водораздел р. Кутукас и его левого притока	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - (2-4)·10 ⁻³ %) площадью 10 км ²
IV-4	10	Склоны р. Кутукас при устье правого притока	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - (2-4)·10 ⁻³ %) площадью 0,9 км ²
IV-4	11	Верхнее течение р. Лев. Кутукас	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - (2-8)·10 ⁻³ %) площадью 7 км ²

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-4	13	Кутукаское	[104, 134, 164, 179]	П. В пологозалегающей зоне апокварцитовый бластомилонитизации длиной более 2 км - серия кулисных и субпараллельных апоберезитовых рудных тел мощностью от 0,1 до 6,4 м при содержании урана - 0,01-0,96%
IV-4	17	Ясное	[152, 164, 179]	П. В зоне пологозалегающей апокварцитовый бластомилонитизации длиной до 600 м - серия субпараллельных зонок урановой минерализации мощностью от 0,1 до 3 м при содержании урана - 0,01-0,3%
IV-4	18	Водораздел рр. Хариузи́ха и Мал. Кутукас	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - $(4-8) \cdot 10^{-3}\%$) площадью 6,5 км ²
IV-4	19	«Проявление» Июньское	[164, 179]	ПМ. В зоне пологозалегающей апокварцитовый бластомилонитизации длиной более 500 м - серия зонок урановой минерализации мощностью 0,1-2 м при содержании урана - 0,01-0,03%
IV-4	21	Водораздел рр. Кутукас и Мал. Кутукас	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - $(2-4) \cdot 10^{-3}\%$) площадью более 1 км ²
IV-4	22	Правобережье р. Мал. Кутукас	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - $(4-10) \cdot 10^{-3}\%$) площадью 0,7 км ²
IV-4	23	Исток р. Ниж. Сурнихи	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - $(4-8) \cdot 10^{-3}\%$) площадью 1 км ²
IV-4	24	Водораздел правых притоков р. Ниж. Сурнихи	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - $(3-8) \cdot 10^{-3}\%$) площадью 1,8 км ²
IV-4	26	Истоки р. Луговой	[104, 179]	ВГХО урана (содержание - $(4-8) \cdot 10^{-3}\%$) площадью более 1,5 км ²
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
<i>Барит</i>				
I-4	1	Левый борт р. Бол. Лебяжьей	[18]	ПМ. Выход баритсодержащих доломитов с содержанием бария - до 3% (по спектральному анализу)
Минеральные удобрения				
<i>Фосфорит</i>				
I-3	2	Р. Мал. Лебяжья при устье правого притока	[181]	ВГХП фосфора с содержанием - до 0,5%
III-3	4	Правобережье р. Черной в ее низовьях	[179, 181]	ПМ. Пласт конгломератов мощностью 1 м с примесью в цементе зерен фосфоритов; содержание в пласте пятиокси фосфора - 1-2%
III-4	4	Верховья руч. Горного	[181]	ВГХО фосфора (в донных пробах содержание - 0,15-0,3%) площадью 9 км ²
Горнотехническое сырье				
<i>Тальк</i>				
I-1	2	Водораздельное	[129, 179]	П. Крутопадающая линейная зона апосерпентинитовых тальцитов длиной - более 400 м, глубиной - более 100 м при средней мощности - 18 м
Драгоценные камни				
<i>Алмазы</i>				
I-3	7	Лог на левобережье руч. Цыганского (левого притока р. Луговой)	[137]	ПМ. В шлихе из копуши - единичное зерно алмаза размером более 1 мм
<i>Рубины, сапфиры</i>				
I-3	13	Долина р. Луговой, выше руч. Афанасьевского	[137]	ПМ. В шлихах из отвалов шурфов и керн скважин - единичные зерна рубинов и сапфиров размером менее 1 мм

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Запасы				A+B+C	Прогнозные ресурсы			Минерагенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
			A	B	C ₁	C ₂		P ₁	P ₂	P ₃			
<i>Порожинско-Михеевский узел</i> (1.1.1 Mn,Fe)	Марганец	100	-	-	-	-	-	11,4 млн т руды	-	37,0 млн т руды	48,4 млн т руды	48,4 млн т руды	0,484 млн т/км ²
	Железо		-	-	-	-	-	14,6 млн т руды	-	22,0 млн т руды	36,6 млн т руды	36,6 млн т руды	0,366 млн т/км ²
Россыпь руч. Растрепина (II-1-3)	Золото россыпное	0,1	-	-	-	54 кг	54 кг	-	-	-	-	54 кг	540 кг/км ²
<i>Северореченский прогнозируемый узел</i> (2.1.1 Au)	Золото рудное	150	-	-	-	-	-	-	-	60 т	60 т	60 т	0,4 т/км ²
	Золото россыпное		-	-	41 кг	-	41 кг	32 кг	-	800 кг	873 кг	873 кг	5,8 кг/км ²
<i>Вороговский узел</i> (2.1.2 Au)	Золото рудное	80	-	-	-	-	-	22,4 т	12,4 т	80 т	114,8 т	114,8 т	1,435 т/км ²
	Золото россыпное		-	-	359 кг	6 кг	365 кг	-	-	100 кг	465 кг	465 кг	5,8 кг/км ²
Золотоносные россыпи бассейнов р. Рыбной (верховья), руч. Горелого и р. Черной	Золото россыпное	3,0	-	-	-	-	-	133 кг	-	-	133 кг	133 кг	0,47 кг/км ²

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы	Железо (млн т руды)	Проявления - 5	P ₁	14,7
		Рудный узел - 1	P ₃	22,0
	Марганец (млн т руды)	Проявления - 4	P ₁	11,3
		Рудный узел - 1	P ₃	37,0
Благородные металлы	Золото рудное (т)	Проявления - 2	P ₁	22,4
			P ₂	12,4
		Рудные узлы - 2	P ₃	140
	Золото россыпное (т)	Проявления вне узлов - 6	P ₁	0,15
		Россыпные узлы - 2	P ₃	0,9

Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс 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		
1	Марганец, железо	P ₁	P ₃	P ₃	ОР
	Порожинско-Михеевский узел (1.1.1 Mn,Fe)	Fe - 14,6 млн т	Fe - 22 млн т	Fe +22 млн т	
		Mn - 11,3 млн т	Mn - 37 млн т	Mn +37 млн т	
2	Золото рудное	P ₃ - 16 т	P ₃ - 60 т	P ₃ +44 т	ПР
	Северореченский прогнозируемый узел (2.1.1 Au)				
3	Золото россыпное	P ₁ - 33 кг	P ₃ - 800 кг	P ₃ +800 кг	ПР
	Северореченский прогнозируемый узел (2.1.1 Au)				
4	Золото россыпное	-	P ₃ - 100 кг	P ₃ +100 кг	ПР
	Вороговский узел (2.1.2 Au)				

Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, эталонных массивов, показанных на геологической карте и карте четвертичных образований

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	Опорное обнажение - элювиальные развалы налегание белых метапесчаников и кварцитов белоручьевской свиты на мраморы рязановской свиты	Т.н. 4479+400 м
2	Опорное обнажение - рассланцованные лиственитизированные серпентиниты сурнихинского комплекса в надвиговой зоне	Т.н. 4496+200 м
3	Опорное обнажение (скальный выход) - надвиг метабазальтов фирсовской толщи на хлорит-серицит-кварцевые графитизированные сланцы торжихинской толщи	Т.н. 4168+820 м
4	Опорное обнажение (элювиальные развалы) - налегание метагравелитов и метаконгломератов кординской свиты на сланцы рязановской свиты	Т.н. 4199+150 м
5	Опорное обнажение (коренной выход, элювиальные развалы) - надвиг рассланцованных метабазальтов фирсовской толщи на милонитизированные метагаббродолериты Исаковского комплекса Летнинской интрузии	Т.н. 4165+(1050-1100) м
6	Опорное обнажение (скальный выход) - листвениты по серпентинитам сурнихинского комплекса	Т.н. 4185+260 м
7	Петротип исаковского комплекса амфиболитизированных габбродолеритов (Летнинская интрузия)	[127, 129]
8	Опорное обнажение (бульдозерная канава) - березитизированные окварцованные blastomylonites по сланцам горбилокской свиты (Ольгинское проявление золота)	Т.н. 1089 [118]
9	Петротип средневороговского щелочно-гранит-сиенитового комплекса (Средневороговский массив)	Т.н. 1130 [127, 129]
10	Опорное обнажение (скальный выход) - налегание метагравелитов и метапесчаников кординской свиты на сланцы белоручьевской свиты	Т.н. 1120+300 м [127, 129]
11	Стратотипический разрез белоручьевской свиты (скальные выходы и элювиальные развалы) в правом борту р. Вороговки	Т.н. 1118-1120 [129]
12	Стратотипический разрез (скальные выходы и элювиальные развалы) лиственинской толщи в правом борту р. Вороговки	Т.н. 4416-4418
13	Опорное обнажение (скальные выходы) - blastomylonites и цилиндрические складки в зоне Порожинско-Нижнесурнихинского надвига (тектоническое ограничение Исаковского террейна)	Т.н. 4118+450 м
14	Опорное обнажение (скальные выходы) - олистостромовые образования первой пачки лиственинской толщи	Т.н. 4115+100 м
15	Опорное обнажение - налегание доломитов подъемской свиты на известняки сухореченской свиты	Т.н. 1260
16	Стратотипический разрез северореченской свиты (скальные выходы) на левобережье р. Вороговки	Т.н. 1285 [127]
17	Опорное обнажение (скальный выход, элювиальные развалы) - налегание метаконгломератов и метапесчаников кординской свиты на кристаллические сланцы свиты хребта Карпинского	Т.н. 4271; 1052 [181]
18	Опорное обнажение (скальные выходы, элювиальные развалы) - налегание метапесчаников белоручьевской свиты на амфиболиты малогаревского метаконгломерата	Т.н. 4565
19	Опорное обнажение (скальные выходы) - березитизированные, графитизированные сланцы белоручьевской свиты, перспективные на золото	Т.н. 4554+630 м
20	Опорное обнажение (скальный выход) - налегание метапесчаников белоручьевской свиты на мраморы рязановской свиты	Т.н. 1036
21	Опорное обнажение (скальный выход) - налегание конгломератов северореченской свиты на метабазальты фирсовской толщи	Т.н. 1056
22	Опорное обнажение (скальные выходы) - тектонический меланж (олистостромоподобные конгломераты) по сланцам и метапесчаникам торжихинской толщи	Т.н. 4086
23	Опорное обнажение (скальный выход) - медноколчеданные руды Хариузахинского проявления меди	Т.н. 4283 [127]
24	Опорное обнажение (скальные выходы) - тонкорассланцованные blastomylonites по метабазальтам фирсовской толщи в зоне надвига на них сланцев хариузахинской толщи	Т.н. 4099+500 м
25	Опорное обнажение (скальные выходы) - тектонический меланж (олистостромоподобные конгломераты) в зоне надвига пород отравихинской свиты на породы и киселихинской свиты	Т.н. 4316; 1214

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский номер объекта
26	Стратотипический разрез (скальные выходы и элювиальные развалы) отравихинской свиты по бортам долины р. Кутукас	Т.н. 1214-1218
27	Опорное обнажение (скальный выход) - налегание метаконгломератов устьку-тукасской свиты на породы отравихинской свиты	Т.н. 1075; 1218
28*	Опорное обнажение - шурфом вскрыт разрез третьей надпойменной террасы в долине р. Бол. Лебяжьей. СПК	Шурф 8109
29*	Опорное обнажение - скважиной вскрыты глины кочковской свиты, содержащие СПК	Скв. 27419 [161]
30*	Опорное обнажение - шурфом вскрыт разрез глин озерного бассейна, содержащих СПК	Шурф 8144
31*	Опорное обнажение - шурфом вскрыт разрез второй надпойменной террасы в долине р. Вороговки. СПК	Шурф 8125
32*	Опорное обнажение - шурфом вскрыт разрез третьей надпойменной террасы в долине р. Вороговки. СПК	Шурф 8116
33*	Опорное обнажение - шурфом вскрыт разрез первой надпойменной террасы в долине р. Вороговки. СПК	Шурф 8117

Примечание: * – показаны на карте четвертичных образований; Т.н. – точки наблюдения; СПК – споро-пыльцевой комплекс.

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

№ на карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
1	Метагаббродолериты торжихинского комплекса	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	928±2	обн. 1155
2	Метагаббродолериты торжихинского комплекса	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	925±15	обн. 4188, 4191
3	Кристаллосланцы малогаревского мета-комплекса	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	2130±40	обн. 4182
4	Метагаббро исаковского комплекса	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	1375±44	обн. 4164, 4165
5	Силициты подъемской свиты	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	638±10	обн. 4186, 4187
6	Щелочные сиениты средневороговского комплекса	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	613±13	обн. 1128, 1130
7	Габбродолериты кузьмовского комплекса	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	242±14	обн. 2029, 2030
8	Метабазальты фирсовской толщи	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	1370±21	обн. 1054
9	Гранитогайсы гаревского комплекса	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	1753±20	обн. 1038
10	Дайки пегматитов, средневороговский комплекс	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	609±8	обн. 4079, 4084
11	Метатифы и метабазальты иончихинской толщи (средняя подтолща)	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	829±23	обн. 1164, 1165
12	Щелочные сиениты средневороговского комплекса (Хариузихинский массив)	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	613±13	обн. 4064, 4065
13	Метабазальты фирсовской толщи	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	1243±37	обн. 4087, 4088
14	Гнейсы малогаревского метакомплекса	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	2300±32	обн. 4003, 4008
15	Умереннощелочные граниты гурахтинского комплекса	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	714±9	обн. 4012, 4013, 4014
16	Щелочные граниты средневороговского комплекса (Хариузихинский массив)	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	620	[111]
17	Плагиигранитогайсы ерудинского комплекса	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	2150±21	обн. 4005
18	Метабазальты отравихинской свиты	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	919±14	обн. 1073, 1074
19	Метабазальты устькутукасской свиты	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	913±2	обн. 1075, 4104
20	Гранитогайсы гаревского комплекса	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	1742±21	обн. 4006
21	Умереннощелочные граниты гурахтинского комплекса	Валовой состав	Рубидий-стронциевый	695±15	обн. 4022

Примечание: определения Rb-Sr методом выполнены С. Д. Сидорасом в лаборатории ОАО «Красноярскгеолсъемка».

Химический состав стратифицированных и интрузивных образований Вороговской площади

Комплекс, свита	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
Немтихинский	Плаггиогнейс, 455908В	75,81	0,34	11,05	0,48	2,63	0,02	0,55	0,85	3,82	2,44	0,10	0,69	98,78
	Амфиболит, 472303В	47,38	1,33	15,80	3,37	9,65	0,19	7,72	8,16	2,19	1,80	0,12	1,83	99,54
Малогаревский	Амфиболит, 406001/*/	46,97	2,42	13,75	3,66	11,78	0,26	5,3	11,23	2,26	0,54	0,22	1,97	100,36
	Амфиболит, 202301/*/	47,17	1,9	13,91	3,7	10,5	0,22	5,84	10,74	2,82	0,52	0,17	2,86	100,35
	Амфиболит, 427301/*/	49,13	2,02	13,81	4,03	10,04	0,21	5,7	9,69	2,56	0,46	0,19	2,37	100,21
	Амфиболит, 427308/*/	49,13	1,13	14,45	2,23	8,25	0,15	7,76	10,54	2,04	1,01	0,1	2,41	99,2
	Гнейс очковый, 400201/*/	71,03	0,3	14,4	1,4	0,99	0,081	0,6	1,32	3,22	4,77	0,1	0,67	98,88
	Гнейс очковый, 400104/*/	69,22	0,42	15,17	1,97	1,11	0,071	0,71	1,16	2,78	5,77	0,11	1,05	99,54
	Гнейс, 427305/*/	64,6	0,47	17,75	1,47	1,71	0,03	1,23	2,04	5,43	2,42	0,21	1,4	98,76
	Гнейс, 427306/*/	63,59	0,65	16,25	1,16	3,54	0,086	2,28	2,29	4,84	2,3	0,31	1,21	98,51
	Кристаллосланец, 418212/*/	72,36	0,43	14,4	1,63	1,88	0,094	0,88	0,3	4,9	1,57	0,1	1,48	100,02
	Мрамор, 080601В	13,80	0,15	2,47	0,91	1,69	0,13	9,66	36,74	0,05	0,05	0,055	32,62	98,33
	Кальцифир, 568902В	47,95	1,36	16,25	3,73	5,1	0,19	5	17,25	0,23	0,05	0,074	1,46	98,64
	Плаггиогранито-гнейс биотитовый, 400602/*/	72,75	0,26	13,23	1,75	1,36	0,052	0,48	0,13	2,12	5,81	0,1	0,79	98,83
Ерудинский	Плаггиогранито-гнейс биотитовый, 400601/*/	73,65	0,28	13,23	1,67	1,55	0,039	0,48	0,11	2,35	5,92	0,1	0,89	100,27
	Кристаллосланец высокоглиноземистый, 418212/*/	72,36	0,43	14,4	1,63	1,88	0,094	0,88	0,3	4,9	1,57	0,1	1,48	100,02
Хребта Карпинского	Гранат-ставролитовый сланец, 86321С	62,16	1,11	19,12	4,34	2,53	0,09	2,11	0,13	1,32	3,44	0,12	3,76	100,19
	Гранат-ставролитовый сланец, 8665С	61,06	1,17	19,71	1,45	5,46	0,24	2,6	0,29	1,32	2,5	0,08	4,12	100
	Кварцит, 084802В	89,86	0,24	5,30	1,22	0,36	0,06	0,13	0,37	0,05	1,10	0,09	0,68	99,50
	Мрамор, 529001В	50,68	0,61	11,83	3,85	3,99	0,15	12,22	13,84	1,25	0,32	0,12	1,20	100,06
Рязановская	Амфиболит, 405601/*/	50,28	2,87	14,25	1,67	11	0,15	5,84	7,71	1,05	0,87	0,33	3,41	99,43
	Амфиболит, 405602/*/	49,38	1,74	15,11	2,01	11	0,17	8,58	3,4	2,2	3,72	0,16	3,38	100,85
	Амфиболит, 405603/*/	50,05	1,67	14,27	1,03	12,45	0,21	8,21	5,92	1,23	1,25	0,14	3,55	99,99
	Кристаллосланец биотит-гранатовый, А-567	64,5	0,92	17,22	2	5,07	0,07	1,62	0,28	1	3,57	0,15	3,52	99,92
	Сланец биотит-полевошпат-кварцевый, 201106/*/	50,98	1,09	15,6	1,29	9,25	0,17	6,18	7,21	3,94	1,09	0,11	1,8	98,71
Белоручьевская	Сланец биотит-полевошпат-кварцевый, 201107/*/	49,99	1,01	15,13	2,26	8,59	0,27	8,65	6,47	3,51	0,28	0,11	2,22	98,49
	Сланец биотит-полевошпат-кварцевый, 201108/*/	50,37	0,84	16,74	1,58	8,03	0,18	8,39	6,33	4,14	0,59	0,1	2,61	99,9
	Кварцит, 96-1С	87,14	0,1	6,75	1,35	0,4	0,05	0,53	0,36	0,2	2,09	0,05	1,15	100,14
	Параамфиболит, 409601/*/	58,92	0,8	15,15	3,56	3,92	0,074	4,46	4,96	1,31	4,41	0,15	2,57	100,28
	Параамфиболит, 409602/*/	59,67	0,78	13,89	3,19	3,12	0,13	3,9	5,24	1,53	3,27	0,15	4,02	98,89
	Параамфиболит, 409603/*/	58,86	0,8	14,43	2,57	3,32	0,089	4,82	4,53	1,81	3,06	0,14	4,52	98,96
	Параамфиболит, 409604	58,09	0,76	12,55	3,19	2,8	0,11	6,48	5,68	1,53	3,39	0,16	4,47	99,21
	Ортоамфиболит, 104501/*/	47,83	1,97	15,1	1,92	12,75	0,18	6,06	7,21	3,83	0,26	0,15	2,19	99,45
Индыглинский	Ортоамфиболит, 200503/*/	49,63	0,89	14,4	2,44	8,29	0,18	8,58	9,21	3,17	0,86	0,1	2,37	100,12
	Ортоамфиболит, 200504/*/	49,25	0,89	14,53	2,18	8,36	0,19	8,46	8,45	3,32	1,09	0,1	2,26	99,08

Комплекс, свита	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
Индыглинский	Ортоамфиболит, XXI-35-1X	51,66	1,08	14,57	2,15	8,18	0,18	7,11	8,52	3	1,57	0,11	1,82	99,95
	Ортоамфиболит, XXI-35-26X	48,98	1,06	14,84	2,27	8,86	0,19	9,38	8,38	3,38	0,25	0,08	2,03	99,74
Гаревский, первая фаза	Гранитогнейс, 103803/*	72,66	0,3	13,59	1,31	1,4	0,037	0,7	1	2,65	5,52	0,1	0,85	100,12
	Гранитогнейс, 103802/*	71,02	0,31	14,45	1,24	1,33	0,036	0,98	0,34	1,62	7,88	0,11	1,05	100,37
	Гранитогнейс, 116901/*	73,96	0,21	13,46	0,92	0,97	0,041	0,77	0,15	2,24	4,84	0,1	1,02	98,68
	Пегматит, 251901В	74,43	0,12	13,35	0,85	0,35	0,04	0,17	0,65	3,17	5,55	0,04	0,74	99,46
Кординская	Сланец биотит-серицит-кварцевый, А-573д	61,86	0,91	18,52	3,69	4,48	0,08	2,14	0,13	1,04	3,57	0,1	3,52	100,04
	Метопесчаник, 153-6С	72,93	0,48	11,04	1,84	1,67	0,06	0,53	4,36	0,32	4,44	0,14	2,23	100,03
	Метопесчаник, 103-1С	85,88	0,23	6,52	3,33	0,23	0,04	0,3	0,16	0,24	2,03	0,19	1,11	100,24
	Метопесчаник, 101-1С	83,75	0,17	9,17	1,25	0,33	0,05	0,46	0,13	0,3	2,93	0,03	1,6	100,15
	Метопесчаник, 153-5С	77,68	0,17	10,5	1,62	0,92	0,07	0,35	0,17	0,37	6,32	0,05	1,16	99,37
	Метопесчаник, 210-2С	77,68	0,13	9,17	1,37	1,01	0,05	0,31	0,24	0,62	4,88	0,05	0,87	100,12
	Метопесчаник, 210-4С	77,68	0,09	9,87	0,7	0,37	0,04	0,1	0,23	0,4	5,82	0,03	0,94	100,34
	Метаконгломерат, 502007/*	89,2	0,083	5,8	1,27	0,33	0,037	0,27	0,1	0,15	1,9	0,1	0,9	100,14
	Метаконгломерат, А572-В	91,08	0,16	4,13	0,28	2,14	0,02	0,1	0,13	0,18	1,24	0,02	0,69	100,17
Горбилоская	Сланец серицит-хлорит-кварцевый, А-1090/16	58,72	1,02	18,69	3,00	6,47	0,11	2,91	0,28	1,20	3,38	0,11	4,43	100,32
Сурнихинский	Сerpентинит, 573507В	41,59	0,06	2,2	7,65	8,72	0,17	27,06	0,51	0,085	0,05	0,13	11,1	98,86
	Сerpентинит, 418401/*	38,73	0,07	1,21	7,63	1,25	0,18	36,99	0,1	0,03	0,03	0,1	12,17	98,49
	Сerpентинит, Д-162б	39,9	0,12	0,51	4,54	1,63	0,07	39,7	0,3	0,08	0,05	0,1	12,86	99,53
	Сerpентинит, Д-291	39,5	0,1	1,35	5,92	1,51	0,08	38,8	0,3	0,11	0,04	0	12,52	100,3
	Лиственит, 418507/*	33,62	0,03	0,67	0,75	3,46	0,13	26,95	0,73	0,04	0,04	0,1	32,2	98,72
Исаковский	Амфиболитизированные натровые габбродолериты, 416501/*	46,62	1,33	14,2	2,74	8,4	0,22	8,3	13,33	1,86	0,07	0,1	2,79	99,98
	Амфиболитизированные натровые габбродолериты, 416411/*	47,45	1,32	15,07	2,49	8,48	0,21	8,05	12,12	2,24	0,06	0,1	2,78	100,37
	Метабазит, Д276-1а	46,34	0,35	12,1	1,96	5,44	0,14	15,3	14,84	0,38	0,05	0,02	3,48	100,36
	Метабазит, Д277	47,92	1,47	14,7	3,65	9,58	0,22	7,8	10,03	0,25	0,22	0,13	3,58	99,55
	Метабазит, К-074а	48,28	1	14,3	3,82	6,64	0,18	6,8	13,27	1,85	0,13	0	3,16	99,52
	Метадолеритовые порфиры, 416410/*	50,13	0,85	18,9	1,64	4,39	0,13	5,54	12,93	3,38	0,1	0,1	1,95	99,99
	Метадолеритовые порфиры, 416412/*	49,98	0,48	14,6	2	5,44	0,16	9,83	13,28	2	0,15	0	2,33	100,28
Фирсовская	Толитовые метабазальты, 512406/*	49,62	1,56	14,28	3,63	8,7	0,19	6,97	9,85	2,24	0,12	0,11	2,61	99,88
	Толитовые метабазальты, 512504/*	48,16	1,68	14,17	4,9	7,95	0,23	6,97	9,61	1,91	0,21	0,12	3,28	99,19
	Толитовые метабазальты, 514103/*	47,85	1,31	15,47	3,01	7,36	0,21	8,01	9,21	2,47	0,07	0,1	3,62	98,69
	Толитовые метабазальты, 514202/*	48,78	1,24	14,56	3,29	7,95	0,22	7,93	9,49	1,9	0,06	0,1	3,01	98,53
Удере́йская, нижняя подсвита	Метакварцит, А-1074/5	63,9	1,15	16,51	0,6	7	0,04	1,95	0,41	0,96	2,95	0,15	4,08	99,7
	Метакварцит, А-580д	60,74	1,26	18,16	1,02	6,97	0,03	1,95	0,27	1,34	3,29	0,21	4,55	99,79
	Метакварцит, А-580н	62,10	1,00	18,33	1,29	5,85	0,04	2,21	0,27	1,85	3,53	0,09	3,92	100,48
Удере́йская, средняя подсвита	Сланец хлорит-серицитовый, А-1085	61,98	1,11	17,71	2,00	6,11	0,06	2,01	0,13	1,50	3,15	0,10	4,18	100,04

Комплекс, свита	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
Торжихинский	Метагаббродолерит, 441108/*	56,46	1,43	15,77	2,02	3,62	0,15	4,62	8,55	4,59	0,33	0,17	1,46	99,17
	Метагаббродолерит, 441106/*	56,03	1,47	15,11	1,87	3,56	0,14	4,31	8,54	5,06	0,34	0,16	1,98	98,57
	Метагаббродолерит, 441107/*	55,72	1,46	16,71	1,81	3,17	0,14	4,51	9,54	4,38	0,14	0,16	1,37	99,11
	Андезибазальт, 441105/*	52,7	1,63	16,47	1,9	3,49	0,14	3,5	8,57	5,14	0,27	0,2	5,11	99,12
Лиственинская	Доломит, XII-III-387-1	14,18	0,63	1,28	0,03	0,97	0,08	17,57	25,14	0,20	0,36	0,04	39,15	99,55
	Сланец хлорит-полевошпат-карбонатный, 112603/*	45,59	1,97	18,65	3,13	6,73	0,18	6,09	5,84	4,59	0,25	0,19	6,08	99,29
	Метапесчаник, Д-279-5	84,54	0,55	6,50	0,90	2,88	0,09	0,59	0,55	1,89	0,90	0,09	0,60	100,08
	Кварцит, XVI-K2-3	63,50	0,16	1,44	9,89	13,51	0,24	1,58	3,30	0,12	0,30	0,09	6,16	100,33
	Метабазальт, 441602/*	45,74	3,46	14,6	5,48	13,1	0,25	5,23	4,79	4,28	0,41	0,35	2,85	100,54
	Метабазальт, 418803/*	46,84	1,57	21,45	4,25	5,16	0,13	3,4	9,01	2,92	0,06	0,17	3,57	98,53
	Метабазальт, 5026М	45,65	1,83	22,33	3,8	5,93	0,13	4,62	6,67	3,82	0,17	0,2	4,57	99,72
	Метабазальт, 5033М	44,97	3,35	14,56	3,06	12,39	0,21	5,74	6,42	1,76	0,95	0,46	6,51	100,38
Торжихинская	Сланец кварц-биотит-серицитовый, 443202/*	72,92	0,22	13,58	1,35	2,3	0,062	1	1,74	5,61	0,22	0,1	1,3	100,4
	Сланец серицит-кварцевый, 571302В	61,32	0,9	16,6	1,67	5,62	0,12	3,44	0,81	2,58	3,33	0,14	3,1	99,63
	Метапесчаник, Д-311-1	87,6	0,41	5,23	0,04	2,44	0,02	0,3	0,4	1,59	0,6	0,05	0,84	99,5
	Мраморизованный доломит, 441505/*	10,91	0,08	1,82	0,71	0,67	0,17	17,93	25,55	0,14	0,37	0,1	40,98	99,43
	Метабазальт, 127701/*	48,36	2,34	14,68	6,87	5,75	0,22	4,01	11,39	0,22	0,22	0,17	5,73	99,96
	Метабазальт, 443309/*	48,96	2,08	16,55	1,36	6,39	0,15	5,34	6,19	3,96	1,11	0,43	6,99	99,51
	Метабазальт, 408303/*	45,68	0,57	17,87	3,97	5,58	0,18	8,22	10,73	1,59	1,73	0,1	3,51	99,73
	Метабазальт, 408401/*	47,1	1,71	14,31	3,15	8,77	0,25	7,09	10,4	1,51	0,11	0,11	5,77	100,28
	Метаандезибазальт, 572703В	57,41	1,29	18	1,74	4,97	0,087	3,69	3,48	5,91	0,33	0,88	1,56	98,55
Киселихинская	Метагравелит кварцевый, А-572 а	87,76	0,27	5,59	0,08	2,31	0,02	0,49	1,08	0,80	1,24	0,03	0,72	99,89
	Метатуфопесчаник, 106901/*	79,96	0,35	6,81	0,97	2,21	0,08	0,86	2,09	1,41	0,87	0,1	3,14	98,85
	Метатуфопесчаник, 431408/*	76,95	0,46	8,92	0,93	2,23	0,18	1,24	2,15	1,75	1,2	0,1	3,34	99,45
	Метапесчаник, 106909/*	84,37	0,43	6,86	1,1	2,03	0,046	0,75	0,25	0,97	1,36	0,1	1,69	99,96
	Туфосланец серицит-полевошпатовый, Н-90-8	57,22	1	20,54	0,94	6,48	0,02	2,62	0,14	1,4	4	0,28	5,26	99,9
Отравихинская	Туфосланец полевошпат-кварц-хлорит-серицитовый, 107302/*	63,84	0,98	15,23	0,89	5,67	0,08	2,54	1,18	2,76	1,8	0,12	4,25	99,34
	Туфосланец полевошпат-кварц-хлорит-серицитовый, 121703/*	69,17	0,94	12,97	0,85	4,91	0,21	2,65	0,24	2,37	1,65	0,17	2,82	98,95
	Метатуфопесчаник, 121816/*	84,24	0,46	6,41	0,65	2,08	0,14	0,82	0,5	1,07	0,96	0,1	1,91	99,34
	Метапесчаник, Н-11-11	81,36	0,56	7,12	1,68	2,88	0,06	0,81	1,54	1,16	0,9	0,16	1,52	99,75
	Метапесчаник, Н-12-1	74,46	0,5	6,78	0,71	3,39	0,11	2,01	4,1	0,87	0,85	0,31	5,9	99,99
	Сланец хлорит-карбонатный, Н-5	41,14	2,56	20,36	7,77	4,54	0,14	1,81	15,36	0,33	1,66	0,24	3,73	99,64
	Мраморизованный известняк, Н-41-4	25,40	0,34	6,23	0,43	1,81	0,79	0,40	34,52	1,50	0,94	0,35	26,92	99,63
	Метабазальт, 121820/*	58,82	1,65	16,85	2,21	4,98	0,049	1,91	3,69	4,04	0,99	0,13	3,38	98,7
	Метабазальт, 121819/*	57,09	1,49	17,28	8,18	1,75	0,044	1,77	5,44	4,36	0,71	0,34	1,96	100,41
	Метабазальт, 409306/*	45,93	2,16	15,82	0,9	8,07	0,34	10,33	4,48	2,5	0,05	0,31	9,12	100,01
Хариузихинская	Сланец полевошпат-серицит-хлоритовый, XVI-III-68С	59,26	0,86	17,69	1,6	5,94	0,08	3,85	0,41	3,58	2,5	0,14	3,82	99,74
	Сланец полевошпат-серицит-хлоритовый, XVI-III-63С	63,76	0,78	16,42	0,88	5,87	0,08	3,02	0,41	3,58	2,19	0,13	3,08	100,34
	Сланец полевошпат-серицит-хлоритовый, XVI-III-62С	66,08	0,84	13,17	1,18	6,77	0,11	4,44	0,41	3,95	0,05	0,11	3,02	100,15
Устькутукасская	Метаандезибазальт, 431003/*	53,87	1,78	16,72	6,43	3,84	0,094	3,09	4,02	4,96	0,85	0,22	4,24	100,11
	Метаандезибазальт, Н6-4	50,58	1,88	17,35	3,99	5,56	0,09	3,92	5,49	3,75	1,23	0,32	5,58	99,92

Комплекс, свита	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
	Метабазальт, 107402/*/	56,37	1,44	13,52	3,11	4,72	0,13	2,24	7,94	3,52	0,28	0,23	5,64	99,14
	Метабазальт, 431202/*/	51,75	1,04	18,36	0,64	6,39	0,13	5	4,95	5,37	0,16	0,1	5,36	99,25
	Туфосланец, XVI-III-88-1	58,1	0,78	17,35	1,11	6,92	0,13	5,14	2,2	4,55	0,35	0,14	3,59	100,38
Орловский	Метадолерит, 123901/*/	46,67	1,28	16,39	2,69	9,7	0,19	7,59	8,15	2,8	0,25	0,12	4,12	99,95
	Метадолерит, 414904/*/	48,07	1,61	13,57	2,56	10,17	0,18	7,1	9,63	3,11	0,63	0,12	3,01	99,76
	Метадолерит, 414905/*/	45,41	2,72	13,52	2,76	14,48	0,23	6,16	7,09	2,74	0,36	0,13	3,89	99,49
Конкинская	Сланец полевошпат-хлорит-серицитовый, 511801/*/	65,81	0,83	15,38	2,51	3,46	0,081	1,83	0,1	1,44	4,34	0,11	2,9	98,79
	Метапесчаник, 511802/*/	86,73	0,062	6,08	1,42	0,74	0,044	0,84	0,1	0,13	2,14	0,1	1,32	99,7
Иончихинская, нижняя подтолща	Сланец серицит-хлорит-карбонатный, 511502/*/	66,95	0,86	15,19	3,23	2,08	0,045	1,78	0,1	1,3	4,41	0,1	3,22	99,27
Иончихинская, средняя подтолща	Метабазальт, 116403/*/	45,48	3,02	15,16	5,25	11,37	0,18	6,48	2,71	3,05	0,32	0,13	6,48	99,64
	Метабазальт, 435104/*/	48,46	2,09	13,18	3,81	10,18	0,25	6,69	8,91	1,86	0,73	0,18	3,31	99,65
	Метатрахибазальт, 434901/*/	49,17	3,19	17,78	0,96	12,34	0,13	5,38	0,51	3,72	1,66	0,3	5,23	100,37
	Метатуф риолита, 434804/*/	90,88	0,36	3,24	0,58	0,82	0,07	1	0,1	0,12	0,51	0,1	0,94	98,72
	Метатуф дацита, 116501/*/	58,29	0,96	17,3	4,2	4,09	0,15	0,98	1,69	5,47	2,87	0,32	2,35	98,67
	Метатуфопесчаник, 505002/*/	72,59	0,61	11,97	2,82	1,75	0,04	1,69	0,11	2,89	1,68	0,11	2,34	98,6
Ковригинская	Метариолит, 103401/*/	77,9	2,32	10,01	3,22	0,96	0,035	0,78	0,26	0,21	2,58	0,2	1,73	100,21
	Метариолит, 124006/*/	76,69	0,02	12,8	0,68	0,56	0,02	0,96	0,1	2,62	2,68	0,1	1,53	98,76
	Метариолит, 124009/*/	83,13	0,18	9,18	0,92	0,49	0,058	1,08	0,1	0,2	3,16	0,1	1,63	100,23
	Метариолит, 124010/*/	80,44	0,11	10,2	1,1	0,49	0,063	1,1	0,13	0,21	5,24	0,12	1,23	100,43
	Сланец полевошпат-хлорит-серицитовый, 100401/*/	58,97	0,93	15,51	1,99	6,34	0,14	3,25	2,24	3,27	2,24	0,14	3,92	98,94
	Метабазальт, 100104/*/	48,84	0,77	15,09	2,36	7,66	0,19	8,87	10,48	2,48	0,59	0,1	2,4	99,83
	Калиевый риолит, 404006/*/	77,81	0,81	10,77	2,95	0,29	0,045	0,85	0,1	0,16	3,45	0,1	1,74	99,08
Глушихинский, первая фаза	Лейкогранит, 204009/*/	76,69	0,02	12,8	0,68	0,56	0,02	0,96	0,1	2,62	2,68	0,1	1,53	98,76
Захребетнинский, первая фаза	Трахибазальт, Д-624-5	44,44	2,12	13,26	4,96	6,3	0,18	9,22	9,67	3	1,5	0,9	3,92	99,82
Гурахтинский	Умереннощелочной биотитовый гранит, 616612В	76,73	0,03	11,89	1,27	0,91	0,04	0,14	0,1	4,71	3,85	0,01	0,26	99,94
	Умереннощелочной лейкогранит, 100801/*/	74,75	0,15	14,26	1,21	0,74	0,039	0,35	1,2	4,69	1,9	0,1	0,65	100,04
	Умереннощелочной лейкогранит, 3-168С	75,36	0,14	13,69	0,64	0,71	0,03	0,8	0,62	4,76	2,01	0,07	1,38	100,18
Средневороговский, первая фаза	Щелочной сиенит, 406405/*/	60,22	0,43	16,94	4,13	3,94	0,25	0,23	1,38	5,54	5,27	0,1	0,56	98,99
	Щелочной сиенит, 406408/*/	62,46	0,49	17,13	3,36	3,91	0,074	0,68	0,15	5,13	4,52	0,1	1,6	99,6
	Нордмаркит, 406503	63,65	0,22	18,44	3,07	0,88	0,058	0,18	0,25	6,05	5,9	0,1	0,42	99,22
	Нордмаркит, VII-III-131-1С	66,36	0,25	17,2	1,55	1,53	0,05	0,1	0,28	6,41	5,22	0,01	0,71	99,69
	Нордмаркит, 7В	66,52	0,24	16,3	0,65	2,48	0,05	0,61	1,44	5,8	5,08	-	1,17	100,4
Средневороговский, вторая фаза	Щелочной гранит, 401501/*/	72,81	0,19	13,3	2,24	0,74	0,062	0,18	0,31	3,49	5,64	0,1	0,69	99,75
	Щелочной гранит, 122729В	73	0,19	12,97	2,57	0,93	0,05	0,01	0,06	3,94	5,39	0,02	0,36	99,47
	Пегматит, 407904/*/	71,11	0,16	16,15	1,1	0,85	0,052	0,46	0,88	2,13	5,11	0,32	1,49	99,81
Кузьмовский	Габбродолерит, 202905/*/	46,19	0,95	17,11	1,87	9,91	0,22	9,65	10,82	2,1	0,28	0,1	1,20	100,4
	Габбродолерит, Ю-5	48	0,92	16,3	2,92	7,9	0,16	8,42	11,71	2	0,39	0,1	0,7	99,8

Окончание прил. 8

Комплекс, свита	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
Кузьмовский	Троктолитовый долерит, К-1204	47,08	0,96	16,59	1,97	10,42	0,17	9,16	10,65	1,95	0,43	-	0,93	100,31
	Троктолитовый долерит, 2072С	48,9	0,95	15,1	0,03	12,43	0,19	13,54	9	1,72	0,29	0,05	0,96	100,1
	Феррогаббро, Ю-0	48,7	3,48	10,84	7,54	14,06	-	2	8	2,8	0,78	-	2,1	100,32
	Феррогаббро, 4448-1С	50,8	2,86	9,7	-	18,98	0,5	2,6	7,5	3,8	1,2	0,41	1,2	100,47
	Феррогаббро, Ю-44	48,7	3,48	10,84	7,54	14,08	-	2	8	2,8	0,9	-	-	100,44

Примечание: 1 – анализы выполнены в Центральной лаборатории ОАО «Красноярскгеолсъемка» (аналитик В. Ф. Августинович); 2 – С – Стороженко, 1984; В – Васильев, 1990; Ю – Васильев Ю. Р., 2000; А, Д, К, Н – Качевский, 1977; М – Москалев, 2008; /*/ – материалы ГДП-200.

Электронное научное издание

**Стороженко А. А.
Васильев Н. Ф.
Пиманов А. В.
и др.**

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

**Издание второе
Серия Енисейская
Лист Р-46-XXV (р. Вороговка)
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *А. А. Ситчихина*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2019. Тираж 50 дисков. Объем 131 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