

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

Серия Таймырская
Лист S-45-XXV,XXVI (исток р. Быстрая)

МОСКВА
2020

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 Таймырская

Лист S-45-XXV, XXVI (исток р. Быстрая)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2020

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

Авторы

А. Н. Федотов, А. П. Романов, В. М. Колямкин, В. Т. Кириченко

Редактор *В. Ф. Проскурин*

Рецензенты

канд. геол.-минерал. наук **А. К. Иогансон**

П. Г. Падерин

канд. геол.-минерал. наук **Л. Р. Семенова**

Г72 **Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Таймырская. Лист S-45-XXV, XXVI (исток р. Быстрая). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / А. Н. Федотов, А. П. Романов, В. М. Колямкин и др.; Минприроды России, Роснедра, Красноярскнедра, ОАО «Красноярскгеолсъемка». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (208 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-583-1 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-584-8**

Настоящее издание явилось результатом цикла работ по созданию Госгеолкарты-200 РФ второго издания. Обобщены материалы по геологическому строению и полезным ископаемым территории в пределах западной части Таймырской складчато-надвиговой системы. Уточнено строение, возрастное положение стратиграфических подразделений от пермской системы до квартера и интрузивных комплексов позднепалеозойского и раннемезозойского возраста. Впервые составлена карта четвертичных образований и приведена экологическая характеристика площади. Проведена прогнозная оценка территории на каменные угли.

Табл. 5, илл. 1, список лит. 79 назв., прил. 6.

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

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 31 января 2011 г.

ISBN 978-5-93761-583-1 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-584-8

© Роснедра, 2020
© ОАО «Красноярскгеолсъемка», 2011
© Коллектив авторов и редакторов, 2011
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	7
СТРАТИГРАФИЯ	9
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ.....	33
ТЕКТОНИКА	39
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	42
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	44
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	49
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	52
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	56
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	57
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	59
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	61
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа S-45-XXV,XXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	65
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа S-45-XXV,XXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	66
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	68
<i>Приложение 4.</i> Список буровых скважин, показанных на геологической карте	69
<i>Приложение 5.</i> Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований	70
<i>Приложение 6.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород	71

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа S-45-XXV, XXVI входит в состав Таймырского (Долгано-Ненецкого) муниципального района Красноярского края РФ. Она располагается в пределах арктической тундры. Юго-восточная часть листа (около 60 % его площади) в области развития четвертичных отложений характеризуется низкогорным рельефом – это пологоволнистая, слабо всхолмленная и заболоченная равнина с абсолютными отметками 50–100 м, и только на мелких останцах триасовых лав достигает 150 м. Северная и западная части листа характеризуются большей расчлененностью. Здесь развито грядово-увалистое низкогорье. Гряды гор преимущественно субширотного простирания, имеют абсолютные отметки 200–300 м с максимальной отметкой на пластовой интрузии долеритов – 342 м. Все возвышенности зачастую покрыты элювиально-делювиальными развалами, образующих «каменные моря». Среди них сохраняются останцы коренных пород.

Гидросеть развита хорошо. В самом северо-восточном углу отмечается небольшой фрагмент длиной около 5 км р. Пясины – самой крупной реки Западного Таймыра – ее ширина в данном месте достигает 2 км. В южной части листа протекает р. Пура – крупный левый приток р. Пясины. Из других менее крупных рек следует отметить р. Мал. Пура с притоками Коундей, Нюдябору, Дянгур. В юго-западном углу листа отмечается небольшой отрезок р. Быстрой, вытекающей из озера Надудотурку. Долина р. Пуры в южной части широкая с многочисленными старичными озерами, ниже переходит в каньонообразную, прорезая останцы лавовых покровов. Река Мал. Пура характеризуется также широкой долиной с меандрирующим руслом, старичными озерами и только в приустьевой части ее долина сужается. Остальная гидросеть представлена мелкими водотоками, пересыхающими в верхнем течении летом и полностью перемерзающими зимой.

Для территории листа характерно наличие многочисленных озер. Помимо отмеченных старичных озер встречаются также водораздельные озера. Среди них самое крупное озеро района – Надудотурку (100 км²), большая часть которого расположена на территории листа. Отмечается также ряд небольших озер данного типа: Соналытурку, Коундей, Найбо, Конторанутурку и др.

Территория листа характеризуется арктическим климатом. Зима длится 8–9 месяцев, лето короткое – 2 месяца. Среднегодовая температура –10...–15 °С; зимняя –25...–30 °С, максимальная –50 °С; летняя +5...+10 °С, максимальная +25 °С. Полярная ночь с ноября по февраль. Годовое количество осадков – 400–500 мм. Снежный покров – 10–20 см на открытых пространствах и до первых метров – в долинах рек и ручьев. В теплое время года часты туманы и пасмурные дни с мелкими морозящими дождями. Для района характерны постоянные сильные (10–15 м/с, достигающие 30–40 м/с) ветры северо-западных и северо-восточных румбов. Ледостав на мелких реках и озерах происходит в конце сентября–начале октября, на крупных – в конце октября–начале ноября. Реки полностью очищаются ото льда в середине–конце июня, а озера – к середине–концу июля. Толщина ледяного покрова – до 2–2,5 м; мелкие водоемы и реки промерзают до дна.

Почвенный покров развит крайне слабо с преимущественно травянистой растительностью. Карликовая березка и ива растут только в пониженных частях рельефа и на южных склонах. Каменные осыпи покрыты многочисленными мхами и лишайниками. Животный мир: северные олени, песцы, зайцы, лемминги, совы, куропатки, летом – гуси, утки, чайки. В летнее время на две–три недели появляются комары и мошка.

Обнаженность на западной и северной частях территории листа на участках развития верхнепалеозойских и триасовых отложений хорошая. Обнажения представлены элювиальными развалами, останцами и коренными уступами на водоразделах, скальными обрывами и каньонами по крупным рекам. В южной и восточной частях листа обнаженность низкая, за исключе-

нием выходов останцов лавовых покровов.

Дешифрируемость дочетвертичных образований зависит от степени их обнаженности и, в целом, хорошая. Наиболее хорошо дешифрируются лавовые толщи, бронирующие водоразделы, и пластовые тела долеритов. Хорошая дешифрируемость пластовых тел долеритов, при их согласном залегании с вмещающими верхнепалеозойскими отложениями позволяет с большой достоверностью картировать пликативные структуры.

Экономически район не освоен и практически не обжит. Имеются редкие стоянки рыбаков и охотников по крупным рекам и озерам. В 120 км от северо-западного угла листа расположен поселок городского типа Диксон, где имеются морской порт по обслуживанию Северного морского пути и аэропорт. Передвижение по тундре возможно только на гусеничных вездеходах или с применением вертолетов. Горнопромышленные предприятия отсутствуют. Условия проведения геологосъемочных работ и поисков полезных ископаемых весьма сложные. Для их организации и выполнения необходимо наличие специального наземного транспорта, не нарушающего экологическое равновесие в тундре. Применение авиатранспорта затруднительно по погодным условиям.

Большая часть правобережья р. Пура в пределах листа относится к Пясинскому федеральному заказнику, организованному для охраны летовок дикого северного оленя и мест гнездования птиц.

Для составления комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 второго поколения в основном использованы материалы групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1985–1990 годах в Центральной Геологосъемочной экспедиции Государственного геологического предприятия «Красноярскгеология» (ныне ОАО «Красноярскгеолсъемка») Л. П. Никуловым, А. Е. Владимировым, А. П. Романовым, Н. Ф. Сержантовым, В. М. Колямкиным. Кроме того, учтены материалы следующих работ: аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 200 000 [38], геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [73], поисково-оценочных работ масштаба 1 : 50 000 [61], геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000 [23]. Используются также материалы работ 50–60-х годов прошлого века [29, 71].

При составлении геологической карты использованы все имеющиеся геофизические материалы и аэрофото материалы: АФС масштаба 1 : 45 000, 1 : 60 000 и 1 : 100 000, РЛС – 1 : 180 000, космические – 1 : 200 000, 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000. Карта составлена в основном в соответствии с легендой, утвержденной протоколом НРС при ВСЕГЕИ Министерства природных ресурсов РФ в 1997 г., в которую авторами внесены изменения и дополнения, представленные отдельным протоколом.

В геологосъемочных работах в разные годы принимал участие большой коллектив геологов. Основными исполнителями на полевых работах были геологи Л. П. Никулов, А. Е. Владимиров, А. П. Романов, Н. Ф. Сержантов, В. М. Колямкин, Е. Л. Лужбин, Б. А. Флоре, А. Н. Кудрин, геофизик В. В. Лесных, техники-геологи М. А. Прудникова, В. П. Берсенева, Ю. З. Сахибгареев.

Описание шлифов сделаны В. М. Пономаревой, В. И. Смышляевым. Аналитические работы выполнены в лабораториях ПГО «Красноярскгеология», «Севзапгеология», ВПО «Союзкварцсамоцветы», ВНИИГЕОНФОРМ-СИСТЕМ «Геос», ВСЕГЕИ. Определение флоры сделано Л. В. Глухой, Л. Д. Гамулевской, С. А. Гуськовым, А. А. Некрасовой, Т. Г. Прошиной. Текст записки написан А. Н. Федотовым, А. П. Романовым, В. М. Колямкиным, В. Т. Кириченко. Графические приложения подготовлены этими же лицами при большой редакторской работе, выполненной Е. Г. Гайнцевой. Оцифровкой материалов и подготовкой цифровой модели занимались Е. В. Сапегина, А. В. Слюсарь, А. В. Филатова, И. А. Пасечник. Электронная база данных подготовлена О. А. Невьянцевым.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Все исследования на территории листа S-45-XXV,XXVI подразделяются на четыре основных этапа.

Первые планомерные исследования территории проводились в 1931–1940 годы Западно-Таймырской экспедицией Арктического научно-исследовательского института и горно-геологического управления Главсевморпути. Основной задачей работ явилось определение возможностей промышленной эксплуатации углей. В этот период на площади листа было открыто Пясинское месторождение, а на прилегающей территории были открыты и оценены месторождения Слободское, Крестьянское и ряд других [54]. В. П. Тебеньковым и И. А. Шведовым были проведены тематические работы по изучению стратиграфии пермских угленосных отложений, результатом которых явилась разработанная стратиграфия продуктивных отложений перми. К этому этапу следует отнести разработку детальной схемы плейстоцена Северной Сибири В. Н. Саксом (1945 г.), на основе фактического материала, полученного при геологической съемке района Усть-Енисейского порта в 1939 г.

После Великой Отечественной войны начался второй этап, который продолжался до начала 1960-х годов. Проводились Государственная геологическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 и масштаба 1 : 200 000, которые явились основой планомерного изучения Западного Таймыра. На территории Западного Таймыра геологическую съемку проводили С. Л. Троицкий, Н. Э. Гернгардт, Ю. Е. Погребицкий, В. И. Ушаков, А. П. Иванов, В. А. Черепанов, Н. М. Тимофеев, В. В. Захаров, В. П. Орлов, Е. А. Величко, Л. С. Пузанов, С. А. Логачев. Итогом многолетних исследований явилась оценка территории на полезные ископаемые, в том числе на каменный уголь, реальгар, киноварь, стройматериалы. На соседнем с запада листе было открыто Убойнинское реальгар-киноварное проявление и обнаружены проявления каменных углей, близких к коксовым в центральной части Сырадасайской горст-антиклинали. Были выявлены проявления полиметаллов, молибдена. На данном этапе изучения территории получены обширные материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, некоторые из них не потеряли своей актуальности до настоящего времени. Впервые были охарактеризованы интрузии щелочно-кислого состава. По материалам съемок и собственным исследованиям были опубликованы монографии: «Малые интрузии хребта Бырранга» [31] и «Геологическое строение Таймырского полуострова» [21], а также «Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга» [70]. Была составлена и издана Государственная геологическая карта на листы S-44-XXI,XXII, S-44-XXIII,XXIV, S-44-XXVII,XXVIII, S-45-XIX, XX. На данный лист S-45-XXV,XXVI, несмотря на то что на нем частично велись геологосъемочные работы, Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000 не была подготовлена и издана. Таким образом, настоящая карта является, по сути, картой первого поколения. На этом же этапе в 1960–1962 гг. вся территория Таймыра покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000 прибором АГСМ-25 [47, 52] и гравиметрической съемкой масштаба 1 : 1 000 000 [78].

Третий этап исследований начинается с середины 1970-х годов тематическими работами И. С. Грамберга [44] и Ю. Г. Гора [43], изучившими угленосно-терригенные отложения верхнего палеозоя. В этот же период началось аэрофотогеологическое картирование Таймырской складчатой области масштаба 1 : 200 000 Геологосъемочной экспедицией ПГО «Красноярскгеология» [38]. Вопросы, связанные с развитием щелочно-гранитоидного магматизма на Западном Таймыре, освещены в тематической работе С. А. Гулина [45]. Вулканогенные образования и трапповые интрузии изучались Г. Н. Старицыной и Н. Н. Нагайцевой [69] обобщались материалы по угленосности Б. Н. Андросовым [37] и проводились прогнозно-металлогенические исследования Г. И. Кавардиным и Л. К. Цывьяном [76]. Материалы этих исследований нашли свое отражение на аэрофотогеологической карте Горного Таймыра масштаба 1 : 200 000 [38] и 1 : 500 000. Была впервые предложена принципиально новая легенда для Государственной гео-

логической карты СССР масштаба 1 : 200 000, которая была утверждена Редколлегией ПГО «Красноярскгеология». Получены новые данные по стратиграфии, тектонике, магматизму и была дана новая оценка перспектив территории на полезные ископаемые и, в частности, Западного Таймыра. Этот регион был оценен как наиболее перспективный на поиски медно-никелевых руд; весьма высоко оценивались перспективы на коксующийся каменный уголь. Горный Таймыр в тектоническом плане рассматривался как часть Сибирской платформы, претерпевшей активизацию в мезозое. Было подчеркнуто сходство вулканогенных образований и интрузий основных пород Западного Таймыра с Норильским районом [38].

На основе всех предыдущих исследований и рекомендаций с 1980-х годов начинается четвертый этап изучения Западного Таймыра. Были проведены поисково-оценочные работы на коксующийся уголь на Пясинском и Сырадасайском месторождениях [67, 73]. При оценке Сырадасайского месторождения, расположенного к западу от данного листа вскрыта угленосная формация мощностью около 1 000 м, в пределах которой перебушено 28 угольных пластов, пригодных к промышленному использованию для получения кокса. Прогнозные ресурсы угля по категории P_2 и P_3 до глубины 600 м оцениваются в 5,7 млрд т, из них коксующихся углей – 5,3 млрд т. Поиски медно-никелевых руд были предприняты Норильской экспедицией в районе оз. Надудотурку [66]. Однако положительных результатов получено не было.

С 1985 г. Геологосъемочной экспедицией ПГО «Красноярскгеология» на описываемой территории листов проводится групповая геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 [56]. По ее результатам написана эта записка. Одновременно были начаты геохимические опережающие работы масштаба 1 : 50 000 [61]. В целях обеспечения работ проведены аэромагнитные съемки масштабов 1 : 100 000 и 1 : 25 000 [57] и гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 [65]. В процессе геологосъемочных и тематических работ [46, 56] разработана новая легенда для интрузивных и вулканогенных образований Западного Таймыра и сделан ряд дополнений по другим уровням. Были обнаружены проявления нефти, газа, медно-молибден-порфиновых руд, агатов, дана прогнозная оценка угленосности территории. Впервые установлен новый тип магматизма для этого региона – лампроитовый. Четвертичные отложения расчленены на морские и ледниково-морские осадки санчуговской свиты, морские отложения нерасчлененных казанцевского и муруктинского горизонтов, каргинские и сартанские морские отложения.

В 2000 г. был издан комплект карт на лист S-44-46 – Усть-Тарей [23]. Впервые были составлены карта четвертичных образований, литологическая карта поверхности морского дна. В квартере были выделены эоплейстоцен-среднеоплейстоценовые ледниково-морские, проблематичные погребенные самаровско-тазовские ледниковые, морские казанцевские и казанцевско-каргинские отложения. В изменение авторского макета основного исполнителя карты четвертичных образований, на ней был показан южнее гор Бырранга полный комплекс ледниковых и приледниковых отложений муруктинского ледника, хотя и ограниченно развитого, в т. ч. и в пределах характеризуемого листа.

В 2006 г. НРС ВСЕГЕИ приняло к изданию соседний к северо-востоку лист S-45-XXI,XXII, который ранее входил в площадь ГГС-200 [56], и на котором было проведено геологическое доизучение в 2000–2005 гг. ГПКК «КНИИГТиМС» [63], в 2010 г. он был издан. Расчленение четвертичных образований произведено аналогично ранее изданным картам – ледниковые образования не обнаружены, морские средне-верхнеоплейстоценовые отложения образуют террасы высотой 200–320, 120–200, 100–120, 30–100 и 0–30 м.

СТРАТИГРАФИЯ

В пределах листа обнажаются образования позднепалеозойского и нижнетриасового возраста. В позднем палеозое выделены свиты: ефремовская (P_1ef), убойнинская (P_1ub), крестьянская (P_{1-2kr}), овражнинская (P_2ov), бражниковская ($P_3bž$) и сырадасайская (P_3sd), а также на отдельных участках из-за невозможности расчленения показаны бражниковская и сырадасайская свиты нерасчлененные ($P_3bž-sd$). Мезозойские вулканогенные отложения на площади представлены лабакской (T_1lb) и верхтамской (T_1vt) свитами, на отдельных участках разделенными на подсвиты.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ефремовская свита (P_1ef) выделена В. П. Тебеньковым и К. Л. Шведовым в 1941 г. Название свиты дано по р. Ефремова. Выход свиты в пределах листа встречен только в одном месте – в 7–8 км к северо-востоку от устья р. Лабак. Здесь ефремовская свита обнажена в ядре антиклинальной складки и вскрывается по разрезу скважины НТ-12. В скважине вскрываются сверху вниз:

1. Четвертичные отложения: глины, суглинки, супеси 29,9 м
Ниже следуют отложения ефремовской свиты, по всему разрезу сульфидизированные
2. Алевролит ороговикованный темно-серый с прослоями песчаника серого с зеленоватым оттенком мелко-среднезернистого. Отмечается вкрапленность пирита и пирротина, приуроченная к выделениям карбонатов. В основании ороговикованный гравелит с сульфидной вкрапленностью 16,3 м
3. Сливная пирит-пирротиновая жила 1,0 м
4. Алевролит ороговикованный темно-серый крупнозернистый, до мелкозернистого песчаника 5,8 м
5. Песчаник ороговикованный серый 2,7 м
6. Аргиллит ороговикованный темно-серый с примесью алевритового материала с тонкой равномерно распределенной сульфидной вкрапленностью 5,7 м
7. Песчаник полимиктовый светло-серый мелкозернистый с сульфидной вкрапленностью 4,2 м
8. Алевролит темно-серый ороговикованный горизонтальнослоистый с сульфидной вкрапленностью 8,5 м
9. Песчаник полимиктовый ороговикованный серый среднезернистый, цемент карбонатно-слоистый, по всему интервалу сульфидная вкрапленность 11,8 м
10. Аргиллит ороговикованный темно-серый с примесью алевритового материала, горизонтальнослоистый 15,5 м
11. Зона дробления и окварцевания 0,7 м
12. Переслаивание песчаников полимиктовых ороговикованных темно-серых с черными алевролитами 9,5 м
13. Песчаник полимиктовый ороговикованный серый с зеленоватым оттенком мелко-среднезернистый с редкими прослоями алевролитов 8,8 м
14. Алевролит ороговикованный серый с зеленоватым оттенком. Цемент кварц-серицитовый, слоистость горизонтальная 12,2 м
15. Кварцевая жила с сульфидной вкрапленностью 1,8 м
16. Алевролит ороговикованный серый 3,2 м
17. Песчаник полимиктовый ороговикованный серый средне-крупнозернистый. Цемент карбонатно-слоистый, местами кварцевый с сульфидной вкрапленностью 10,2 м
18. Алевролит ороговикованный зеленовато-серый углистый 1,7 м
19. Песчаник полимиктовый серый средне-крупнозернистый с линзами гравелитов и конгломератов. Цемент карбонатно-слоистый, местами кварцевый с сульфидной вкрапленностью 14,6 м
20. Алевролит ороговикованный серый 1,8 м
21. Песчаник полимиктовый ороговикованный серый мелко-среднезернистый. Цемент слоистый, карбо-

натно-слюдистый	11,8 м
22. Алевролит ороговикованный темно-серый, до мелкозернистого песчаника в нижней части слоя	11,4 м
23. Песчаник кварцевый ороговикованный серый мелко-среднезернистый с прослоями алевролита. Цемент кварц-слюдистый с вкрапленниками и прожилками пирита и пирротина	14,5 м

Ниже по разрезу скважины в интервале 208,8–330 м вскрываются лейкограниты и граносиениты нижнепясинского комплекса. Общая мощность ефремовской свиты в данном разрезе 179 м, однако подошва свиты не вскрыта. На соседнем с запада листе она составляет 225 м, а в компенсированных прогибах, где отмечается максимум угленакопления может достигать 700 м. На площади листа принятая мощность более 200 м.

Поскольку на данном листе ефремовская свита распространена локально, то ее возраст определяется многочисленными палеонтологическими остатками на соседних территориях. Фауна брахиопод и фораминифер указывают на раннепермский, ассельско-артинский возраст свиты; по двустворкам разноречивый. О. В. Лобанова, О. А. Бетехтина [43] считают его раннепермским; по мнению Е. М. Люткевича двустворки характеризуют казанский ярус. Анализ флоры, проведенный Л. В. Глухой [51], позволяет сопоставлять ефремовскую свиту с промежуточным и ишановским горизонтами Кузбасса, что соответствует ассельскому и артинскому ярусам нижней перми. Значительный материал по обоснованию возраста свиты приводятся в работах Ю. Г. Гора [43], И. С. Грамберга [44], В. И. Устрицкого [33]. Возрастным аналогом ефремовской свиты на Центральном Таймыре является быррангская свита [39].

Убойнинская свита (P_{ub}) выделена М. Н. Пархановым в 1940 г. Название дано по р. Убойной. На территории листа ее отложения распространены локально. Небольшие ее выходы отмечены на северо-восточном борту оз. Надудотурку в пределах Лабакской антиклинали, а также в северо-восточном углу листа на левобережье р. Пясины. Она сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами и содержит пласты каменного угля. Нижняя граница здесь и на смежных площадях проводится по подошве пачек, как правило, крупно-грубозернистых песчаников с линзами гравелитов и конгломератов, либо конгломератов. При наличии последних в основании разреза наблюдаются локальные размывы с амплитудой до 20–40 м.

Обнаженность свиты удовлетворительная. Большая часть выходов свиты на поверхности представлена элювиальными и делювиальными развалами.

Наиболее полно разрез свиты на территории листа представлен в скв. НТ-4, расположенной в 1,5 км к северу от скв. НТ-6 на правом борту р. Лабак [73]. В скважине вскрываются сверху вниз:

1. Четвертичные отложения: глины, суглинки, супеси	48,7 м
Ниже следуют отложения убойнинской свиты	
2. Песчаник кремнисто-слюдисто-карбонатный серого цвета с прослоем аргиллита	5,6 м
3. Песчаник кварцевый зеленовато-серый, цемент слюдисто-карбонатный, слоистость горизонтальная, прослой алевролита	6,2 м
4. Алевролит песчаный кварц-слюдистый черный	1,2 м
5. Песчаник кварцевый зеленовато-серый с прослоями алевролита	4,5 м
6. Песчаник серый кварц-кремнистый крупнозернистый. Цемент поровый слюдисто-кварцевый. Слоистость мелкая косая	8,4 м
7. Алевролит песчаный кремнисто-слюдистый серый с линзами гравелита	9,5 м
8. Песчаник серый, темно-серый кварц-кремнистый цемент поровый слюдистый	3,9 м
9. Песчаник серый, существенно кварцевый, мелкозернистый, стяжения пирита	5,1 м
10. Алевролит темно-серый, до черного с прослойками черного аргиллита. Слоистость пологоволнистая с пиритовой вкрапленностью	6,9 м
11. Углистый аргиллит с линзами угля	1,5 м
12. Алевролит кварцевый черный, участками – зеленовато-серый. Цемент кварцево-слюдистый	4,5 м
13. Песчаник полимиктовый серый средне-крупнозернистый с редкими гальками черных кремней и линзами (5–30 см) конгломератов	14,6 м
14. Песчаник полимиктовый серый с кремнисто-слюдистым цементом, в нижней части прослой конгломерата	5,9 м
15. Антрацит	1,45 м
16. Алевролит черный с прослоями песчаника. Слоистость горизонтальная	3,6 м
17. Алевролит песчаный темно-серого цвета	3,3 м
18. Песчаник кварц-кремнистый темно-серый, до зеленовато-серого с частыми тонкими слоями алевролита до 1 см	7,7 м
19. Углистый аргиллит с флорой	1,6 м
20. Алевролит кварцевый черный с частыми слоями (от 1 до 50 см) песчаника с флорой	4,3 м
21. Алевролит глинисто-углистый черный с флорой	2,7 м
22. Антрацит	0,6 м

23. Аргиллит углистый.....	0,6 м
24. Антрацит.....	0,9 м
25. Углистый аргиллит с линзами угля с флорой	2,7 м
26. Песчаник полимиктовый темно-серый мелко-среднезернистый с линзами конгломератов и прослоями алевролитов	6,3 м
27. Конгломерат кварц-кремнистый светло-серый, в нижней части – брекчированный, в цементе кристаллы пирита	21,3 м
28. Песчаник полимиктовый светло-серый от крупно- до мелкозернистого	4,8 м
29. Алевролит черный	1,5 м
30. Песчаник кварц-кремнистый темно-серый.....	1,5 м
31. Конгломерат кварц-кремнистый светло-серый.....	1,9 м

Общая мощность по данному разрезу 151,3 м. Мощность всей свиты 300 м.

Для убойнинской свиты характерен пестрый набор слагающих ее пород. Конгломераты неоднородны по размерности, степени окатанности и составу. Галька представлена кремнями и кварцитами черными, темно-серыми, светло-серыми и желтовато-серыми (50–70 %) с кварцем светло-серым, молочно-белым, изредка – розовато-серым (20–30 %). В подчиненном количестве (до 10 %) присутствуют гальки вулканитов кислого, редко – основного состава, измененных катаклазированных гранитоидов и лейкократовых умереннощелочных гранитов, песчаников, алевролитов. В конгломератах встречаются окатанные конкреции сидерита и кусочки угля. В отдельных слоях конгломераты состоят на 90–95 % из полуокатанной и угловатой гальки черных и светлых кремней и на 5–10 % из кварца – кремнекlastиты. Галька кремней, кварца, кварцитов и песчаников обычно полуокатанная, реже – хорошо окатана. Галька гранитоидов кислых и основных вулканитов хорошо окатана, эллиптической и почти шаровидной формы. Наполнитель грубозернистый песчаник того же состава.

В песчаниках сортировка и окатанность обломочного материала плохая в грубых разностях и удовлетворительная – в мелко- и среднезернистых. Состав обломков (в %): кварц (40–70), полевые шпаты (20–30), преобладают плагиоклазы (альбит, альбит-олигоклаз), менее развит пелитизированный калишпат, микрокварциты, кремнистые сланцы (10–15), отдельные обломки гранофилов, микрофельзитов. Цемент поровый, соприкосновения глинисто-серицитовый с переменным количеством карбоната, углистого вещества, хлорита и отдельными зернами эпидота. В алевролитах обломочная часть представлена (в %): кварцем (40–60), полевыми шпатами (25–40) и (до 10) микрокварцитами. Цемент серицито-карбонатно-углистый с хлоритом и пиритом. Алевролиты часто содержат конкреции сидерита, вкрапленность пирита. В тяжелой фракции пород убойнинской свиты содержатся (среднее в %): ильменит и магнетит (2,5), пирит и лимонит (7,3), хромит (1,5), лейкоксен (44,5), рутил (2,2), сфен (1,2), циркон (9,4), турмалин (10,2), менее 1 % содержатся апатит, монацит, корунд.

На МАКС отложения убойнинской свиты от других терригенных пермских пород не отличаются. На картах магнитного поля $(\Delta T)_a$ выходы пород свиты характеризуются слабо дифференцированным полем с интенсивностью от –50 до –100 нТл.

Отложения убойнинской свиты формировались в разнофациальных обстановках в эпоху максимального угленакопления. Учитывая более грубый состав нижней части свиты можно предположить их формирование в динамических условиях аллювиальных и прибрежно-морских равнин. Области питания в это время располагались в непосредственной близости, но имеется примесь и дальнепринесенного материала – гранитоиды и вулканиты сходные с докембрийскими образованиями Центрального Таймыра. На фоне аллювиальных равнин существовали обширные болота (марши) благоприятные для торфонакопления с последующим формированием углей. И. С. Грамберг [44] считает, что формирование свиты происходило в лагунно-континентальных и частично в морских условиях. К аналогичному выводу о формировании отложений свиты в условиях опресненных бассейнов периодически заливаемых морем, пришли О. А. Бетехтина и Э. Н. Преображенская [11], изучая обнаруженные в убойнинской свите двусторки и анализируя палеогидрохимические условия убойнинского времени.

Возраст свиты по комплексу развитой в ней флоры раннепермский кунгурский.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Крестьянская свита ($P_{1-2}kr$) выделена М.Н. Пархановым в 1939 г. в бассейне р. Крестьянки [48]. Ее отложения на данном листе картируются на севере площади в районе рр. Дянгур и Демсалера в пределах Угольной и Демсалерской антиклиналей. Небольшие по площади выходы свиты отмечаются в бассейне р. Лабак, где она большей частью перекрыта триасовыми вулканогенными образованиями.

Она сложена алевролитами, песчаниками (иногда конгломератами), аргиллитами с мало-мощными пластами углей. Свита согласно залегает на убойнинской. Нижняя ее граница проводится по смене ритмично чередующихся пород убойнинской свиты пачками чередования в метрах песчаников, алевролитов и аргиллитов крестьянской свиты, содержащими флору ранне-среднепермского возраста.

Наиболее полный разрез свиты в пределах листа вскрывается в скв. НТ-6, расположенной на левом борту р. Лабак, в 5,5 км к западу от оз. Коундей. В скважине вскрываются под переслаивающимися песчаниками алевролитами овражинской свиты мощностью 30,7 м сверху вниз:

1. Ритмичное чередование глинистых алевролитов темно-серых и песчаников серых мелкозернистых.....	3,5 м
2. Ритмичное чередование (в десятках см) глинистых темно-серых алевролитов с полимиктовыми песчаниками серыми. Слоистость в алевролитах горизонтальная, в песчаниках – линзовидно-волнистая прерывистая.....	10,8 м
3. Песчаник полимиктовый мелкозернистый серый. Слоистость неясная линзовидная.....	3,8 м
4. Ритмичное чередование (в десятках см и м) алевролитов серых, темно-серых с прослоями глинистых алевролитов темно-серых с полимиктовыми песчаниками серыми мелко- и среднезернистыми. Песчаники с прерывистой линзовидной слоистостью.....	15,8 м
5. Песчаник полимиктовый серый с кремовым оттенком.....	1,6 м
6. Долерит мелкокристаллический серый.....	0,8 м
7. Ритмичное чередование (в десятках см и м) глинистых алевролитов темно-серых с полимиктовыми песчаниками серыми с кремовым оттенком, слоистость линзовидно-волнистая.....	15,5 м
8. Песчаник полимиктовый серый с кремовым оттенком мелко- и среднезернистый.....	3,9 м
9. Ритмичное чередование (в десятках см и м) алевролитов темно-серых и серых с кремовым оттенком с песчаниками полимиктовыми серыми мелкозернистыми. Слоистость линзовидно-волнистая.....	12,7 м
10. Алевролиты темно-серые и грязно-серые, участками глинистые с примесью углистого материала. В нижней части появляются прослойки песчаника. Слоистость волнистая.....	10,5 м
11. Песчаник полимиктовый серый с кремовым оттенком, в нижней части с линзами желтых разностей....	4,0 м
12. Ритмичное чередование песчаников и алевролитов.....	1,9 м
13. Алевролит глинистый темно-серый со слабым кремовым оттенком неслоистый с конкрециями сидерита.....	7,8 м
14. Песчаник серый со слабым кремовым оттенком мелкозернистый. Слоистость линзовидно-волнистая.....	3,9 м
15. Ритмичное чередование (по 0,5–0,7 м) темно-серых глинистых алевролитов и серых крупнозернистых алевролитов. В основании ритмов (по 0,3–0,4 м) песчаники кремово-серые мелкозернистые неслоистые.....	9,6 м
16. Песчаник серый мелкозернистый в верхней части, внизу до среднезернистого. Слоистость линзовидно-волнистая.....	2,9 м
17. Ритмичное чередование (в десятках см) алевролитов и песчаников.....	3,9 м
18. Ритмичное чередование (в долях м) серых крупнозернистых алевролитов и темно-серых глинистых алевролитов.....	4,3 м
19. Песчаник кварцевый среднезернистый, до крупнозернистого, в нижней части серый.....	3,2 м
20. Алевролит темно-серый со слабым коричневым оттенком с прослоями (по 5–15 см) крупнозернистого алевролита.....	16,4 м
21. Песчаник полимиктовый мелко-среднезернистый серый, цемент глинистый контактовый.....	4,5 м
22. В верхней части алевролит темно-серый с коричневым оттенком, плавно переходящий в серый полимиктовый песчаник.....	7,9 м
23. Ритмичное чередование (по 10–15 см) песчаника полимиктового мелкозернистого серого и алевролита темно-серого. Слоистость линзовидно-волнистая.....	7,7 м
24. Ритмичное чередование (в см) алевролита темно-серого с коричневым оттенком и песчаника полимиктового мелкозернистого серого. Слоистость от горизонтальной до линзовидно-волнистой.....	10,2 м
25. Ритмичное чередование в верхней части (4,4 м) алевролитов крупнозернистых глинистого темно-серого и кремово-серого, ниже песчаник полимиктовый мелко-среднезернистый серый.....	5,2 м
26. Ритмичное чередование (в десятках см) алевролитов серых с кремовым оттенком и песчаников серых с линзовидно-волнистой слоистостью.....	5,9 м
27. Ритмичное чередование (в см) крупно- и мелкозернистых алевролитов серых и темно-серых с кремовым оттенком.....	3,7 м
28. Пласт антрацита (K _a).....	0,9 м
29. Чередование алевролита темно-серого с песчаником полимиктовым серым с кремовым оттенком, цемент поровый кремнисто-слюдистый.....	4,0 м
30. Чередование (в долях м) мелко- и крупнозернистых алевролитов темно-серых с коричневым оттенком. Слоистость в верхней части линзовидно-волнистая, в нижней – горизонтальная.....	7,9 м
31. Пласт антрацита (K _a).....	1,1 м
32. В верхней части темно-серые алевролиты, постепенно переходящие в мелкозернистый песчаник, в нижней части – крупнозернистый кварц-полевошпатовый песчаник.....	5,9 м
33. В верхней части темно-серые алевролиты, постепенно переходящие в мелкозернистый песчаник, в нижней части – крупнозернистый кварц-полевошпатовый песчаник.....	9,5 м
34. В верхней части (2 м) глинистый алевролит темно-серый с коричневым оттенком с примесью органиче-	

ского вещества, ниже – чередование (в см) алевролитов и песчаников	5,2 м
35. Алевролит темно-серый с коричневым оттенком неслоистый	2,9 м
36. Алевролит темно-серый с кремовым оттенком, в нижней части чередуется с серыми песчаниками	4,5 м
37. Песчаник серый с кремовым оттенком мелкозернистый с редкими прослоями (по 5–8 см) алевролитов темно-серый с коричневым оттенком	5,3 м
38. В верхней части (0,5 м) алевролит темно-серый с коричневым оттенком неслоистый, ниже – чередование (8 см) алевролитов с песчаниками мелкозернистыми серыми	3,5 м
39. Песчаник полимиктовый кремово-серый среднезернистый в верхней части, до крупнозернистого – в нижней части (0,6 м), алевролит темно-серый	4,2 м
40. Пласт антрацита (K _a)	0,4 м
41. Алевролит темно-серый с коричневым оттенком	1,8 м
42. Песчаник полимиктовый серый от мелко- до крупнозернистого. Слоистость линзовидная, линзовидно-волнистая. Цемент кремнисто-слиудистый. В песчанике прослой (до 0,2 м) углистого алевролита	10,2 м
43. Алевролит темно-серый с коричневым оттенком с редкими отпечатками листовой флоры, слоистость неясная линзовидная	6,5 м
44. Пласт антрацита (K _a)	0,6 м
45. Алевролит темно-серый неслоистый мелкозернистый	3,6 м
46. Углистый алевролит	0,5 м
47. Алевролит темно-серый мелкозернистый. В нижней части крупнозернистый с линзовидной слоистостью	4,5 м
48. Песчаник полимиктовый серый с кремовым оттенком мелкозернистый. Слоистость линзовидная	4,0 м
49. Алевролит мелкозернистый глинистый темно-серый с коричневым оттенком с редкими отпечатками листовой флоры неслоистый	9,8 м
50. Чередование (по 2–5 см) глинистых алевролитов темно-серых с глинистым оттенком с крупнозернистыми алевролитами серого цвета	3,8 м
51. Алевролит темно-серый с коричневым оттенком мелкозернистый с прослоями до 10 см крупнозернистого алевролита с волнистой слоистостью. В нижней части (0,8 м) алевролиты глинистые	6,0 м
52. Чередование (по 8–10 см) алевролитов темно-серый крупнозернистых с горизонтальной слоистостью с глинистым неслоистым алевролитом	4,6 м
53. Пласт антрацита (K ₂)	3,9 м
54. В верхней части алевролит темно-серый с линзами угля, ниже – переслаивание песчаников и алевролитов	4,3 м
55. Песчаник полимиктовый серый, до светло-серого мелко-среднезернистый. Слоистость линзовидная. В основании слоя линзы и прослой (до 3 см) черного алевролита	7,0 м
56. Песчаник полимиктовый, в верхней части (1,2 м) серый, до светло-серого с линзами и прослоями (по 0,5–0,8 м) черного алевролита, с линзовидно-волнистой слоистостью. Ниже песчаник серый мелко-среднезернистый неслоистый	8,6 м
57. Песчаник кварцевый серый с линзами и прослоями алевролита и с линзовидно-волнистой слоистостью с вкрапленностью пирита	8,3 м

Мощность вышеприведенного разреза 347,3 м. Ниже вскрыты песчаники, алевролиты и угли убойнинской свиты мощностью 25,2 м. Общая мощность крестьянской свиты может достигать 460 м

Для пород крестьянской свиты характерна плохая сортировка и обработанность материала. Состав их полимиктовый. В песчаниках плохая сортировка и окатанность обломочного материала. Они сложены (в %): кварцем (40–60), полевыми шпатами (15–25) и обломками пород (30–50), из которых характерны: микрокварциты, кремнисто-серицитовые и глинистые сланцы, кислые эффузивы (микрофельзиты) и измененные эффузивы среднего (?)–основного состава, алевролиты и аргиллиты. Цемент поровый, пленочный и базальный хлоритово-глинистый с примесью карбоната. Сортировка и окатанность зерен в алевролитах также плохая; часты остроугольные обломки песчаной размерности.

На картах магнитного поля (ΔT)_a ее выходы не имеют четкого отражения и выражаются полем интенсивностью от –50 до –100 нТл.

Отложения свиты формировались в условиях прибрежных равнин с разнофациальной обстановкой. Алевролиты и аргиллиты, торфяники формировались в полуотшнурованных засоленных лагунах, на что указывает обилие конкреций сидерита. Песчаники представляют собой, судя по сортировке и окатанности материала, образования обширных пойм на прибрежных аллювиальных равнинах с удаленной областью сноса материала.

Возраст крестьянской свиты определяется ее положением в разрезе и по находкам ископаемой флоры, характерной для уфимско-казанского времени нижней–средней перми. Обширные списки флоры, характерные для крестьянской свиты, приведены в работах Ю. Г. Гора [43], И. С. Грамберга [44]. Возрастным аналогом крестьянской свиты на Восточном Таймыре является байкурская свита. В. И. Устрицкий и Г. Е. Черняк [33] выделяют на этом уровне байкурский биостратиграфический горизонт.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Овражнинская свита (P₂ov). История появления овражнинской свиты довольно сложная и продолжительная. М. Н. Пархановым в 1940 г. на побережье Енисейского залива были выделены две свиты макаревичская и бражниковская. Их названия отвечали местам расположения их стратотипов на мысах Макаревича и Бражникова. В 1941 г. В. П. Тебеньков и Н. А. Шведов объединили две свиты М. Н. Парханова в единую макаревичско-бражниковскую свиту [17].

Тематическими исследованиями В. Е. Сивчикова [51] по характеру разреза, слагающих его пород и по определению органических остатков была доказана аналогия разрезов мысов Макаревича и Бражникова. В состав нижней (макаревичской части), объединенной В. П. Тебеньковым и Н. А. Шведовым, свиты многие исследователи включали разрез терригенных отложений, содержащий угольные пласты, занимающий положение выше образований крестьянской свиты, но ниже таковых – бражниковской. Поводом для этого послужило наличие в разрезе зеленоокрашенных песчаников, окраска которых была обусловлена присутствием вулканомиктового материала.

При проведении поисковых работ на уголь в пределах Сырадасайской структуры были получены данные о наличии несогласия между терригенно-угленосными образованиями, так называемой, макаревичской и вулкано-терригенными безугольными отложениями бражниковской, в первоначальном ее понимании, свитами [74]. Не вдаваясь в исторический экскурс, авторами принята следующая модель. На породах крестьянской свиты лежат терригенно-угленосные образования, которые авторы, вслед за В. Е. Сивчиковым, выделяют в овражнинскую свиту. Выше овражнинской по разрезу расположены вулкано-терригенные породы бражниковской свиты. Разделом этих двух свит является поверхность несогласия. Название «макаревичская», принятое в серийной легенде, авторы предлагают упразднить, т. к. состав ее не отвечает составу пород в стратотипе.

Свита сложена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами; содержит пласты каменного угля. Она согласно перекрывает крестьянскую свиту и отличается от нее увеличением роли песчаников, появлением конгломератов, по которым проводится ее нижняя граница. Свита картируется, как и отложения крестьянской свиты, в северной части листа в районе рр. Дянгур и Демсалера в пределах Угольной и Демсалерской антиклиналей. Небольшие по площади выходы свиты отмечаются в бассейне р. Лабак, где она большей частью перекрыта триасовыми вулканогенными образованиями.

Неполный, но непрерывный разрез свиты вскрывается в скв. НТ-5, расположенной в 2,5 км к северу от скв. НТ-12. В скважине вскрываются сверху вниз:

1. Четвертичные отложения, суглинки, супеси	10,2 м
Ниже вскрывается разрез овражнинской свиты	
2. Алевролит серый с прослоями песчаника. Цемент глинисто-слюдисто-карбонатный, отмечаются тонкие прослойки мергелей	11,8 м
3. Песчаник полимиктовый серого цвета среднезернистый. Цемент кварцево-слюдистый	3,6 м
4. Алевролит кварц-полевошпатовый серый с кварц-слюдистым цементом	8,0 м
5. Песчаник полимиктовый серый средне-крупнозернистый с карбонатным порово-пленочным цементом	5,6 м
6. Чередование серых глинистых алевролитов и кварц-кремнистых мелкозернистых песчаников	4,4 м
7. Алевролит кварцевый серый на кремнисто-глинистом цементе. Слоистость от линзовидной до горизонтальной	7,4 м
8. Углистый алевролит черный с пластом антрацита мощностью 0,4 м	1,7 м
9. В верхней части чередование алевролитов и песчаников, внизу – песчаник серый мелкозернистый	2,8 м
10. Ритмичное чередование глинистых темно-серых алевролитов и переслаивающихся серых крупнозернистых и мелкозернистых алевролитов. Слоистость линзовидно-волнистая, часто встречаются конкреции сидерита	9,2 м
11. Алевролит серый, до темно-серого. В верхней части неслоистый с конкрециями сидерита. Внизу слоистость горизонтальная	5,8 м
12. Песчаник кварц-кремнистый серый, в верхней части – мелко-среднезернистый, в основании – крупнозернистый. Слоистость линзовидно-волнистая	13,2 м

Общая мощность разреза овражнинской свиты в данной скважине 100,0 м. Ниже залегают отложения крестьянской свиты.

В северной части листа, в истоках р. Мал. Пуры, по р. Мал. Косе-Бигайгай и р. Кирса в отложениях свиты появляются пласты каменного угля мощностью от 0,1 до 2,0 м и содержатся многочисленные отпечатки позднепермской флоры: *Cordaites cf. insignis* (Radcz.) S. Meyen,

C. sp. candalepensis (Zal.) S. Meyen, *C. punctulatus* Gluch., *C. sp.*, *Rufioria cf. sunensis* (Neub.) S. Meyen, *R. ex gr. meyenii* Gluch., *Paracalamites iljinskiensis* Gorel., *Martjanowskia baidajevae* Radcz., *Koretrophyllites* sp. (определения Л. В. Глуховой). В бассейне р. Угольной мощность свиты составляет уже 506–565 м; в ее разрезе содержится 15 угольных пластов мощностью от 0,2 до 3,4 м [73] и обильные отпечатки позднепермской флоры [43]. Принятая мощность свиты 600 м.

Породы овражнинской свиты по своему составу полимиктовые плохо сортированы по размерности и по степени окатанности. Конгломераты и гравелиты серой окраски с оттенками зеленоватого и желтоватого цвета от крупногалечниковых до мелкогалечниковых. Галька в конгломератах представлена (в %): светлыми и черными кремнями (35–50), кварцем (35–40), песчаниками и алевролитами (5–10), кремнистыми, углисто-кремнистыми и глинистыми сланцами (0–5); встречаются (до 1–3) измененные кислые, реже основные вулканиты и лейкократовые умереннощелочные гранитоиды и катаклазированные граниты, сходные с верхнерифейскими Центрального Таймыра.

Песчаники плохо сортированы по окатанности обломков и по размерности, количество зерен песчаной фракции – от 50 до 70 %. По составу они представлены (в %): кварц и кремнистые обломки (40–50), полевые шпаты (10–30) – кислые и средние плагиоклазы в различной степени серицитизированные, реже – калиевый шпат (пелитизированный микроклин). Обломки пород (10–30 %) – алевролиты, аргиллиты, сланцы глинистые, кремнисто и слюдисто-кремнистые; часты обломки микрокварцитов, микрофельзитов, реже – измененных вулканитов основного состава. Цемент поровый, пленочный и смешанный карбонат-хлорит-серицитовый, участками загрязненный углистым веществом. В алевролитах в обломках преобладают кварц и кремнистые сланцы (60–70 %), плагиоклазы (10–20 %) и калиевые шпаты (до 10–15 %). Цемент серицит-хлоритовый с примесью карбоната, эпидота и цоизита.

В породах свиты в тяжелой фракции содержатся (среднее в %): ильменит (1,5), магнезит (1,2), пирит и лимонит (4,5), роговая обманка (1,1), пироксены (1,5), гранат (от 3,8 до 20–40), турмалин (4,7), лейкоксен и анатаз (40–48), эпидот (1,3), хромит (0,5), циркон (10–12), апатит (2,5–3); в незначительном количестве (менее 0,5 %) присутствует сфен, рутил, корунд, хлоритоид, глаукофан. В легкой фракции (в %): кварц (40–75), калиевый полевой шпат (8–12), плагиоклазы (10–12), кремнистые сланцы, микрокварциты (5–8).

По аэрофотоматериалам отложения свиты не отличаются от других пермских терригенных отложений. На картах магнитного поля (ΔT)_a породы овражниковской свиты характеризуются неотчетливо выраженным полем интенсивностью от –50 до –100 нТл.

Формирование отложений свиты происходило в условиях аллювиальных равнин с неглубокими озерами, где формировались алевролитистые осадки и незначительное количество торфяников. Увеличение угленосности свиты происходит с юго-запада на северо-восток; синхронная овражниковской свите черная, содержит значительное количество пластов каменного угля рабочей мощности.

Возраст свиты на основании вышеприведенных растительных остатков определяется среднепермским, уржумским. Ее возрастным аналогом на Восточном Таймыре является черная свита. В. И. Устрицкий и Г. Е. Черняк [33] выделяют на этом уровне черная свита биостратиграфический горизонт.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Бражниковская свита (P₃b₃ž) выделена М. Н. Пархановым в 1940 г. на побережье Енисейского залива. Она с несогласием залегает на подстилающих ее терригенно-угленосных отложениях овражнинской свиты. Выходы ее картируются в виде узких полос в обрамлении лавовых полей на крыльях антиклинальных структур Угольной, Демсалерской, Лабакской. В основании свиты, как правило, залегают полимиктовые пестроокрашенные конгломераты.

Свиту слагают вулканико-миктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, находящиеся в ритмичном переслаивании, конгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы градационно-слоистые и агломератовые, редкие прослои умереннощелочных титанавгитовых базальтов, андезибазальтов. Для свиты характерны фациальная изменчивость и непостоянство мощности.

Разрез бражниковской свиты вскрывается в скв. НТ-29, расположенной на правом борту р. Лабак в 4,5 км к северу от ее устья и приуроченной к южному крылу Лабакской антиклинали. В скважине вскрываются сверху вниз:

1. Четвертичные отложения – суглинки с обломками туфоалевролитов и линзами льда 45,2 м
Ниже следуют отложения бражниковской свиты

2. Песчаник вулканомиктовый с кремовым оттенком от мелкозернистого в верхней части до крупнозернистого – в нижней. Цемент пленочный глинистый	9,2 м
3. Аргиллит алевритистый светлого грязно-серого цвета катаклазированный	6,5 м
4. Чередование песчаников вулканомиктовых серых с кремовым оттенком с туфоалевролитами и аргиллитами серого цвета. Слоистость линзовидная, линзовидно-волнистая. Цемент гидрослюдистый, отмечаются конкреции сидерита	11,6 м
5. Песчаник вулканомиктовый темно-серый мелкозернистый. Цемент глинистый	3,1 м
6. Чередование туфоаргиллитов коричнево-серых с песчаниками полимиктовыми темно-серыми мелко-среднезернистыми с растительным детритом. Слоистость косая в песчаниках и линзовидно-волнистая – в аргиллитах, отмечаются конкреции сидеритов	9,1 м
7. Туфопесчаник полимиктовый в верхней части зеленовато-серый среднезернистый, ниже – темно-серый мелкозернистый, редкие прослои алевролитов. Слоистость волнистая	6,8 м
8. Туфоаргиллит алевритистый зеленовато-серый с прослоями полимиктового песчаника	3,4 м
9. Оливиновый долерит зеленого цвета	1,2 м
10. Песчаник вулканомиктовый темно-серый мелкозернистый с прослоями туфоалевролитов темно-серых с глинистым цементом	7,3 м
11. Песчаник полимиктовый в верхней части темно-серый мелкозернистый, в нижней части – серый крупнозернистый	6,1 м
12. Чередование (в м) аргиллитов темно-серых с туфоаргиллитами алевритистыми зеленовато-серыми и коричневатосерыми, в нижней части отмечаются конкреции сидеритов. В средней части прослой (2 м) углестого аргиллита	10,2 м
13. Туфопесчаник полимиктовый темно-серый с прослоями глинистого алевролита, реже – аргиллита. Слоистость линзовидно-волнистая	11,0 м
14. Песчаник вулканомиктовый светло-серый, до темно-серого мелко-среднезернистый. Цемент пленочный гидрослюдистый и глинистый. Слоистость от линзовидно-волнистой до крупной косой	10,5 м

Общая мощность отложений бражниковской свиты в данном разрезе 106 м. Ниже по разрезу вскрыты терригенные отложения овражнинской свиты. Принятая авторами мощность свиты в пределах данного листа 80–150 м.

На картах изолиний (ΔT)_d отложениям бражниковской свиты соответствуют отрицательные магнитные поля 50–100 нТл. На аэрофотоснимках бражниковская свита имеет матовый ровный фототон, симметрично-ветвящийся рисунок гидросети.

На соседнем с запада листе в породах бражниковской свиты В. В. Круговых [51] выделен палинокомплекс: *Granulatisporites*, *Parvigranulosus*, *Punctatisporites glaber*, *Leiotriletes hetensis* K.-M., *Raistrickia insigna*, *Apiculatisporites micracanthus* (Andr.) Drjag., *Caytoniapites pumilis* Drjag., *Luberisaccites geminus* (Andr.) и другие. По мнению В. В. Круговых он сопоставим с таковыми грамотеинского и верхней части тайлуганского горизонтов Кузбасса и гагарьеостровской свитой Тунгусской синеклизы.

На основании вышеприведенных данных о возрасте свиты он принимается позднепермским.

Сырадасайская свита (P_{3sd}) выделена Г. И. Старицыной и Н. Н. Нагайцевой в 1975 г. в бассейне одноименной реки, где она представлена наиболее полно. Выходы ее в пределах листа картируются также как и отложения бражниковской свиты в виде узких полос на крыльях антиклинальных структур Угольной, Демсалерской, Лабакской в основании лавовых полей. На образованиях бражниковской свиты она залегает согласно с параллельными контактами.

Свита сложена умереннощелочными титанавгитовыми базальтами, андезибазальтами, трахибазальтами, в подчиненном количестве присутствуют прослои туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, иногда гравелитов и конгломератов полимиктовых. Лавы, как правило, имеют подушечную или шаровую отдельность. Отдельные потоки достигают 40–50 м мощности, но чаще имеют 10–20 м. В подошве подбиты, как правило, залегают 1–2 мощных потока оливиновых титанавгитовых умереннощелочных базальтов. В кровле свиты или в непосредственной близости от нее картируется маркирующий горизонт гигантоплагиофировых оливиновых или оливинсодержащих базальтов.

Наиболее полно разрез свиты в пределах листа вскрыт в скв. НТ-7, расположенной в 6,5 км к запад-юго-западу от оз. Коундей на южном крыле Лабакской антиклинали. В скважине вскрываются сверху вниз:

1. Четвертичные отложения и породы лабакской свиты	83,0 м
Ниже залегают вулканогенные породы, относимые к сырадасайской свите	
2. Умереннощелочной оливиновый базальт плагиофировый трещиноватый, участками окварцованный катаклазированный	8,5 м
3. Умереннощелочной оливиновый базальт с долеритовой структурой, метасоматически измененный, в конце потока катаклазированный	13,2 м
4. Умереннощелочной оливиновый базальт плагиофировый, участками катаклазированный	21,8 м
5. Умереннощелочной оливиновый базальт титанавгитовый плагиофировый с пойкилоофитовой структурой основной массы, участками катаклазированный	17,8 м

6. Умереннощелочной оливиновый базальт с долеритовой структурой, участками катаклазированных.....	15,9 м
7. Умереннощелочной оливиновый базальт плагиофировый титанавгитовый, участками катаклазированных и метасоматически измененный	9,8 м
8. Умереннощелочной оливиновый базальт пойкилоофитовый титанавгитовый	11,8 м
9. Умереннощелочной оливиновый плагиофировый пиритизированный базальт.....	1,9 м
10. Умереннощелочной оливиновый базальт титанавгитовый пойкилоофитовый, в верхней части потока метасоматически изменен, в нижней – катаклазирован	9,3 м
11. Гиалобазальт плагиофировый миндалекаменный слабожелезненный, участками катаклазирован и метасоматически изменен	9,4 м
12. Умереннощелочной оливиновый титанавгитовый базальт с пойкилоофитовой структурой, в верхней части потока катаклазированный	8,5 м
13. Гиалобазальт миндалекаменный	0,6 м

Мощность приведенного разреза свиты 297 м, подошва в данной скважине не вскрыта. Общая мощность свиты по геологическим данным не превышает 440 м.

Лавы сырадасайской свиты характеризуются повышенным, чем лавы вышележащих лабаской и верхтамской свит, радиоактивным фоном (8–13 мкР/ч). На картах изолиний (ΔT)_а отложениям свиты соответствуют отрицательные магнитные поля 50–100 нТл. На аэрофотоснимках сырадасайская свита имеет матовый ровный фототон и полосчатый характер фотоизображения.

Среди эффузивных пород выделяются следующие петрографические разновидности.

Титанавгитовые трахибазальты обладают порфировой структурой и микродолеритовой, интерсертальной, реже гиалопилитовой структурами основной массы. Во вкрапленниках плагиоклаз № 50–70 размером от 0,2×0,8 до 0,4×2,5 мм. Они составляют 1–8 %. Реже во вкрапленниках встречается титанавгит (0,3–1 мм в поперечнике). Состав основной массы: микролиты плагиоклаза (№ 30–55) – 30–60 %; титанавгит – мелкие зерна между микролитами плагиоклаза или ойкокрсты – 10–35 %; оливин, в мелких кристаллах повсеместно с клинопироксеном или заключен в него – 0–7 %; титаномагнетит – 3–10 %; калиевый полевой шпат – 1–4 %; стекло – 5–30 % породы. Акцессорные минералы представлены апатитом в виде тонких игольчатых кристаллов (до 5–7 %). Вторичные изменения: плагиоклаз частично альбитизирован и хлоритизирован, титанавгит чаще всего остается свежим, но иногда нацело замещен агрегатом хлорита, карбоната и рудного минерала. По оливины развиваются минералы группы иддингсит-боулингита. Стекло обычно полностью замещено пелитовым агрегатом, хлоритом, карбонатом, иногда иддингсит-боулингитом.

Умереннощелочные оливиновые лейкобазальты отличаются от трахибазальтов отсутствием калишпата и значительным количеством оливина. Породы обладают чаще всего порфировой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом № 60–75 (1–5 %), достигающим размера 0,5×2 мм и оливином (1–2 %) до 1–1,5 мм в поперечнике. Основная масса имеет офитовую, интерсертальную, реже пойкилоофитовую структуры. Минеральный состав: микролиты плагиоклаза № 40–55 (60–70 %); оливин (7–15 %) – идиоморфные кристаллы размером 0,01–0,4 мм в поперечнике; пироксен (10–25 %) – ксеноморфные или гипидиоморфные кристаллы титанавгита или авгита; вулканическое стекло (3–15 %), титаномагнетит (5–10 %); акцессории: апатит (5 %) в виде тонких игольчатых кристаллов, лейкоксен. Среди умереннощелочных оливиновых лейкобазальтов встречаются гломеропорфиновые разности, где вкрапленники (до 1 %) представлены единичными крупными или сростками кристаллов плагиоклаза (№ 60–80), макроскопически медово-желтого или зеленого цвета, достигающими размеров до 2 см в поперечнике. Плагиоклаз (№ 60–80) имеет таблитчатый габитус и зональное строение. Основная масса имеет микродолеритовую или интерсертальную структуры, реже – пойкилоофитовую.

Андезибазальты обладают порфировой структурой, вкрапленники составляют не более 3–5 % и представлены плагиоклазом № 45 (60 %) в виде двух генераций: таблитчатого размером (1–1,2)×(3–3,5 мм) и лейстовидного размером (0,2–0,5)×(1–3 мм) габитуса; реже – авгитом или титанавгитом (0,1–0,5 мм) и оливином (до 0,3 мм). Основная масса имеет микродолеритовую, интерсертальную, пилотакситовую или гиалопилитовую структуры, реже – офитовую и пойкилоофитовую. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 35–50) – 50–70 %, клинопироксен – 10–35 %, оливин – 1–7 %, вулканическое стекло – 5–20 %, магнетит или титаномагнетит – 1–5 %, иногда до 10 %. Акцессорные минералы представлены апатитом – 1–5 %.

Эффузивные образования сырадасайской свиты относятся к калиево-натриевой и к калиевой сериям умереннощелочного и нормального ряда изверженных пород. Большая их часть, за исключением умереннощелочных лейкократовых базальтов, принадлежит к умеренно глиноземистым разностям. Для эффузивов сырадасайской свиты характерны содержания петрогенных окислов (в %): TiO₂ – 2–3,5; P₂O₅ – 0,2–1,2; Na₂O – 1,8–6,3; K₂O – 0,8–2,9. Они характеризуются

повышенными содержаниями микроэлементов ($n \cdot 10^{-3} \%$): свинца – 0,6–2,58; цинка – 10,5–12,68; титана – 665,0–895,45; лития – 0,61–1,17; бария – 28,33–40,24; бора – 0,77–1,25; фосфора – 148,33–310,7; меди – 3,17–3,36; никеля – 1,77–2,7.

По данным Г. Н. Старицыной [69], Ю. И. Дарагана-Сущева [46], В. Д. Пономарева [61] образования сырадасайской свиты имеют однополярную остаточную намагниченность с отложениями терригенного комплекса верхней перми, что является косвенным подтверждением близости времени их формирования.

Таким образом, вышеперечисленные данные позволяют принять возраст сырадасайской свиты позднепермским – конец дегалинского–гагарьеостровское время (Сибирская платформа).

Бражниковская и сырадасайская свиты нерасчлененные ($P_3b\check{z}-sd$). К этому стратиграфическому подразделению отнесены отложения в виде узких выходов на правом борту р. Дянгур на северном крыле Кырсинской синклинали. Обусловлено это невозможностью разделения на отдельные свиты и необходимостью генерализации по техническим причинам. Мощность нерасчлененных подразделений 600 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Лабакская свита выделена впервые [61] П. А. Бакановым и В. Д. Пономаревым в 1990 г. в бассейне р. Лабак. Свита картируется по всей площади в пределах синклинальных структур, в юго-восточной части листа она перекрывается четвертичными образованиями. Лабакская свита залегает согласно на сырадасайской и представлена базальтами толеитовыми, афировыми, плагиопорфиловыми, полифировыми, пойкилоофитовыми, палагонитовыми, оливин-порфиловыми, оливин-плагиофировыми, пикробазальтами. Потоки обладают шаровой и подушечной отдельностью. Мощность их не превышает 5–10 м, однако в ряде случаев достигает 30–40 м. Верхние части, от $\frac{1}{6}$ до $\frac{1}{3}$ мощности потоков, сложены миндалекаменными базальтами красно-бурого или грязно-зеленого цвета. В подчиненном количестве в составе свиты присутствуют лавобрекчии, туфы, туфопесчаники и туфоалевролиты.

На наиболее хорошо изученных площадях в пределах Коундейской и, частично, Кырсинской синклиналей лабакская свита по составу делится на три подсвиты.

Нижняя подсвита (T_1lb_1) залегает с параллельным контактом на сырадасайской свите. Нижняя граница проводится по кровле последнего потока умереннощелочных титанавгитовых гигантоплагиопорфировых базальтов или андезибазальтов. Часто в основании подсвиты картируется маломощный (первые метры) прерывистый горизонт туфоалевролитов, туфопесчаников или туфов тонкообломочных.

Она сложена мелкоплагиофировыми или полифировыми базальтами, афировыми, афанитовыми. В меньшей степени пойкилоофитовыми базальтами с единичными прослоями андезибазальтов и маломощными линзовидными прослоями туфов и туфопесчаников, туфоалевролитов. Лавовые потоки имеют шаровую и подушечную отдельность, верхние части потоков (от $\frac{1}{6}$ до $\frac{1}{3}$ мощности) – миндалекаменные красно-бурые, кирпично-красные. Миндалины выполнены кварцем, хлоритом, цеолитами, кальцитом. Мощность потоков обычно составляет 3–10 м, исключение – 30–40 м.

В пределах данного листа хорошие разрезы нижней подсвиты отсутствуют. Поэтому ниже приводится разрез с соседнего листа S-44-XXIX,XXX, где находится лектостратотип подсвиты на левом притоке р. Сырадасай, в 4 км и западу от каньона р. Верх. Тамы. Здесь на андезибазальтах сырадасайской свиты залегают (снизу вверх):

1. Базальты мелкоплагиофировые темно-серые с микродолеритовой структурой основной массы.....20 м
2. Базальты афировые с микропойкилоофитовой структурой7,0 м
3. Базальты палагонитовые с микропойкилоофитовой структурой4,2 м
4. Базальты титанавгитовые пойкилоофитовые2,0 м
5. Базальты палагонитовые афировые, два потока мощностью 13,5 и 6,5 м20 м
6. Базальты оливиновые со столбчатой отдельностью, в кровле 2–3 м, микродолеритовые9,0 м
7. Базальты микропорфировые оливин-плагиоклазпорфировые с микродолеритовой структурой основной массы.....20,0 м
8. Базальты плагиофировые с интерсертальной и микродолеритовой структурами образуют три потока мощностью 15, 18 и 14 м, соответственно,.....47 м
- Закрыто по мощности.....50 м
9. Базальты толеитовые плагиофировые оливинсодержащие с микродолеритовой и интерсертальной структурой.....

турами основной массы.....10 м

Мощность нижней подсвиты по разрезу 143,2 м. Мощность подсвиты на изученном листе авторами принята 40–120 м.

Средняя подсвита (T_1lb_2) залегает согласно на нижней подсвите. В ее основании наблюдается прерывистый горизонт (0,5–2 м) туфопесчаников, туфоалевролитов. В составе подсвиты преобладают оливин-порфиновые и оливин-плагифиновые базальты, базальты и оливиновые базальты, пикробазальты. Характерной особенностью средней подсвиты является присутствие расслоенных потоков пикробазальтов с полосчатой текстурой. Это подчеркивается чередованием внутри потока пикробазальтов с таксит-афитовой и микродолеритовой структурами с более стекловатыми базальтами, обладающими гиалиновой гиалопилитовой, вариолитовой структурами. Мощность расслоенных потоков 3–12 м. Обычные лавовые потоки имеют мощность 5–10 м, изредка достигая 30–40 м. В кровле (до $\frac{1}{3}$ мощности) они обладают миндалекаменной текстурой. Миндалины выполнены хлоритом, кварц-халцедоном, цеолитом и кальцитом.

Типичный разрез средней подсвиты вскрывается в скв. НТ-1, расположенной в ядре Коундейской синклинали, в 7 км к северу от северной оконечности оз. Надудотурку. Здесь с глубины 160 м вскрываются сверху вниз:

1. Туф алевритовый литокластический базальтовый.....	0,9 м
2. Базальт оливиновый порфиновый хлоритизированный с пиритом.....	7,0 м
3. Туф оливин-афировых базальтов спекшийся ожелезненный	1,3 м
4. Пикробазальт афировый измененный с прослоем (0,15 м) окварцованного туфа базальтов.....	13,4 м
5. Туфопесчаник с хлорит-слюдисто-карбонатным цементом	2,3 м
6. Пикробазальт афировый.....	6,3 м
7. Туф спекшийся литокластический агломератовый катаклазированный	2,2 м
8. Базальт оливиновый порфиновый, на отдельных участках метасоматически измененный с сульфидной вкрапленностью	21,8 м
9. Пикробазальт порфиновый, в средней части интервала сильно измененный катаклазированный	22,1 м
10. Туф алевро-псаммитовый литокластический.....	0,3 м
11. Лавобрекчия основного состава	2,0 м
12. Базальт оливин-афировый миндалекаменный такситовый измененный	8,0 м
13. Лавобрекчия основного состава	1,1 м
14. Пикробазальт пойкилоофитовый, на отдельных интервалах – порфиновый	19,5 м
15. Лавобрекчия основного состава	1,3 м
16. Туф базальтовый литокластический	0,7 м
17. Базальт оливиновый порфиновый, в нижней части – карбонатизированный	18,0 м
18. Базальт плагифиновый карбонатизированный	2,6 м
19. Туф кристаллолитокластический базальтовый	2,4 м
20. Базальт плагифиновый оливинсодержащий хлоритизированный.....	13,0 м
21. Туф агломератовый базальтовый спекшийся, в нижней половине метасоматически измененный с суль- фидной вкрапленностью	13,0 м
22. Базальт оливин-плагифиновый с долеритовой структурой основной массы, в основании потока мета- соматически измененный, карбонатизированный	22,0 м
23. Туф агломератовый спекшийся литокластический	6,0 м

Мощность средней подсвиты лабакской свиты в данном разрезе составляет 177,2 м. По геологическим данным мощность средней подсвиты варьирует в пределах 100–280 м.

Верхняя подсвита (T_1lb_3). Граница подсвиты с подстилающей подсвитой проводится по кровле последнего покрова пикробазальтов или оливиновых базальтов. В подошве залегают маломощные прослои туфопесчаников, туфоалевролитов или туфов. Подсвита сложена базальтами палагонитовыми, пойкилоофитовыми, афировыми, плагифиновыми, реже встречаются прослои лавобрекчий, туфов, туфоалевролитов и туфопесчаников. Потоки обладают подушечной и шаровой отдельностью, в кровле ($\frac{1}{5}$ – $\frac{1}{3}$ мощности) микродолеритовой структурой. Кровля потоков брекчирована (кластолавы) и окрашена гидроокислами железа в красно-бурые и зеленовато-серые тона. Мощность верхней подсвиты, по геологическим данным варьирует в пределах 60–180 м.

Лабакская свита нерасчлененная (T_1lb) картируется на южном крыле Пясинской брахисинклинали в северной части листа, а также в виде отдельных выходов в центральной и восточной частях листа, где она перекрывается четвертичными отложениями. На данных участках ввиду неудовлетворительной обнаженности вулканы лабакской свиты не расчленены. Мощность нерасчлененной лабакской свиты может достигать 570 м.

Ниже приводится описание наиболее характерных пород лабакской свиты.

Базальты порфиновые обладают микродолеритовой, интерсертальной и гиалопилитовой структурой. Часто миндалекаменной текстурой. Характерно присутствие значительного коли-

чества палагонита (до 25 %) в интерстициях, порах и миндалинах. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 40–70) – 30–50 %, клинопироксен (авгит) – 15–35 %, оливин – 0–10 %, стекло – 5–25 %, магнетит – 1–5 %, апатит – 1–2 %.

Базальты мелкоплагиофировые отличаются от вышеописанных присутствием вкрапленников плагиоклаза (№ 55–80) мелкотаблитчатой и лейстовидной формы размерами 0,5–3,0 мм. Основная масса имеет микродолеритовую и интерсертальную текстуры.

Базальты полифировые отличаются от мелкоплагиофировых присутствием соразмерных с плагиоклазом клинопироксена (1–5 %) и оливина (1–5 %), причем в полифировых базальтах, нижней и верхней подсвет оливин обычно отсутствует.

Базальты пойкилоофитовые. Ойкокрсты представлены авгитом и титанавгитом. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 40–70) – 30–55 %, клинопироксен (авгит) – 25–45 %, оливин – до 5 %, стекло – 5–20 % (иногда палагонит), рудный (магнетит) – 1–3 %; акцессории – апатит.

Базальты оливиновые – это базальты афировые, полифировые оливин-плагиофировые, отличающиеся от вышеописанных повышенным (5–15 %) содержанием оливина, представленного, главным образом, в виде мелких кристаллов в основной массе, реже – во вкрапленниках (1–2 %).

Базальты оливин-порфировые отличаются от оливиновых базальтов большим количеством оливина (15–25 %), достигающим размера во вкрапленниках до 2–3 мм. Основная масса часто имеет такситофитовую структуру.

Пикробазальты обладают, чаще всего, порфировой, иногда пойкилоофитовой структурой. Вкрапленники представлены оливином размером 0,3–2,5 мм в поперечнике – 10–25 %; плагиоклазом (№ 60–80) размером до 0,4×1,5 мм, иногда авгитом (до 3 мм в поперечнике) – 1–3 %. Основная масса имеет такситофитовую, долеритовую, пойкилоофитовую интерсертальную, в расслоенных потоках микробазальтов с полосчатой текстурой – гиалопилитовую и гиалиновую структуры. Минеральный состав: микролиты плагиоклаза – 15–35 %, авгит – 10–35 %, оливин – 15–30 %, стекло – 5–40 %, апатит – менее 1 %, рудный – не более 3–5 %. Для эффузивных пород лабакской свиты характерен палеотипный облик. Вторичные изменения выражены в пелитизации, альбитизации, реже серицитизации плагиоклаза, замещения пироксена, а иногда и плагиоклаза хлоритом, оливина – идингсит-боулингитовым агрегатом или тальком и серпентином в пикробазальтах и оливиновых базальтах, развитием по вулканическому стеклу, хлорита, идингсит-боулингита, пелитового агрегата, реже – карбоната.

Эффузивные породы лабакской свиты относятся к нормальному ряду основных изверженных пород. Большая их часть соответствует среднему составу толеитовых базальтов. Среди прочих эффузивов свиты выделяются оливиновые базальты и пикробазальты средней подсветы, характеризующиеся пониженными содержаниями SiO₂ (44–47 %), Al₂O₃ (11–15 %) и повышенными значениями MgO (7–16,67 %). Эффузивы верхней и нижней подсвет близки по химическому составу, однако, базальты нижней подсветы относятся к калиево-натриевой серии и обладают несколько повышенной титанистостью (TiO₂); базальты верхней – к натриевой серии при общей пониженной щелочности.

Для пород лабакской свиты характерны пониженные содержания микроэлементов (n·10⁻³ %): P – 32–120, B – 0,6–0,75, Ba – 0,21–0,27, Sr – 3,6–5,68, Pb – 0,26–0,52, Zn – 6,8–8,2; повышенные (в особенности для средней подсветы) – Cr – 32,71, Ni – 8,11, Co – 2,56, Cu – 6,1.

Пикробазальты средней подсветы завершают антидромную эффузивную серию, начавшуюся с образованием сырадасайской свиты.

Эффузивы лабакской свиты характеризуются отрицательными магнитными полями на картах изолиний (ΔT)_a интенсивность до –200 нТл. На аэрофотоснимках отложения свиты имеют четкий линейный ступенчатый рисунок и однородный фототон.

Отложения лабакской свиты палеонтологически не охарактеризованы. Ее возраст принимается как раннетриасовый, исходя из положения в разрезе – между позднепермской сырадасайской и раннетриасовой верхтамской свитами, охарактеризованными флорой.

Химические анализы базальтов лабакской свиты приведены в таблице 1.

Верхтамская свита выделена впервые в бассейне р. Верх. Тамы [56]. Отложения верхтамской свиты распространены в северной и западной частях площади в пределах ядер синклинальных структур Коундейской, Кырсинской и Пясинской. Верхтамская свита залегает на лабакской свите с перерывом. В ее основании картируются туфогравелиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, полимиктовые и вулканикомиктовые конгломераты.

По составу свита расчленяется на две подсветы.

Таблица 1

Химический состав пород лабакской свиты

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	54,15	47,94	49,09	47,44	47,16	50,67	48,51	45,81	43,74	46,7	43,32	43,08	45,00	46,64	43,52	44,41
TiO ₂	1,03	1,61	0,96	0,68	1,03	0,95	0,94	0,72	0,76	0,32	0,79	0,73	1,64	1,66	1,57	1,47
Al ₂ O ₃	15,71	17,10	14,47	13,80	13,40	15,65	13,90	13,32	11,24	15,47	11,85	10,94	15,87	16,08	15,33	15,20
Fe ₂ O ₃	0,31	5,76	6,64	2,72	12,56	10,18	11,46	11,28	2,67	3,63	4,29	5,0	7,10	5,10	6,47	5,91
FeO	6,47	5,77	5,10	7,97	-	-	-	-	7,7	5,46	7,49	6,56	7,32	8,35	6,4	6,62
MnO	0,15	0,16	0,17	0,15	0,17	0,16	0,16	0,16	0,17	0,28	0,7	0,16	0,17	0,22	0,18	0,20
MgO	6,78	5,74	8,86	15,12	9,86	7,31	10,48	13,71	15,92	9,83	14,01	16,67	5,46	5,98	6,21	5,99
CaO	10,17	10,46	10,30	8,40	9,94	6,17	9,90	8,06	8,35	10,04	8,47	5,91	11,74	9,00	11,66	11,63
Na ₂ O	2,39	2,98	1,71	1,74	1,51	3,77	1,72	1,65	3,62	2,02	0,45	0,38	2,22	2,81	2,87	2,94
K ₂ O	1,04	0,67	0,68	0,25	0,65	2,22	0,39	0,36	0,16	0,32	0,12	0,23	0,03	0,08	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,08	0,20	0,11	0,08	0,14	0,12	0,09	0,09	0,07	0,07	0,07	0,015	0,12	0,12	0,11	0,11
п.п.п.	1,67	2,21	1,72	2,07	3,59	3,33	3,12	5,07	4,88	5,05	8,3	9,63	2,97	3,23	4,78	4,54
Σ _{эл}	99,95	100,60	99,81	100,42	100,01	100,53	100,67	100,23	99,28	99,69	99,86	99,30	99,64	99,27	99,14	99,05

Примечания. Нижняя подсвита: 1 – р. Лабак, андезибазальт, обр. 530П-4; 2 – р. Кырса, базальт, обр. 63232-5; 3 – р. Кырса, базальт, обр. 53011-10. Средняя подсвита: 4 – оливиновый базальт, обр. 53011-18; 5 – оливиновый базальт, обр. 53052-3; 6 – оливиновый базальт, обр. 53052-4; 7 – оливиновый базальт, обр. 53052-5; 8 – пикробазальт, обр. 53053-1; 9 – пикробазальт, обр. 85137-8; 10 – оливиновый базальт, обр. 88144-2; 11 – пикробазальт, обр. 85149-10; 12 – пикробазальт, обр. 85149-13. Верхняя подсвита: 13 – базальт, обр. НТ-2-329; 14 – базальт, обр. НТ-2-341; 15 – базальт, обр. НТ-3-345; 16 – базальт, обр. НТ-3-425.

Нижняя подсвета (T_1vt_1) сложена туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфогравелитами, туфоконгломератами, туфами, базальтами толеитовыми, пойкилоофитовыми, палагонитовыми, лавобрекчиями. В основании подсветы, чаще всего, залегает пачка переслаивающихся туфов базальтов гравийных, псаммитовых, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов мощностью 8–25 м – бассейны рр. Сырадасай, Верх. Тамы.

Разрез подсветы вскрывается в скв. НТ-3, расположенной у западной рамки листа, в 7 км к северу от оз. Надудотурку в ядре Коундейской синклинали. В скважине в интервале 154,8–276,2 м вскрываются снизу вверх:

1. Туф агломератовый литокластический базальтовый.....	8,0 м
2. Туф алевритовый кристалловитрокластический базальтовый хлоритизированный	8,0 м
3. Базальт пойкилоофитовый миндалекаменный	9,0 м
4. Базальт гломероплагифирировый с прослоями (от 0,7 до 1,4 м) туфов	32,0 м
5. Базальт оливиновый плагиофирировый.....	5,0 м
6. Базальт плагиофирировый	9,0 м
7. Базальт оливиновый плагиофирировый.....	5,0 м
8. Базальт пойкилоофитовый оливиновый	5,0 м
9. Базальт оливиновый плагиофирировый с долеритовой структурой основной массы	10,0 м
10. Базальт оливиновый пойкилоофитовый	11,0 м
11. Лавобрекчия основного состава	10,0 м

Описанная часть нижней подсветы верхтамской свиты составляет 114 м. Общая мощность нижней подсветы составляет 120–200 м.

В туфопесчаниках, туфоалевролитах на соседнем с запада листе S-44-XXIX,XXX встречены отпечатки: *Pecopteris* ex gr. *crenata* Pryn., *P. sp.*, *Cladophlebis* sp., *C. angusta* (Heer), *C. ex gr. jeni-seica* Pryn., *Tersiella* sp., *T. belousovae* Radcz., *T. leptophylla* Mogutch., *Neokoretrophyllites* aff. *evenkorum* (Pryn.), *N. ex gr. evenkorum* (Pryn.), *Voltzia* sp., *Kchonomakidium* sp., *Madygenia* cf. *borealis* Radcz., *Sphenopteris* ex gr. *kirjamkensis* Pryn., *Elatocladus?* sp., *Neoannularia* aff. *evenkorum* (Pryn.) Mogutch., *Boreopteris evenkensis* Mogutch., *Peltaspermum* sp. (определения Н. К. Могучевой).

Верхняя подсвета (T_1vt_2) залегает с параллельными контактами на нижней подсвете. В ее основании присутствуют 1–3 покрова гломеропорфирировых базальтов, являющихся маркирующим горизонтом. Подсвета сложена базальтами толеитовыми афирировыми, плагиофирировыми, пойкилоофитовыми с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, туфов псаммитовых и гравийных. Лавовые потоки имеют ярко выраженную столбчатую отдельность, что является отличительной особенностью верхней подсветы.

Частичный разрез верхней подсветы приводится по данным бурения вышеотмеченной скв. НТ-3. Здесь на лавобрекчиях нижней подсветы залегают в интервале 7,2–154,8 м снизу вверх:

1. Базальт гломероплагифирировый, в нижней части метасоматически измененный глинизированный	18,0 м
2. Базальт пойкилоофитовый оливиновый	15,0 м
3. Базальт с долеритовой структурой оливиновый	13,0 м
4. Базальт оливиновый пойкилоофитовый	5,0 м
5. Базальт пойкилоофитовый	17,0 м
6. Базальт оливиновый пойкилоофитовый	11,0 м
7. Базальт с микродолеритовой структурой миндалекаменный оливиновый	6,0 м
8. Туф агломератовый базальтовый	2,4 м
9. Базальт пойкилоофитовый оливиновый	24,0 м
10. Лавобрекчия основного состава	5,0 м
11. Туф агломератовый базальтовый	2,0 м
12. Туф алевро-псаммитовый литокристалло-витрокластический карбонатизированный и цеолитизированный	14,0 м
13. Туф агломератовый базальтовый	1,2 м
14. Глыбы и щебень базальтов (элювиальный слой)	1,7 м

Мощность верхней подсветы в этом разрезе составляет 115,1 м. Максимальная мощность подсветы по геологическим данным достигает 300 м.

Верхтамская свита нерасчлененная (T_1vt) картируется в отдельных, незначительных по площади выходах в центральной части листа среди перекрывающих их четвертичных образований. Здесь ввиду недостаточной обнаженности свита не подразделяется на подсветы. Мощность ее принята 500 м.

Среди эффузивных пород верхтамской свиты наиболее типичными являются базальты афи-

ровые, пойкилоофитовые и плагиофировые. Базальты верхтамской свиты отличаются наиболее кайнотипным обликом. В отличие от таковых лабакской свиты, афировые базальты имеют чаще всего микроделеритовую или интерсертальную структуры, пойкилоофитовые более раскристаллизованы с размером ойкокрис до 1 см в поперечнике.

Характерными для верхней подсвиты верхтамской свиты являются гломероплагиопорфирные базальты, содержащие до 20 % вкрапленников плагиоклаза (№ 55–80) в сростках размером до 1–3 см в поперечнике с незначительным (до 3–5 %) количеством более мелких вкрапленников оливина.

Базальты верхтамской свиты объединяются в одну слабодифференцированную натриевую серию слабо выраженной антидромной направленности. Породы характеризуются пониженным содержанием щелочей, особенно калия, повышенным – глинозема. Верхняя подсвита отличается от нижней меньшим содержанием TiO_2 (0,90–1,50 %), большим – глинозема (16,00–21,50 %) и дальнейшим уменьшением количества K_2O (0,15–0,40 %) при общем понижении суммы щелочей.

Для эффузивов верхтамской свиты характерны относительно высокие содержания микроэлементов ($n \cdot 10^{-3}$ %) Cu – 8,00–13,75, Zn – 8,00–12,10, Co – 2,09–3,36, Cr – 7,23–16,23, Ni – 4,23–7,99 и пониженные – Li (0,28–0,30), Ba (22–27), Sr (9,5–10,41), B (0,50–0,84), P (67,33–78,91).

Химические анализы пород верхтамской свиты приведены в таблице 2.

Таблица 2

Химический состав пород верхтамской свиты

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47,28	46,99	46,90	47,35	49,24	47,01	48,34	48,50	49,82	49,73
TiO ₂	1,42	1,06	1,29	1,39	1,60	1,36	0,99	1,74	1,17	1,18
Al ₂ O ₃	15,74	18,69	17,98	17,34	16,38	15,66	16,70	16,29	15,53	15,78
Fe ₂ O ₃	7,15	5,44	7,05	7,42	10,62	7,71	6,38	4,43	2,64	3,3
FeO	6,73	5,60	5,35	5,94	-	6,25	4,6	5,74	6,29	6,15
MnO	0,20	0,17	0,16	0,15	0,20	0,17	0,14	0,22	0,18	0,18
MgO	6,42	4,76	5,59	5,19	6,55	5,98	6,35	6,58	7,77	7,13
CaO	10,74	8,10	10,84	11,29	10,86	10,60	10,48	10,74	11,16	11,43
Na ₂ O	2,45	3,07	2,51	2,32	2,72	2,15	2,42	2,70	2,11	2,83
K ₂ O	0,21	0,87	0,50	0,12	0,36	0,15	0,85	0,47	0,58	0,30
P ₂ O ₅	0,18	0,18	0,18	0,19	0,12	0,16	0,21	0,22	0,08	0,14
п.п.п.	2,15	4,71	2,06	1,96	1,62	3,07	2,87	2,44	2,23	1,35
Σ _{эл}	100,67	99,64	100,41	100,66	100,27	100,27	100,33	100,07	99,56	99,50

Примечания: 1 – гломероплагиофировый базальт, обр. 63249-2; 2 – гломероплагиофировый лейкобазальт, обр. 63248-4; 3 – плагиофировый базальт, обр. 63247-3; 4 – плагиофировый базальт, обр. 63247-2; 5 – базальт, обр. 53043-1; 6 – пойкилоофитовый базальт, обр. 53026-5; 7 – плагиофировый базальт, обр. 53027-8; 8 – базальт, обр. 53080-15; 9 – базальт, обр. 53080-19; 10 – базальт, обр. 53080-25.

Верхтамская свита характеризуется положительными магнитными полями на картах изолинии (ΔT)_а. Отложения верхтамской свиты хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках, они обладают четким полосчатым рисунком, обусловленным чередованием лавовых потоков со светлым фототонном и вулканогенно-осадочных пород, обладающих темным матовым фототонном. Отдельные потоки базальтов трассируются на десятки километров и могут служить хорошими фотомаркерами.

Возраст верхтамской свиты определяется раннетриасовым на основании вышеуказанных флористических определений.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения имеют широкое распространение на площади листа вследствие его приуроченности к переходной зоне от гор Бырранга к Северо-Сибирской низменности. Часть территории листов входила в площадь ГГС-50. Здесь пройдено несколько буровых профилей, вскрывших четвертичные образования на полную мощность – до 133 м.

По возрасту среди четвертичных отложений выделены следующие стратиграфические подразделения: средний неоплейстоцен, верхний неоплейстоцен, представленный казанцевским и

муруктинским, каргинским и сартанским горизонтами, а также голоценовые образования.

По генезису выделяются: аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерные, палюстринные, ледниковые, ледниково-морские и морские фации. В полях развития коренных пород распространены элювиальные, делювиальные и солифлюкционные, солифлюкционные образования.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее звено

Морские и ледниково-морские образования (m,gmQ_{II}*; m,gmII). К ним отнесены наиболее древние в районе морские и ледниково-морские образования, которые залегают в подошве новейших образований, вскрываются в естественных разрезах вблизи уровня моря и образуют почти сплошной цоколь для более молодых отложений до абсолютных высот 130–140 м. На этих высотах все разрезы этого стратогена представлены базальными галечниками, песками и глинами в трансгрессивном наслоении.

Ниже приводится разрез, полученный по скв. 5, расположенной на водоразделе рек Лабак и Коундей, учитывая его важность как одного из опорных для всей территории Таймыра на ближайшие годы. Альтитуда скважины – 147 м, она вскрывает с поверхности валообразную возвышенность Урочища Железный хребет:

0,0–4,0 м – казанцевско-муруктинские морские отложения – галечная пачка, представленная слоистыми галечно-валунными образованиями. Связующий материал – суглинок, до глины желтовато-серого, коричневатого цвета в количестве от 5 до 70 %. Слоистость обусловлена обогащением отдельных прослоев псефитами до 50–95 % от объема;

4,0–8,8 м – переслаивание песков от тонко- до среднезернистых полимиктовых с супесью желтовато-серого цвета. Мощность прослоев 5–20 см, увеличивается к основанию слоя. Здесь же появляется гравийно-галечный материал в количестве до 20 %. Нижний контакт постепенный;

8,8–28,2 м – глины песчаные темно-серые слоистые за счет регулярных прослоев мелкозернистого полимиктового песка и супеси мощностью 5–20 см. Местами глина неяснотонкослоистая. На интервале 11,3–14,5 м глина неслоистая и содержит небольшое количество гравия и мелких галек базальтов хорошей окатанности. В основании слоя (5,5 м) залегают оскольчатые суглинки серого цвета, содержащие редкий гравийно-галечный материал базальтов;

28,2–59,0 м – супеси серые оскольчатые с прослоями мощностью 0,5–3,5 м гравийного среднезернистого полимиктового песка, тонкослоистых слоистых супесей, редко – суглинков и глин в нижней части интервала. Их слоистость обусловлена вариацией песчаного материала, мощность слоёв – от долей мм до 1–2 см;

59,0–95,0 м – среднеоплейстоценовые (?) отложения максимума трансгрессии, представленные переслаиванием суглинков, алевроитов и глин темно-серого цвета. Мощность слоев обычно составляет 4–5 м, редко – 0,5 и 7,3 м. Отдельные слои содержат до 20 % гравийно-галечного и галечно-мелковалунного материала базальтов хорошей окатанности. Нередко отдельные интервалы мощностью 0,6–4,3 м слоистые, до тонкослоистых. На глубинах 70,0, 73,4, 83,9–84,6 и 90 м содержатся многочисленные обломки раздавленных при бурении тонкостенных раковин двустворок (*Batharca glacialis* и *Arctinula groenlandica*). Нижний контакт постепенный;

95,0–133,0 м – трансгрессивные среднеоплейстоценовые отложения, представленные переслаиванием полимиктовых песков различной зернистости, нередко содержащих гравийно-галечный материал базальтов и песчаников в количестве 30–60 %, реже – щебень базальтов. Мощность слоев обычно составляет 2–4 м. На интервале содержится несколько прослоев супесей и суглинков мощностью 0,6–2,1 м, содержащих многочисленные гальки базальтов хорошей окатанности. В общем, по интервалу количество обломочного материала увеличивается к его основанию;

133,0–139,5 м – элювий темно-серых тонкоплитчатых аргиллитов.

Тяжелая фракция по всему разрезу скважины представлена моноклинными пироксенами, лишь иногда заметно повышается количество ильменита.

Фораминиферы в данном разрезе содержатся в интервале глубин 5,0–88,4 м. Согласно заключению С. А. Гуськова, характер распределения фораминифер по разрезу дает основание судить об их переотложении с чем нельзя согласиться, так как распространение их упорядочено, по крайней мере, в интервале 59–88 м [56]. По систематическому составу это четвертичный комплекс, а находка позднеоплейстоценовой *Retroelphidium atlanticum* на глубине 52 м допускает время отложения этого интервала в казанцевское время.

Один из наиболее полных разрезов четвертичных отложений получен по скважине № 8, вместе с тем он отличается простотой и отчетливой выраженностью литологических пачек. Скважина № 8 заложена на эрозионном останце лагунной поверхности каргинского времени, альти-

* Индекс подразделения на геологической карте.

туда скважины – 72 м абсолютной высоты. Здесь под каргинскими песками (11,9 м), казанцевско-муруктинскими алевритами и глинами (30,8 м) вскрыто:

42,7–58,1 м – средненеоплейстоценовые морские трансгрессивные отложения – пески полимиктовые среднезернистые серые с неявно выраженной слоистостью мощностью 10–20 см, внутри которых наблюдается косяя слоистость. На глубине 55,0 м среднезернистые пески постепенно переходят в тонкозернистые. Тяжелая фракция представлена моноклинным пироксеном. С глубины 49,0 м выделен туруханский комплекс фораминифер: *Criboelphidium goesi*, juv., *C. granatum* juv., *Retroelphidium obesum*, *Cassidulina reniforme*, *Pyrgo* sp. (определения С. А. Гуськова);

58,1–62,5 м – валунно-галечные отложения, связанные супесью светло-серого цвета. Размер валунов базальтов нередко более 20 см, окатанность плохая, количество их до 50 % объема, галек – до 30 %. Тяжелая фракция представлена моноклинным пироксеном. С глубины 61,0 м выделены фораминиферы *Buccella* cf. *hannai arctica*.

Спорово-пыльцевые спектры, полученные по разрезу скв. 4 в интервале 82,0–92,0 м, характеризуются высоким содержанием пыльцы трав (50 %), основной фон создает пыльца полыней (57,0–90,0 %) при участии пыльцы маревых, гвоздичных, верескоцветных. Распространению полынных ассоциаций способствовали, вероятно, холодные и сухие климатические условия. Спектры с глубины 65,5 м наполняются компонентами бореальной растительности за счет уменьшения ксерофитов, увеличивается процент древесных пород (до 26,0 %) и споровых растений (до 46,0 %). Наряду с заносной пылью пихты и ели присутствуют высокоарктические виды плаунов, свидетельствующих о холодных и влажных условиях лесотундры.

Вещественный состав обусловлен составом подстилающих коренных пород, за счет размыва которых и сформировались описываемые образования. Эта взаимосвязь проявляется как в петрографическом составе обломочного материала, так и в минералогическом составе тяжелой фракции псаммитов и алевритов, который представлен в основном моноклинными пироксенами на фоне которых изредка повышается относительное количество алеврита, очень редко барита и пирита. Легкая фракция представлена кварцем, меньше калиевого полевого шпата, плагиоклазов. Глинистая фракция представлена преимущественно монтмориллонитом. Связь с подстилающими коренными породами проявляется и в геохимическом фоне [56].

Отложения данного стратогена вскрыты в наиболее глубоко врезанных долинах рек Пура и Сангфалянгка, как это предполагал ранее Н. Э. Гернгардт [42]. Здесь они слагают нижнюю часть обнажений. Так, в опорном обнажении № 11 на правом берегу р. Сангфалянгка, в основании обнажения высотой до 26 м вскрываются (снизу вверх):

1. Супеси темно-серые оскольчатые, содержащие до 10 % галечно-валунного материала хорошей окатанности, в верхней части содержат немногочисленные обломки раковин двустворок. Из слоя выделены фораминиферы *Cassandra* cf. sp., *Grabratella* sp., *Retroelphidium* cf. *subclavatum*, последний характерен для туруханского комплекса (определения Л. К. Левчук).....5,0 м
2. Пески полимиктовые тонко-мелкозернистые с редкой галькой базальтов2,0 м
3. Песчано-гравийно-галечно-валунные отложения. Песок среднезернистый полимиктовый занимает до 30 % объема породы1,0 м

В составе тяжелой фракции доминирует моноклинный пироксен при повышенных содержаниях ильменита и роговой обманки.

Сверху перекрываются казанцевско-муруктинскими и каргинскими отложениями. В целом мощность данных отложений изменяется от нескольких метров до первых десятков метров, достигая по разрезу скважины № 5 74,0 м.

Средненеоплейстоценовый возраст данных образований подтверждается микрофаунистическими определениями и ЭПР-датировками, полученными в последнее время: 316–336, 289, 268–235 тыс. лет [6, 23].

Генезис их морской и ледниково-морской на основании закономерного строения разрезов, особенностей вещественного состава, содержащихся в них фораминиферах.

Верхнее звено

Отложения верхнего неоплейстоцена широко распространены на территории. Выделены предполагаемые ледниковые муруктинские, казанцевско-муруктинские и каргинские морские отложения, сартанские морские, озерные и озерно-аллювиальные отложения.

Муруктинский горизонт. В пределах характеризуемого листа *предполагаемые ледниковые образования* (gQ_{III}mr?; glllmr?) слагают водоразделы в обрамлении Надудотуркинской и Лабакской тектонических впадин на абсолютных высотах более 200 м. Ранее на этом высотном

уровне выделялись террасовые морские и ледниково-морские санчуговские отложения. С поверхности они обычно перекрыты маломощными склоновыми супесями серовато-коричневого цвета с гравийно-галечным материалом и редкими валунами.

Более или менее изученный разрез находится в верховьях р. Ленва на листе S-45-XXI,XXII, где отложения на абсолютной высоте 220 м, отнесенные к среднему неоплейстоцену, представлены песками полимиктовыми крупнозернистыми, до грубозернистых серыми, содержащими обломки ракушки, переслаивающимися с мелкозернистым полимиктовым песком и серой супесью вскрытой мощностью 6 м. Сверху они прикрыты маломощными галечниками. Из песков выделен спорово-пыльцевой спектр «тундростепей», не имеющих аналогов в современной растительности. Климат был холоднее современного, сухой. Пески содержат также фораминиферы *Criboelphidium cf. goesi* (Shchedrina) (определение В. П. Саенко). Эта форма не известна в отложениях древнее нижнего неоплейстоцена [63].

В пределах листа, в единственном опорном обнажении № 7 на этом гипсометрическом уровне, верхнюю часть разреза слагают пески полимиктовые мелкозернистые светло-серые с редким гравием базальтов и щебнем каменных углей видимой мощностью более 5,0 м, сверху они прикрыты песчано-гравийно-галечными отложениями мощностью до 1,0 м. Окатанность обломочного материала средняя, по составу представлены базальтами, известняками, песчаниками, алевритами, местными гранитоидами, кварцем.

Отложения, занимающие аналогичную геоморфологическую позицию, на севере Таймыра различными исследователями относились к плиоцену, среднему неоплейстоцену, эоплейстоцену, нерасчлененным плиоценовым–нижне- и среднееоплейстоценовым образованиям, сартанскому горизонту [19, 24, 39, 51, 57, 63, 65, 67, 74]. Проблематичен и их генезис, который этими же авторами считается морским, ледниково-морским, ледниковым и водно-ледниковым.

Видимая мощность отложений оценивается в 10 м.

Казанцевский–муруктинский горизонты. К данному стратогену отнесены *морские террасовые регрессивные отложения* (mQ_{III}kz–mr; mlllkz–mr), залегающие на гипсометрическом уровне 120–200 м. В пределах характеризуемых листов наиболее широко развиты по периферии впадин, очерчивая их границы.

Разрезы террасовых образований наиболее полно были изучены по скв. 5 (см. выше). Обычно они имеют трехчленное строение: в основании залегает глинистая пачка мощностью до первых десятков метров. Средняя часть сложена песчаной пачкой мощностью до 10 м, завершает разрез маломощная пачка галечников. Вышеописанный характер разреза встречается в основном на абсолютных отметках 120–160 м. Вышерасположенные разрезы вскрывают прибрежно-морские фации горизонтов, которые характеризуются относительно небольшой мощностью и упрощенным строением.

Наиболее типичным разрезом прибрежно-морских образований этого возраста является разрез по скважине № 1, где сверху вниз вскрываются (альтитуда 185 м):

0,0–5,0 м – пески алевритовые коричневато-серые, содержащие до 20 % от объема дресвы, щебня и плохоокатанных галек базальтов;

5,0–11,6 м – пески алевритистые коричневато-серые, содержащие до 5 % от объема дресвы, щебня и угловатой гальки базальтов.

По всему разрезу скважины в небольшом количестве встречаются раковинки фораминифер, в том числе с глубины 1,0 м встречаются раковинки *Retroelphidium boreale*, характерные для казанцевского горизонта [56].

Несколько иной тип разреза погребенных казанцевско-муруктинских отложений вскрыт скважиной № 7. Он в целом представлен более грубыми осадками и, видимо, обусловлен осадконакоплением вблизи выступа коренного цоколя. В разрезе этой скважины (альтитуда – 72 м) под слоистыми каргинскими лагунными и морскими песками, супесями и алевритами мощностью 22,6 м залегают:

22,6–29,5 м – казанцевско-муруктинские морские отложения – слоистые гравийно-галечные осадки, связанные супесью серого цвета. Мощность слоев – 0,2 м, она обусловлена повышением относительного количества гравийно-галечного материала. Окатанность псефитов хорошая и средняя. По составу они представлены в основном базальтами различного состава.

29,5–39,0 м – переслаивание песков от тонко- до среднезернистых полимиктовых, нередко тонкослоистых и косослоистых серого, темно-серого цвета. На интервале содержатся редкие прослои алевритов и супесей, часто тонкослоистых. Мощность прослоев от 0,15 до 0,7 м.

Из интервала 22,6–39,0 м выделены фораминиферы (19 видов) среди которых присутствуют среднеоплейстоценовые *Retroelphidium obesum* (Gudina), *R. subclavatum* (Gudina) и позднене-

оплейстоценовые *Retroelphidium atlanticum*, *R. boreale*.

Ниже залегают трансгрессивные среднелепесточные отложения, представленные слоистыми гравийно-галечно-валунными осадками с супесью серого цвета мощностью 28,3 м, содержащие фораминиферы *Retroelphidium obesum*, *R. subclavatum*, характерные для туруханского комплекса.

В Наркайской депрессии к описываемым отложениям в разрезах скважин № 8 и др. отнесена глинистая пачка, представленная глинами, алевролитами и суглинками с небольшим участием песков и супесей, нередко ленточно-слоистыми.

Спорово-пыльцевые спектры, изученные по разрезам скважин, свидетельствуют о сухом перигляциальном климате времени осадконакопления, а по разрезам скважин №5 и 9, вскрывших наиболее полные разрезы этих горизонтов, намечается некоторое смягчение климата [56, 73].

Минеральный состав тяжелой фракции казанцевско-муруктинских отложений в целом аналогичен таковому среднелепесточных образований и характеризуется доминированием моноклинных пироксенов, при эпизодически повышенных значениях ильменита, биотита и роговой обманки, что характерно для таких пород-источников, как «сибирские траппы». Аналогичные сведения приводятся и Н. Э. Гернгардом [42], который указывает, что петрографический состав галек как в морских, так «ледниковых и водно-ледниковых» отложений полностью представлен набором местных пород.

Террасовые отложения описываемых горизонтов по долине р. Демсалера (140 м абсолютной высоты) и по р. Ньюдядору (170 м абсолютной высоты) содержат, по данным Ю. Е. Погребницкого [58], фауну двустворок *Mya truncata* L., *Saxicava arctica* L., *Astarte montagui* (Dillwyn.), *Chlamys (Pecten) islandicus* (Muller), *Macoma baltica* (L.), обитающую в верхней сублиторали с температурой воды, судя по присутствию *Pecten islandicus* не живущей сейчас в Карском море, более высокой, чем нынешняя.

Для отложений этого уровня на Северном Таймыре известен ряд несколько определений абсолютного возраста методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), укладывающихся в интервал 59–120 тыс. лет [3, 36, 66], охватывающий полностью казанцевское и муруктинское времена. Одна из этих датировок, а именно в 108,8 тыс. лет характеризует отложения данного возраста, вскрытые в эрозионном окне в районе мыса Входного [36]. В последнее время стала известной уран-иониевая датировка по раковинам с поверхности 200-метровой террасы на междуречье Мамонта и Шренка равная $103 \pm 7,8$ тыс. лет [6]. Авторы на основе многолетних полевых исследований на территории Западного Таймыра пришли к выводу об отсутствии на данной территории следов муруктинского оледенения.

Мощность казанцевско-муруктинских отложений на площади листов достигает 59 м по разрезам скважины № 5.

Каргинский горизонт. Отложения каргинского горизонта слагают нижний ярус аккумулятивного рельефа абсолютной высотой 30–120 м, в сложении которого участвуют морские и лагунные осадки. Они приурочены к восточной и отчасти южной рамкам листа, где формируют террасы абсолютной высотой 100–120, 30–100 м соответственно, последовательно прислоненные друг к другу. Террасы аналогичного генезиса с такими же или близкими отметками тыловых швов довольно широко распространены в пределах Северо-Сибирской низменности [55, 75]. Здесь отложения каргинского горизонта расчленены на три подгоризонта в соответствии с ранее действовавшей местной схемой плейстоцена для Северо-Сибирской низменности. Севернее гор Бырранга каргинский горизонт такого расчленения не имеет и выделяется единая нерасчлененная 30–120 м терраса. Выделение двух стратиграфических районов обусловлено различной историей развития двух частей региона: Северного Таймыра и Северо-Сибирской низменности, начиная с каргинского времени. Граница между районами условно проводится по водоразделу между реками южного и северного стока в горах Бырранга.

Авторы не сочли необходимым вносить изменения в серийную легенду в соответствии с последней схемой в части расчленения каргинских отложений на слои с географическими названиями, считая, что для целей картирования более подходит расчленение на подгоризонты с их четкой геоморфологической привязкой.

В пределах листов в составе каргинского горизонта выделяются нижнекаргинский и среднекаргинский подгоризонты.

Нижнекаргинский подгоризонт. *Морские отложения* (mlllkr.) этого возраста образуют террасу с тыловым швом на 120 м абсолютной высоты в пределах Северо-Сибирской низменности и картируются в интервале высот 100–120 м, а ниже вскрываются в эрозионных окнах обычно под лагунными верхнекаргинскими осадками.

Террасовые образования представлены прибрежно-морскими песками и галечниками мощностью до 20 м, часто с большим количеством древесного плавника по бортам Малопурунской

котловины у тылового шва террасы. Разрезы второго типа обычно представлены пачкой глин, нередко ленточно-слоистых [49, 50, 63, 64].

Наиболее типичный разрез прибрежно-морских отложений вскрыт в опорном обнажении № 10, в низовьях долины р. Лабак (снизу вверх):

1. Мелкозернистые полимиктовые слоистые пески темно-серого цвета, в верхней части с 5–20-сантиметровыми прослоями тонкозернистых песков и супесей >8,0 м
2. Тонкозернистые алевролитистые полимиктовые косослоистые пески желтовато-серого цвета 2,0 м
3. Пляжевые грубослоистые песчано-гравийно-галечные отложения с мелкими валунами хорошей окатанности 2,0 м

Наиболее полный разрез отложений нижнекаргинского подгоризонта был вскрыт скважиной № 4. Здесь (альтитуда – 112 м) под голоценовым палиострием залегают:

- 1,7–2,3 м – гравийно-галечные отложения, связанные супесью серого цвета. Псефиты по составу представлены базальтами, окатанность их от плохой до хорошей, средний размер – 2–3 см;
- 2,3–3,4 м – супеси серого цвета, содержащие до 30 % от объема мелкого хорошо окатанного гравия базальтов. К основанию слоя супеси переходят в слоистые тонкозернистые полимиктовые пески, содержащие до 10 % гравия;
- 3,4–4,0 м – песчано-гравийно-галечные грубослоистые отложения. Слоистость обусловлена изменением цвета песка – коричневатого-серого и серого;
- 4,0–9,5 м – переслаивание полимиктовых песков различной зернистости от тонко- до среднезернистых. Мощность прослоев 5–20 см. К основанию интервала появляются прослои серых суглинков;
- 9,5–15,2 м – ленточновидно-слоистые отложения, представленные переслаиванием песков, супесей и глин мощностью 0,5–3,0 см, содержащих регулярные пропластки растительного детрита мощностью 0,3–0,8 см. С глубины 10,0 м выделены текамебы *Pseudodiffugia* sp. и пресноводные остракоды, свидетельствующие об опресненных условиях осадконакопления;
- 6,52–17,0 м – глины серого цвета массивные пластичные с редкими пятнами торфа и окатанными обломками веточек и стволиков кустарников.

В составе тяжелой фракции нижнекаргинских отложений, вскрытых скважиной НТ-9, доминирует моноклинный пироксен, иногда заметно повышается количество ильменита.

Ниже в разрезе скважины № 4 залегают морские казанцевско-муруктинские отложения, представленные слоистыми супесчано-глинистыми осадками, содержащими редкие прослои песков и послойно обогащенные хорошо окатанным гравийно-галечным материалом в количестве 10–50 % общей мощностью около 19,0 м. Из интервала 18–27 м выделен комплекс фораминифер, содержащий 16 видов. Характерными среди них являются *Retroelphidium atlanticum* и *R. hyalinum*, свидетельствующие, по заключению С. А. Гуськова, о времени формирования вмещающих отложений не древнее казанцевского.

В опорном обнажении № 3 на правом берегу р. Мал. Пура (подошва 100 м абсолютной высоты) на регрессивных галечниках казанцевского и муруктинского горизонтов снизу вверх залегают:

1. Пески существенно кварцевые мелкозернистые светло-серые, на выветрелых стенках тонкослоистые, через 10–15 см переслаивающиеся с серыми и темно-серыми глинистыми тонкозернистыми и тонкослоистыми песками, которые в свою очередь содержат редкую гальку и гравий и часто тонкие линзочки углистого материала. К подошве слоя количество прослоев глинистого песка уменьшается. В подошве слоя залегают пески глинистые тонкозернистые серые мощностью до 1,0 м, содержащие единичную гальку базальтов размером до 8 см по длинной оси. Толща песков разбита эпигенетическими трещинами, вдоль которых развито полосовое ожелезнение и встречаются жилы сухого льда друзовидного облика. Нижний контакт резкий 9,5 м
2. Супеси серые, содержащие до 10 % гравийно-галечного материала хорошей окатанности, также содержат прослои и линзы мощностью 1–15 см обожженных среднезернистых полимиктовых песков с преобладанием кварца. Песчаные прослои содержат тонкие прослойки углистого гравия черного цвета размером до 1 мм 0,5 м
3. Супеси коричневатые-серые, в верхней части солифлюкционные (0,35 м) легкие коричневые рыхлые, содержат до 20 % угловато-окатанной гальки и гравия до щебня в основном базальтов, реже – осадочных пород, которые хорошо окатаны. Соотношение гальки и гравия – 1:1. Супесь нижней части слоя тяжелая, содержит до 40 % обломочного материала средней и хорошей окатанности. Валун базальтов размером до 15 см, гальки – 3–5 см, гравий – 0,5–1,0 см. Соотношение валунов, гальки и гравия – 1:2:2. Кроме этого содержится до 20 % щебня и глыб туфобрекчий, сконцентрированных в одном месте. В супеси также встречаются линзочки 5×5 см светло-серого мелкозернистого существенно кварцевого песка 0,7 м

В составе тяжелой фракции доминирует моноклинный пироксен, велико количество обломков пород. В составе легкой фракции присутствует практически один кварц.

Этот разрез аналогичен по строению и геоморфологическому положению разреза на р. Посадочной (правый приток р. Шренк), где получены ЭПР-датировки каргинских и казанцевско-

муруктинских отложений в 49,6 и 72,3 тыс. лет [36].

По данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного Л. Д. Гамулевской, диаграмму удалось построить только для образцов из скважины № 9 с глубины 43 м и выше. Нижнекаргинские отложения здесь вскрыты на интервале 16,4–23,0 м, представлены они 1–5 см переслаиванием песков и глин, переходящим к низу в тонкослоистые алевролиты. В спектрах преобладает пыльца древесных пород, по ним реконструируется климат бореального типа, мягче современного.

В опорном обнажении № 11 на правом берегу р. Сангфалянга нижнекаргинские пески мощностью 12,0 м слагают верхнюю часть обнажения, залегающая на казанцевско-муруктинских осадках. Пески здесь мелкозернистые существенно кварцевые светло-серые горизонтально-слоистые. Содержат прослойки более глинистых песков, иногда редкую гальку и гравий, а в кровле – множество раковин двустворок, брахиопод и усоногих раков, часто захороненных в прижизненном положении. Из песков выделены фораминиферы: *Retroelphidium propinquum*, *R. atlanticum*, *Criboelphidium goesi goesi*, *Haynesina orbicularis*, *Buccella hannai arctica*. По заключению Л. К. Левчук, ассоциация малочисленная и хотя в ней присутствует характерный казанцевский вид *Retroelphidium propinquum* (Gudina), не типичная для казанцевского комплекса, свидетельствует о довольно опресненных и мелководных условиях обитания. Реконструированный климат во время осадконакопления нижнекаргинских отложений был более мягким, чем современный, что возможно было связано с теплящим эффектом пресных вод Енисея, об опресненных и мелководных условиях однозначно свидетельствует состав микрофауны.

Мощность нижнекаргинских отложений в изученных разрезах составила 10,7–15,3 м.

Среднекаргинский подгоризонт представлен морскими (лагунными и опресненными заливами) отложениями (mlllkr₂), слагающими террасу абсолютной высотой 30–100 м. Они широко развиты в центре листа, слагая днища впадин и депрессий.

Террасовые лагунные отложения в бассейне рек Пура и Мал. Пура представлены сублиторалями песками и супесями мощностью до 16 м. Они содержат пресноводные остракоды *Limnocythere baltica* Diebel, фораминиферы *Haynesina orbicularis*, *Islandiella helenae*, *Elphidiella arctica* и *E. tumida* juv. Для них характерна прямая палеомагнитность. Спорово-пыльцевые спектры отвечают лесным и лесотундровым условиям. В лагунных отложениях нередко морская фауна двустворок, фораминиферы и, вместе с тем, пресноводные и солоновато-водные остракоды, свидетельствующие о прогрессирующем опреснении бассейна. В тяжелой фракции пород преобладают моноклинные пироксены, роговая обманка, эпидот и ильменит [64].

В пределах листа они изучены в ряде опорных обнажений. Разрезы по ним близки между собой и представлены слоистыми песками с растительным детритом. В составе тяжелой фракции этих осадков преобладает моноклиновый пироксен при иногда заметных количествах лимонита, лейкоксена и оливина.

В разрезах скважин № 7–9 лагунные отложения подгоризонта представлены песками полимиктовыми тонко- и мелкозернистыми желтовато-коричневыми, светло-серыми, часто с многочисленными растительными остатками, содержат линзы и линзовидные прослойки супесей, суглинков и алевролитов. В верхней части льдистые и здесь нередко пластовые залежи сегрегационного льда мощностью до 3,8 м.

Мощность верхнекаргинских отложений составляет 11,0–16,4 м.

Каргинский горизонт нерасчлененный (mQ_{III}kr; mlllkr) выделяется в северо-восточной части листа на левом борту долины р. Пясины. Морские отложения данного возраста образуют регионально распространенную террасу абсолютной высотой 30–120 м. В наиболее полных разрезах на соседних листах осадки данного горизонта залегают на казанцевско-муруктинских и перекрываются сартанскими отложениями.

Разрез отложений каргинского горизонта имеет трехчленное регрессивное строение, что отмечалось ранее [23, 39, 50, 55, 56, 62, 63, 64, 73, 75]. Эти отложения имеют четкую дифференциацию литологического состава бассейнового типа в зависимости от гипсометрии рельефа. В горной части района на абсолютных отметках 100–120 м залегают прибрежно-морские отложения – галечники и пески мощностью до 20 м. Ниже по рельефу в разрезе существенно возрастает роль песков. Ниже горизонтали 40 м мощность песков уменьшается до первых метров и в естественных обнажениях вскрываются, обычно, глинистые отложения мощностью более 5 м [64]. Эти глины, нередко тонкослоистые, содержат плавающие гальки, гравий и валуны, фораминиферы *Islandiella helenae*, лесные спорово-пыльцевые спектры и большое количество перетолженных мезозойских (в основном, верхнемеловых) спорово-пыльцевых зерен и фораминифер.

Мощность нерасчлененных отложений каргинского горизонта оценивается в 20 м.

Сартанский горизонт представлен преимущественно морскими отложениями (mlllsr), ко-

торые картируются вдоль морского побережья, заходят в долину р. Пясины и отдельными языками уходят по долинам всех приточных рек. В рельефе они образуют террасовидную поверхность с абсолютными отметками 10–30 м. Впервые эти отложения выделил Е. А. Величко [41].

В разрезах на листе S-45-XXI,XXII [63] осадки сартанского горизонта представлены светло-серыми алевритами, на которых залегает существенно песчаная пачка мощностью в первые метры, перекрытая иногда галечниками мощностью от слоя в одну гальку до 0,5 м, реже – больше. Сартанские пески полимиктовые, мелко- и тонкозернистые слоистые, алевриты также слоистые, иногда тонкослоистые. Из них выделены спорово-пыльцевые спектры, для которых характерно преобладание древесной группы растений (до 67,0 %), представленной главным образом пылью ели *Picea*, достаточно часто отмечена пыльца пихты *Abies*, сибирского кедра *Pinus sibirica*, реже – сосны обыкновенной *Pinus sylvestris*, березы *Betula sect. Albae*. Содержание споровых растений не превышает 34 %. Доминируют споры папоротников *Polypodiaceae* и мхов *Sphagnum*. Постоянно присутствуют споры плаунов как лесных *Lycopodium annotinum*, так и тундровых видов *L. dubium*, *L. selago*. Иногда встречаются споры *Selaginella selaginoides*. Травянистые растения единичны (3,0 и 7,0 %): *Gramineae*, *Caryophyllaceae*, *Polygonaceae*, *Valerianaceae*. Выделенные спектры, по мнению Т. Г. Прошиной, характеризуют растительность лесотундры, которая получила распространение в более теплую климатическую обстановку, чем современная.

Общая мощность сартанских морских осадков не превышает 10 м.

Озерные отложения (lIIIsr) картируются по берегам озера Надудотурку, где слагают вторую озерную террасу высотой 10–20 м и в истоке р. Быстрой на уровне второй надпойменной террасы аналогичной высоты. Озерные отложения в изученных разрезах представлены переслаиванием песков, супесей, суглинков и глин с мощностью слоев 0,2–0,5 м, обычно 0,3–0,5 м. В верхней части разреза озерных отложений содержатся растительные остатки и торф в виде прослоев и рассеянных включений. Общая мощность описываемых отложений достигает 8–9,9 м.

Озерно-аллювиальные отложения (laIIIsr) второй надпойменной террасы высотой 20–30 м выделены в виде небольших фрагментов по долинам рек Мал. Пура и Пура, где их обобщенный разрез представляется следующим: в основании и средней части залегают желтовато-коричневые пески полимиктовые тонко-мелкозернистые, до среднезернистых с частыми тонкими пропластками растительного детрита и супесей мощностью не более 4,5 м. Перекрыты они песчано-гравийно-галечными отложениями серовато-коричневого, серого цвета с 3–4 см прослоями мелкозернистого полимиктового песка в нижней части пачки мощностью до 1,0 м [56]. Общая мощность озерно-аллювиальных отложений не превышает 5,5 м.

На геологической карте *сартанские отложения* показаны объединенными (Q_{III}sr).

ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения распространены на площади работ повсеместно и представлены следующими генетическими типами: аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерными и палюстринными. Выделяются нижнеголоценовые и верхнеголоценовые отложения.

НИЖНЯЯ ЧАСТЬ

Нижнеголоценовые *аллювиальные отложения* (α^1H^1) слагают первую надпойменную террасу высотой 5–10 м рек Мал. Пура, Пура и Пясины. Наиболее хорошо она выражена в левобережной части дельты р. Пясины, где сложена тонкогоризонтальнослоистыми, косослоистыми разнотонкозернистыми, нередко алевритистыми песками, редко – алевритами и супесями, содержащими тонкие прослойки растительного детрита, остатки кустарниковой и древовидной ивы, линзы торфа и растительного детрита в верхней части разреза общей мощностью до 10 м [63]. В обнажении на левом берегу р. Мал. Пура, в 2,0 км ниже устья р. Коундей вскрыт фрагмент верхней части разреза узкой террасы высотой 5,5 м над низкой поймой. В основании разреза вскрыты льдистые супеси и суглинки серого, темно-серого цвета видимой мощностью до 0,6 м, с постепенным переходом на них залегают горизонтальнослоистые тонкозернистые полимиктовые пески серые мощностью 0,5 м, содержащие пятна, линзы и прослои растительного войлока. Выше залегают супеси темно-коричневые мощностью 2,3 м, которые содержат прослои растительного детрита и тонкозернистых глинистых песков мощностью до 1,0 м, перекрываются почвенно-растительным слоем мощностью до 0,1 м. Вскрытая мощность разреза составила 5,5 м.

Мощность аллювия по изученным разрезам составляет 5–7 м, редко – 10,0 м.

Озерно-аллювиальные отложения (α^1H^1) выделены в приустьевой части р. Дюндака и на

правом берегу р. Быстрая, где они приурочены к первой надпойменной террасе высотой 5–10 м. В опорном обнажении № 13 вскрыто снизу вверх:

1. Переслаивание песков существенно кварцевых мелкозернистых светло-серых с алевритами и супесями темно-серого цвета с косыми слойками растительного детрита3,0 м
2. Пески существенно кварцевые тонкозернистые палевые, в верхней части содержат серии косых слойков мощностью до 1,0 мм, сложенных растительным детритом.....4,0 м

Вскрытая мощность озерно-аллювиальных отложений составила 7,0 м.

ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ

Вернеголоценовые отложения представлены *аллювиальными отложениями* (aH^2), слагающими пойму рек на участках долин, где была выделена первая надпойменная терраса нижнеголоценового возраста. Они представлены слоистыми песчано-глинистыми отложениями мощностью до 4,0 м с прослоями торфа и растительного детрита.

Разрез изучен в опорном обнажении № 13, где была вскрыта верхняя часть разреза террасы низкой поймы р. Быстрая. Здесь выше русловых наносов вскрыто:

1. Переслаивание серых супесей и кварц-полевошпатовых тонкозернистых светло-серых песков с мощностью слойков 2,0 см0,2 м
2. Пески кварц-полевошпатовые алевритистые тонкозернистые светло-серые.....0,2 м
3. Переслаивание глинистых ожелезненных песков и черной супеси с мощностью слойков 2,0 см.....0,2 м
4. Пески слоистые существенно кварцевые тонкозернистые серые, белесые, серовато-желтые, иногда глинистые, обохренные с многочисленными растительными остатками и вертикальными полосами ожелезнения с мощностью слоев 0,1 м0,7 м

Вскрытая мощность разреза составила 1,3 м. Максимальная мощность этих отложений не превышает 5,0 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГОЛОЦЕНА

В составе голоцена выделяются нерасчлененные палиостринные, озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные образования.

Палиостринные (болотные) отложения (pH) приурочены к днищам спущенных термокарстовых и остаточных озер развитым в основном на поверхности морских террас. Они представлены слоистыми суглинками, илами мощностью до 3,0 м с прослоями торфа.

Озерные отложения (oH) приурочены к восточному берегу озера Надудотурку в приустьевой части р. Лабак, где слагают две низкие террасы высотой 0–5 и 5–10 м. У тылового шва высокой террасы находятся хорошо сохранившиеся ледово-напорные валы высотой до 2 м, сложенные песчано-гравийно-галечно-щебнисто-валунными отложениями. Поверхность террасы неровная, осложнена торфяными буграми и озерными западинами, разбита системой повторно-жильных льдов. Верхняя часть разреза сложена разнозернистыми кварц-полевошпатовыми песками. Мощность озерных отложений не превышает 5 м.

Аллювиальные осадки голоцена (aH) выделяются в верхней части долины реки Мал. Пура, где объединяют в своем составе галечно-песчаные осадки поймы мощностью до 5,0 м.

Озерно-аллювиальные осадки голоцена (oH) приурочены к долине р. Пясины. Представлены они песками, алевритами, супесями и торфом мощностью до 10 м. В целом, озерно-речные отложения отличаются от речных более тонким составом осадков, их слоистостью, большим количеством растительных остатков. Особенностью террасы высокой поймы является приуроченность к ее поверхности торфяных накоплений видимой мощностью до 2,0 м.

На геологической карте *голоценовые отложения* показаны объединенными (Q_n).

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К ним относятся элювиальные, делювиальные и солифлюкционные, солифлюкционные осадки, которые показаны только на карте четвертичных образований. Этот комплекс склоновых и водораздельных отложений широко развит в горах Бырранга и ограниченно – в пределах площади листа. Время формирования их условно принимается всем квартером.

Элювий (e) покрывает практически сплошным чехлом выходы коренных пород на водоразделах и их склонах в горной части площади. В зависимости от устойчивости пород размерность

обломков варьирует от крупных глыб до дресвы. Наиболее крупноглыбовые развалы характерны для магматических пород. Наименее устойчивы к выветриванию породы угленосной толщи, образующие дресвяно-щебнистые развалы. Мощность элювия до 3,0 м.

Делювиальные и солифлюкционные отложения (d,s) широко развиты на пологих и средних по крутизне склонах. Представлены они суглинисто-щебнистым покровом с участием гравия и галек мощностью до 5 м.

Солифлюкционные образования (s) распространены наиболее широко. Они формируются на пологих и крутых склонах, представлены суглинками с дресвой, щебнем, гальками и гравием. Мощность их 0,5–0,7 м, редко – до 5,0 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

На площади листа S-45-XXV, XXVI интрузивные образования распространены неравномерно. Преимущественно они развиты в северной части листа, менее – в юго-западной. На основании взаимоотношений с вмещающими породами и между собой выделено четыре возрастные группы интрузий, включающие следующие комплексы: позднепермский тарисеймитаринский трахидолеритовый ($\tau\beta P_3tt$); раннетриасовый быррангский толеит-долеритовый (βT_1b); раннетриасовый боотанкагский оливинит-троктолит-габбровый ($\omega\beta T_1bt$); нижнепермский гранодиорит-гранит-порфировый средне-позднетриасового возраста ($\gamma\pi, \gamma\delta T_{2-3}np$).

По объему среди интрузивных пород преобладают позднепермский тарисеймитаринский и раннетриасовый быррангский комплексы. Интрузивные образования этих комплексов пользуются широким распространением. Они представлены телами пород основного состава. По форме среди них различаются силлы и дайки. Мощность силлов колеблется от 5–6 до 35–40 м, достигая 80 м. Редко отмечаются дайки, являющиеся подводными каналами к пластовым телам; их мощность колеблется от 2 до 10 м. Основное количество тел интрузий локализовано среди пород перми. Наибольшая их концентрация наблюдается в бассейне реки Малая Пура, где насыщенность силлами осадочного разреза верхней перми достигает 50 %.

Интрузии этих комплексов отчетливо дешифрируются на всех видах аэрофотоматериалов. На местности они образуют преимущественно положительные формы рельефа. Послойные тела долеритов имеют узкие вытянутые, нередко прерывистые полосы с шагреновой мелкобугорчатой структурой поверхности серого, темно-серого фототона. Маломощные тела прослеживаются в виде темных штриховых полос, среди более светлых вмещающих пород и требуют наземной заверки. Высокая фотогеничность интрузий долеритов и их параллельное залегание с вмещающими породами позволяет с большей достоверностью дешифровать пликативные структуры. В магнитном и гравиметровом полях силлы долеритов, ввиду их малой мощности, не проявляются, хотя и имеют достаточно высокие значения избыточной плотности и намагниченности (от 2 до 3 г/см³) и магнитную восприимчивость – $(250-750) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ.

При высокой насыщенности осадочных пород интрузиями базитов хорошо читается структура поля и увеличивается его расчлененность, что позволяет выделять пликативные структуры в магнитном поле. Интрузии базитов имеют низкую естественную радиоактивность (3–8 мкР/ч), а умереннощелочные интрузии тарисеймитаринского комплекса – 12–15 мкР/ч. Контактные метаморфизованные породы магматических комплексов базитов представлены роговиками. Мощность зоны контактовых изменений составляет первые метры, реже – десятки метров.

Тарисеймитаринский комплекс трахидолеритовый ($\tau\beta P_3tt$) объединяет наиболее ранние интрузивные образования, комагматичные эффузивам сырадасайской свиты верхней перми. На части закартированной территории листов они залегают среди пород перми и имеют с ними параллельные контакты. Основной объем интрузий этого типа приурочен к основанию овражинской свиты. Преимущественная форма залегания – силлы мощностью от 5 до 80 м и протяженностью до первых десятков километров, реже – маломощные дайки, протяженностью первые километры. Строение силлов и даек достаточно однородное, они сложены умереннощелочными оливиновыми долеритами и титанавгитовыми трахидолеритами.

По петрохимическим особенностям выделяются две разновидности пород: титанавгитовые трахидолериты и умереннощелочные оливиновые долериты.

Титанавгитовые трахидолериты обладают полнокристаллической порфировой гломеропорфировой и долеритовой структурами. Состоят из кристаллов плагиоклаза (An_{48-52}) (35–55 %) таблитчатой, призматической форм размером 1,8–3,0 м. Трещиноватые его зерна содержат включения клинопироксена различных размеров; реже имеют пегматоидные структуры прорастания. Иногда содержат мелкие микрографические вроски кварца. Отмечается неравномерная пелитизация, сосюритизация и серицитизация плагиоклаза. Клинопироксен (20–25 %) пред-

ставлен титанавгитом фиолетово-розовой окраски призматической формы кристаллами размером до 0,8–3,0 мм с простыми двойниками. По периферии его зерна обрастают коричневой розовой обманкой и ярко-коричневым илдингсит-боулингитом. Оливин (3–5 %) зеленоватого цвета в зернах размером до 1,6 мм расположен в интерстициях. Отмечается замещение его илдингсит-боулингитом. Кварц ксеноморфный размером до 0,6 мм, часто совместно с калинатовыми полевыми шпатами в микрографических пространствах. Биотит представлен мелкими пластинками коричневого, красно-коричневого цвета, частично хлоритизирован и приурочен к выделениям рудного. Рудные минералы (4–5 %) наблюдается в виде неправильных зерен магнетита, ильменита размером до 0,1 м в пироксене и оливине.

Умереннощелочные оливиновые долериты – серые, зеленовато-серые мелко-среднезернистые породы с грубоплитовидной отдельностью, обладают порфировой, гломеропорфировой, пойкилоофитовой структурами. Порода состоит из ксеноморфных ойкокристов размером до 2,0–2,5 мм клинопироксена с большим количеством хадакристов плагиоклаза и оливина, часто в виде скоплений. Промежутки выполнены агрегатом мелких зерен плагиоклаза, пироксена, оливина и рудного. Оливин (8–10 %) образует скопления зерен размером до 0,2 мм овальной формы. Клинопироксен (25–30 %) представлен титанавгитом фиолетово-розового цвета, иногда с тонкой каемкой рудного. Плагиоклаз (An_{45-50}) (45–50 %) в виде мелкопризматических зерен и лейст (0,02–0,3 мм) часто с полисинтетическими двойниками неравномерно пелитизированных. В интерстициях иногда присутствуют мелкие пластинки коричневого, красно-коричневого биотита (2–3 %) в ассоциации с неправильными зернами магнетита (3–5 %) размером до 0,2 мм. Акцессорный апатит (1–2 %) имеет тонкопризматическую форму размером до 0,1–0,8 мм.

По химическому составу породы тарисеймитаринского типа на диаграмме в координатах $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ занимают область умереннощелочных пород. По степени глиноземистости умереннощелочные долериты относятся к щелочной умеренноглиноземистой, а трахидолериты – к слабощелочной низкоглиноземистой калиево-натриевой сериям пород. По химическому составу умереннощелочные долериты отличаются от трахидолеритов пониженными содержаниями кремнезема и повышенными значениями титана, железа, магния и фосфора. По геохимическим данным породы характеризуются повышенными значениями титана, марганца, циркония, стронция, бария и пониженными – меди и никеля, относительно кларковых для основных пород.

Позднепермский возраст интрузий комплекса принят по аналогии с сопредельными площадями [63, 64] и согласно легенде Таймырской серии на основании комагматичности их позднепермским вулканитам сырадасайской свиты.

Бырангский комплекс толент-долеритовый (βТ_{1b}). Интрузии комплекса на территории листа S-45-XXV, XXVI составляют основной объем всех интрузивных пород. Они представлены sillами мощностью от 5 до 25 м, редко – до 80 м и редкими непротяженными дайками мощностью до 5 м. Все тела размещаются среди пород перми. По петрохимическим и петрографическим данным описываемый комплекс интрузий представлен пойкилоофитовыми оливиновыми и оливинсодержащими долеритами, порфиroidными долеритами.

Интрузии долеритов четко выражаются в рельефе. Они образуют узкие линейные гряды, резко возвышающиеся над окружающей местностью и состоящие из скальных выходов и крупно глыбовых курумов, либо линейные полосы глыбово-щебенистого делювия, или крутые уступы на склонах. Они часто бронируют склоны и водораздельные поверхности, за счет чего образуется рельеф куэстового типа. Формы рельефа, характерные для долеритов, определяют их дешифровочные признаки. Интрузии долеритов в большинстве случаев прекрасно дешифрируются на АФС различных масштабов. Как правило, они выражаются узкими грядами, резко возвышающимися в рельефе, а так же отличаются от прочих пород более темным фототонном. На склонах они образуют крутые уступы с характерной поперечной штриховкой, которая обусловлена сетью коротких крутых ложков. Залегая параллельно с вмещающими породами, они облегчают дешифрирование дизъюнктивных и пликативных структур.

Интрузии долеритов обладают весьма близкими физическими свойствами и, в тоже время, существенно отличаются от вмещающих пород. Долериты хорошо выражаются в физических полях. В магнитном поле им отвечают линейные положительные аномалии интенсивностью до 600 нТл, подчеркивающие структурный план территории. В поле силы тяжести отдельные тела вследствие малой мощности и объема не выражены. Интрузии долеритов комплекса имеют низкий гамма-фон, не превышающий 6–8 гамм, что также может служить картировочным признаком.

Маломощные sillы имеют простое строение и сложены пойкилоофитовыми долеритами и оливиновыми долеритами. В раздувах тел, а также в более мощных sillах, дифференциация проявляется весьма слабо. В этом случае в верхних частях интрузий встречаются горизонты

безоливиновых долеритов.

Пойкилоофитовые оливиновые долериты являются преобладающими разновидностями. Макроскопически это зеленовато-серые однородные массивные породы, обладающие пойкилоофитовой, долеритовой, участками интерсертальной структурами, породы состоят из ксеноморфных зерен клинопироксена (20–40 %) размером 3,0×3,0 мм с пойкилитовыми включениями плагиоклаза и оливина. Плагиоклаз-лабрадор (An₆₀₋₆₅) (35–50 %) в призматических зернах размером до 0,1–0,7 мм, слабо пелитизирован. Оливин (10–15 %) округлой формы размером 0,4–0,7 мм в разной степени замещен идингсит-боулингитом. В мезостазисе отмечаются зеленая роговая обманка, слюда, карбонат, калинатовый полевой шпат в микрографическом срастании с кварцем. Магнетит (2–4 %) в виде неправильной формы зерен размером до 0,1–0,2 мм, часто с комками красновато-коричневого биотита (1–2 %). Акцессорный апатит наблюдается в виде мелкопризматических зерен. В некоторых телах долеритов наблюдаются шпильки линзовидной формы (1–1,5)×0,5 м габбродолеритов с офитовой структурой.

Порфиновые долериты – серые, темно-серые породы с порфировой, гломеропорфировой, офитовой структурами. Плагиоклаз (40–45 %) в виде порфировых и гломеропорфировых выделений призматической формы размером 2–4 мм, содержащих мелкие включения плагиоклаза второй генерации. В основной массе плагиоклаз имеет мелкопризматическую форму размером до 0,4–0,8 мм, частично замещен микрочешуйчатым агрегатом (пелит, хлорит, зеленая слюда). Клинопироксен – пижонит (35–40 %) – представлен ксеноморфными зернами размером до 0,8–1,5 мм с пойкилитовыми включениями плагиоклаза. В разной степени он замещен зеленовато-коричневой роговой обманкой, мелкими пластинками ярко-коричневого биотита, карбонатом. Оливин (3–5 %) в неправильной формы зернах до 0,7–0,8 мм, участками полностью замещен идингсит-боулингитом, бесцветным тальком с сыпью рудных минералов. Интерстиции выполнены агрегатом клинопироксена, оливина и пелитизированного полевого шпата с микрографическими вростками кварца (4–8 %), а также вторичными минералами: хлоритом, слюдой, карбонатом. Рудный минерал – ильменит (1–2 %) – наблюдается в неправильных зернах размером до 0,8 мм и скелетных кристаллах, часто лейкоксенизированных. Акцессорный апатит (1 %) в игольчатых или тонкопризматических кристаллах.

На диаграмме SiO₂–(Na₂O+K₂O) фигуративные точки пород быррангского комплекса расположены в поле нормальных долеритов. Они занимают поля долеритов и лейкодолеритов и относятся к известково-щелочной и субизвестково-натриевой сериям пород нормального ряда. Петрохимические параметры пород указывают, что данные породы являются производными толеитовой магмы. Химические анализы характеризуют породы быррангского типа как меланомезократовые базиты низко- и умеренно глиноземистые с калиево-натриевым типом щелочности [64]. Они характеризуются высоким коэффициентом фракционирования. Содержание элементов-примесей в породах этого комплекса характеризуются несколько повышенными содержаниями меди, никеля, кобальта, хрома, стронция и бария и колеблется на уровне кларковых значений.

Возраст быррангского комплекса принят раннетриасовый по аналогии с сопредельными площадями [63, 64] и согласно легенде Таймырской серии.

Боотанкагский комплекс оливинит-гроктолит-габбровый (ωβT₁bt). Интрузии этого типа ограничено распространены в юго-западной части листа S-45-XXV, XXVI. Они закартированы среди базальтов лабакской и верхтамской свит в районе оз. Надудотурку. Интрузивные тела представлены sillами мощностью 25–30 м, прослеженными на расстоянии около 30 км (р. Лабака) и дайкообразными телами северо-восточного простирания мощностью 10–25 м.

По петрохимическим и петрографическим данным описываемый комплекс интрузий представлен пикритовыми долеритами и анортозитовыми (оливиновыми) габбродолеритами.

Пикритовые долериты темно-серые с мелкокристаллической текстурой и пойкилоофитовой, иногда оливинофировой структурами. Они сложены плагиоклазом (30 %), пироксеном (25–35 %) и оливином (15–30 %), стекловатым мезостазисом (3–5 %). Плагиоклаз в идиоморфных таблитчатых зональных кристаллах размером 1,5 мм имеют зональное строение. Внутренняя зона сложена лабрадор-битовнитом, внешняя – андезин-лабрадором. Пироксен в ксеноморфных зернах размером до 3 мм светло-зеленого и бурого цветов. Оливин наблюдается в виде идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов размером до 1,5–2,0 мм. По многочисленным трещинкам в нем развивается серпентин и биотит, иногда наблюдаются полные псевдоморфозы вторичных минералов (тальк, серпентин) с редкими идиоморфными включениями хромита. Стекловатый мезостазис светло-бурого цвета выполняет интерстиции и содержит микролиты магнетита.

Анортозитовые оливиновые габбродолериты – серые, зеленовато-серые средне-крупнокристаллические породы с порфировидной, офитовой структурами. Порфиновые выделения пред-

ставлены таблицами плагиоклаза размером 1,5–2 мм, часто образующими гломеропорфировые скопления. Плагиоклаз (35–40 %) зональный: в центре битовнит (№ 88) с лабрадором (№ 68) по периферии. По трещинам развивается альбит. Промежутки между плагиоклазом выполнены мелкозернистой массой с долеритовой структурой, состоящей из мелкопризматических зерен плагиоклаза и агрегата пироксена и оливина. Клинопироксен (35–40 %) ксеноморфный, сильно трещиноватый с единичными хадакритами плагиоклаза. Оливин (8–13 %) представлен зернами размером 0,3×0,6 мм полностью замещенных зеленоватым серпентином и иддингсит-боулинги-том. В интерстициях в небольшом количестве присутствует полураскристаллизованное стекло с микролитами плагиоклаза, клинопироксена, скелетными выделениями магнетита и замещено хлоритом. В основной массе наблюдаются мелкие пустоты неправильной формы, заполненные хлоритом, реже – мелкозернистым агрегатом бесцветного цеолита и хлорита.

По химическому составу породы боотанкагского типа выделяются среди пород базитового комплекса высокими содержаниями магния (табл. 3). Они представлены известково-щелочной (пикритовые долериты) и слабо щелочной (анортозитовые габбродолериты) натриевой сериями и имеют значительные вариации по основности на диаграмме А. Н. Заварицкого. Тренд интрузий боотанкагского типа на диаграмме А. Н. Заварицкого имеет сходство с трендами дифференцированных интрузий Норильского района. В координатах $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ пикритовые долериты попадают в поле пикродолеритов, а лейкократовые породы анортозитовых оливиновых габбродолеритов – в поле лейкодолеритов.

Таблица 3

Химический состав интрузий тарисеймитаринского и боотанкагского комплексов

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	50,14	47,44	45,81
TiO ₂	1,09	0,68	0,72
Al ₂ O ₃	16,37	13,80	13,32
Fe ₂ O ₃	3,01	2,72	3,81
FeO	8,36	7,97	7,47
MnO	0,15	0,15	0,16
MgO	6,37	15,12	13,71
CaO	9,14	8,40	8,06
Na ₂ O	3,03	1,74	1,65
K ₂ O	1,23	0,25	0,36
P ₂ O ₅	0,15	0,08	0,09
п.п.п.	1,70	2,07	5,07
Σ	100,74	100,42	100,23

Примечания. Тарисеймитаринский комплекс: 1 – умереннощелочной оливиновый долерит, обр. 6198/3. Боотанкагский комплекс: 2 – пикритовый долерит, обр. 53011/8; 3 – пикритовый долерит, обр. 53063/1.

По геохимическим данным пикритовые долериты выделяются среди остальных пород данного типа повышенными значениями халькофильных элементов (никеля, кобальта, хрома, марганца) и минимальными отношениями меди к никелю (0,2) и максимальными никеля к хрому (1,26), никеля и хрома к цирконию (5,8 и 4,6 соответственно), стронция к барию (0,61).

Контактные изменения связаны с позднепермскими–нижнетриасовыми интрузиями в эндоконтактной зоне и выражаются в появлении тонкокристаллических, до афанитовых разновидностей микродолеритов. Эндоконтактные изменения зависят от мощности тел и состава вмещающих пород. Песчаники, алевролиты, аргиллиты и карбонаты на контакте с ними превращаются в сливные роговики, часто с реликтами слоистых текстур. Глинистый, глинисто-карбонатный цемент подвергается перекристаллизации с появлением гранобластовых структур с новообразованиями хлорита, серицита, кальцита. Мощность роговики не превышает первых метров. В базальтах под воздействием долеритовых интрузий развивается альбит по полевому шпату и хлорит, амфибол по пироксену и оливины.

Возраст описываемых интрузий определяется их положением в разрезе: самыми молодыми вмещающими породами являются лавы нижнего триаса, и принят по аналогии с сопредельными площадями [63, 64] и согласно легенде Таймырской серии.

Нижнепясинский гранодиорит-гранит-порфировый комплекс ($\gamma\tau, \gamma\delta T_{2-3} ?np$). Интрузии нижнепясинского комплекса распространены на листе S-45-XXV, XXVI ограничено и представлены двумя небольшими массивами на поверхности и одним телом вскрытым скв. НТ-12. Интрузии этого комплекса описывались на Горном Таймыре, как комплекс малых умеренноще-

лочных и щелочных мезозойских интрузий. Впервые они были выделены и описаны в 1953–1955 гг. М. Г. Равичем и Л. А. Чайкой, после специальных геолого-петрологических исследований [31]. Непосредственно на исследуемой территории листов этот комплекс описан Г. Н. Старичиной [69] и С. А. Гулиным [45].

На территории листов S-45-XXV, XXVI интрузии нижнепясинского комплекса картируются в виде двух отдельных массивов: интрузия г. Демсалер лакколитообразной формы и шток г. Оленья. Они приурочены к зоне сквозных разломов северо-западного простирания. Морфологически интрузии имеют овальную форму и размеры от 1–2 км² (г. Оленья) до 30 км² (г. Демсалер) и гипсометрически приурочены к водораздельным пространствам. Интрузия, вскрытая скв. НТ-12 в пределах Лабакской антиклинали в интервале глубин 208,8–330 м, по морфоструктурным построениям и геофизическим данным представлена лакколитообразным телом гранит-порфиров и гранодиоритов эллипсоидной в плане формы, размером 5×6 км.

На АФС интрузии комплекса выделяются в виде светлых или темных пятен с характерным неровным фототонном с нечеткими границами, что соответствует на местности элювиальным развалам пород.

По составу описываемые интрузии представлены: гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами.

Гранит-порфиры слагают интрузию г. Демсалер. Интрузия лакколитообразной формы, изометричная в плане, диаметром около 5,5 км. В физических полях она не выражена, что может указывать на уплощенную форму и на небольшую мощность тела. Интрузия сложена однообразными гранит-порфирами светло-серого, розовато-серыми, розовыми порфировыми породами. Структура порфировая с микрогранитовой, фельзитовой в основной массе. Порфировые выделения составляют до 10–15 % объема породы. Они представлены преимущественно округлыми зернами кварца (5–6 %), подчиненным количеством таблитчатых кристаллов зонального андезина (3–4 %) и биотита (2–3 %), редкими вкраплениями ортоклаза. Размер порфировых выделений – от 1–2 до 4–5 мм. Основная масса, составляющая 85–90 % объема породы, сложена кварцем (30–40 %), калиевым полевым шпатом (25–30 %), плагиоклазом (25–30 %), биотитом (до 5 %) с размером зерен 0,02–0,5 мм. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом. Широко развиты вторичные процессы: пелитизация, альбитизация, серицитизация и карбонатизация полевошпатовой части породы и хлоритизации темноцветных минералов.

Гранодиориты, слагающие г. Оленья кремово-серые, розовато-серые мелко-тонкокристаллические порфировые породы с микропикрилитовой гипидиоморфнозернистой основной массой. В порфировых выделениях плагиоклаз (10–15 %), измененный темноцветный минерал (от 5–7 до 10–15 %) и единичные зерна кварца. Плагиоклаз представлен олигоклаз-альбитом, олигоклазом, реже – андезином, порфировые выделения размером от 0,3–0,4 до 0,8×3 мм, редко – до 10 мм. Иногда наблюдаются зональные кристаллы и графическое прорастание их кварцем. По нему развивается альбит-серицитовый агрегат с примесью пелитового материала. Темноцветные минералы представлены биотитом, реже – роговой обманкой. Биотит в таблитчатых выделениях размером 1×1,8 мм, по нему широко развивается хлорит-карбонатный агрегат с примесью эпидота. Обыкновенная роговая обманка в призматических кристаллах 0,2×0,7 мм наблюдается лишь в реликтах. Ее псевдоморфозы выполнены хлоритом. Основная масса кварц-полевошпатовая. Полевошпатовая часть представлена плагиоклазом, редко наблюдается примесь до 5 % калиевого полевого шпата. Широко развивается карбонат. Кварц ксеноморфный, реже – в микрографическом срастании с полевым шпатом. Размер зерен в основной массе – до 0,1–0,2 мм. Рудные минералы представлены ильменитом (менее 1 %) и сульфидам (пирит). Акцессорные минералы: апатит, сфен, ортит, в количестве до 1 %.

Химические составы пород комплекса приведены в таблице 4. В координатах SiO₂–(Na₂O+K₂O) анализы породы вышеописанных интрузий образуют тренд, соответствующий умереннощелочно-кислому ряду пород. Все породы относятся к калиево-натриевой серии пород, характеризуются преобладанием калия над натрием, с увеличением содержаний последнего в гранитоидных породах интрузий г. Оленья.

Зоны экзоконтактов интрузий г. Демсалер и г. Оленья не обнажены. Интрузия, вскрытая скважиной НТ-12, в сводовой части Лабакской антиклинали прорывает породы ефремовской свиты; вмещающие ее песчаники и алевролиты слабо ороговикованы, пропилитизированы, мощность зоны контактовых изменений 15–20 м. В экзоконтакте интрузии отмечаются вкрапленность пирита и пирротина, гнезда с галенитом, сфалеритом и арсенипитом.

Химический состав пород нижнеясинского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	73,91	72,69	73,33	73,25	66,14	64,98	67,28	74,5	74,2	71,3	67,7
TiO ₂	0,05	0,10	0,13	0,33	0,35	0,39	0,33	0,12	0,13	0,23	0,42
Al ₂ O ₃	15,25	15,18	15,25	14,71	16,10	16,23	15,21	13,7	13,9	13,9	15,2
Fe ₂ O ₃	0,10	0,30	0,67	0,89	0,02	0,00	0,19	0,86	1,28	1,28	0,76
FeO	0,65	0,92	0,64	0,87	2,60	2,92	2,35	0,79	0,57	0,72	2,15
MnO	0,05	0,05	0,05	0,12	0,05	0,05	0,08	0,089	0,087	0,048	0,061
MgO	0,54	0,62	0,45	0,10	1,23	1,12	1,40	<0,05	0,07	0,15	1,41
CaO	0,58	1,28	0,68	1,30	2,83	3,20	3,21	1,32	1,36	2,2	2,12
Na ₂ O	1,98	1,69	1,20	2,22	3,47	3,02	3,46	3,26	3,2	2,02	5,02
K ₂ O	5,10	4,64	5,19	4,93	2,78	2,91	2,81	4,75	4,72	4,36	2,75
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	<0,05	<0,05	0,056	0,11
п.п.п.	1,09	1,44	1,37	0,95	3,39	3,96	2,69	0,51	0,41	3,7	2,07
Σ	99,37	98,98	99,03	99,74	99,04	98,85	99,08	100	100	100	100

Примечания. 1–4 – г. Демсалера, гранит-порфиры: 1 – обр. 8113-5, 2 – обр. 8113-7, 3 – обр. 8113-7, 4 – обр. 8113-8; 5–7 – г. Оленья, гранодиорит-порфиры: 5 – обр. 8115-2, 6 – обр. 8115-4, 7 – обр. 8115-5; 8–10 – г. Демсалера, гранит-порфиры: 8 – обр. D-1, 9 – обр. D-4, 10 – обр. D-5; 11 – г. Оленья, гранодиорит-порфиры, обр. D-12.

В отношении формационной принадлежности пород малых интрузий Западного Таймыра существуют противоречивые взгляды. В. А. Вакар (1962 г.) и А. М. Даминова (1960 г.) связывали их с дифференциацией на фоне мощной ассимиляции вмещающего корового материала базитовой магмы. С. А. Гулин [45] высказал мнение о принадлежности этих пород к единой гранитоидной формации Таймыра позднекаменноугольного–раннетриасового возраста. Авторы отчета разделяют точку зрения М. Г. Равича [31], В. В. Беззубцева [38] о самостоятельности интрузий нижнеясинского комплекса с возрастом не древнее триаса, что подтверждают выполненные изотопные определения возраста пород. Исходя из вышеизложенного, считаем, что гранодиорит-сиенитовая ассоциация пород отражает мезозойскую активизацию континентальной окраины Сибирской платформы.

Выполненные в ЦИИ «ВСЕГЕИ» изотопные определения цирконов из пород комплекса методом SHRIMP по 4 пробам дали определения в рамках от 232,3±4,5 до 230,2±3,6 млн лет. Примечательно, что одна выборка цирконов из штока г. Оленья (проба D-12) имеет конкордантный возраст 603±14 млн лет, что может указывать на детритовый характер цирконов из исходных (позднерифейских пород кислого состава).

Возраст их принимается средне-позднетриасовый в соответствии с предлагаемыми дополнениями в серийной легенде и по аналогии с соседними площадями [8, 64].

При этом авторы считают, что верхний возрастной предел этих магматических образований ограничивается нижним триасом, поскольку определения геохронологического возраста для комплекса «малых интрузий» Западного Таймыра не выходят за пределы триасовой системы: карнийский век – для лампроитов Убойнинского поля и ранний–средний триас – для сиенитовых интрузий о. Расторгуева и р. Убойной [8].

ТЕКТОНИКА

Изучение тектоники Горного Таймыра проводилось в разные годы большой группой ведущих геологов страны: И. П. Атласов, В. А. Вакар, Б. К. Егизаров, Ф. Г. Марков, Ю. Е. Погребницкий, Н. С. Малич и другие. Большинство исследователей считают Горный Таймыр складчатой структурой обрамления Сибирской платформы. В отличие от них, Ю. Е. Погребницкий считает его тектонически активизированной областью Сибирской платформы или «омоложенной платформой» [28].

В последнее время, после проведения профильных геолого-геофизических гравимагнитных и сейсмических исследований, появилась новая концепция на тектоническое районирование Севера Центральной Сибири, которая изложена в совместной работе [30] большого коллектива авторов, занимающихся проблемами геологии Таймырского региона. Согласно их построениям Диксонский геологический район входит в состав Таймыро-Хатангской межблоковой зоны герцинско-раннекиммерийско-альпийских дислокаций, расположенной между крупными мегаблоками земной коры. С севера это Карский сводово-плутонический герцинский мегасвод с границей по Диабазовому и Главному Таймырскому глубинным разломам, с юга – Сибирская платформа с границей по Центрально-Таймырскому дивергентно-конвергентному шву.

В северной части зоны выделена Таймырская складчато-надвиговая система, включающая в своей северной части Северо-Быррангскую герцинскую зону и расположенную к югу от нее с границей по Пясино-Фаддеевскому надвигу Южно-Быррангскую раннекиммерийскую зону. Таймырская складчато-надвиговая система является щитом эпигерцинской–киммерийской платформы.

Вся территория листа S-45-XXV,XXVI расположена в пределах Южно-Быррангской раннекиммерийской зоны.

СТРУКТУРНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

На территории Западного Таймыра, в пределах Таймырской складчато-надвиговой системы выделяются три структурных яруса: ордовикско-девонский (O–D₃), верхнепалеозойский (C₁–P₂), верхнепермский–нижнемезозойский (P₃–T₂). Верхнепалеозойский ярус подразделяется на два подъяруса: каменноугольно-нижнепермский структурный подъярус (C₁–P₁) и нижне-среднепермский структурный подъярус (P₁₋₂). Плитным чехлом эпигерцинской–киммерийской платформы сложен четвертый верхнемезозойский (меловой) ярус (K₁₋₂). На территории данного листа проявлены структурные подразделения нижне-среднепермского структурного подъяруса (P₁₋₂) и верхнепермско-нижнемезозойского структурного яруса (P₃–T₂).

Верхнепалеозойский структурный ярус. *Нижне-среднепермский структурный подъярус* (P₁₋₂) представлен мощной терригенно-угленосной формацией, сложенной породами ефремовской, убойнинской, крестьянской и овражнинской свит, широко развитых в пределах листа. При формировании терригенно-угленосной формации в периоды временной стабилизации шло образование торфяников – основы углей. Значительные мощности формаций указывают на то, что мелководный бассейн развивался по принципу компенсированного прогиба.

Верхнепермский–нижнемезозойский структурный ярус (P₃–T₂) сложен вулканотерригенными (бражниковская свита) и вулканогенными образованиями базальтовой и трахибазальтовой формации (сырадасайская, лабакская и верхтамская свиты). Отличительной особенностью этого структурного яруса является наличие в его основании хорошо выраженного перерыва, значительная мощность лав, широкое развитие базитовых интрузий быррангского комплекса, слагающие габбро-долеритовую (нижнетриасовую) формацию. На заключительной стадии формирования этого яруса происходило внедрение интрузий гранодиорит-гранит-порфировой формации нижнепясинского комплекса, а на соседних территориях также и сиенит-гранитового

моржовско-убойнинского комплекса лампроитовой формации, включающей дайки и трубки лампроитов чичаговского комплекса и дайки лампрофиров пясинского комплекса.

Время формирования структурно-вещественного комплекса третьего этажа отвечало началу активизации платформы, заложению Северо-Быррангской герцинской и Южно-Быррангской раннекиммерийской зон складчатости, завершившихся в поздний триасе, а возможно и в раннюю юру, превращением существовавшей с кембрия платформы в щит эпигерцинской–киммерийской платформы.

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Позднергерцинский–раннекиммерийский коллизионный этап завершил формирование Западного Таймыра в современную складчатую структуру. В результате всех складчатых движений на исследованной территории было сформировано большое количество пликативных структур и дизъюнктивных нарушений. Из этого числа дано описание лишь тех структур, которые определяют в полной мере особенности строения территории листа.

Угольная антиклиналь (4.1)* имеет субширотное простирание и прослеживается в северо-восточной части листа от р. Пясины до р. Мал. Пура. Ширина ее до 8 км. В ядре антиклинали выходят породы убойнинской свиты нижней перми, на крыльях развиты отложения крестьянской и овражинской свит ранне-среднепермского возраста. Северное крыло структуры относительно пологое, южное – крутое и срезано тектоническим нарушением.

Демсалерская антиклиналь (4.2) также расположена в северной части листа, протягивается в субширотном направлении через весь лист и отделена от Угольной антиклинали разломом. Ось антиклинали погружается в западном направлении, в восточной части листа в ядре выходят породы убойнинской свиты нижней перми, в западной – крестьянской свиты нижней–средней перми. Здесь на некоторых участках строение антиклинали затушевывается перекрывающими четвертичными образованиями. С юга Демсалерская антиклиналь обрезана Красносопочинским надвигом. К осевой зоне структуры в восточной части листа приурочен Демсалерский гранит-порфировый массив нижнепясинского комплекса.

Лабакская антиклиналь (4.3) расположена в бассейне одноименной реки к северу от оз. Надудотурку и по своей морфологии близка к брахиантиклинали. Осевая ее часть имеет нечеткое западно-северо-западное простирание и погружается на северо-восток под четвертичные отложения. В ядре структуры, там где пробурена скважина НТ-12, отмечается небольшой выход пород ефремовской свиты, которые являются наиболее древними породами, вскрытыми на дневной поверхности данного листа. На крыльях отмечаются отложения бражниковской и сырадасайской свит средне-позднепермского возраста, погружающиеся под нижнетриасовый вулканогенный комплекс пород.

Сырадасайская горст-антиклиналь (4.4) на территории данного листа развита локально, имеет субширотное простирание и представлена своим центриклинальным замыканием, а также перекрыта четвертичными образованиями. По сути, это западное окончание структуры, ярко выраженной на соседнем с запада листе S-44-XXIX,XXX.

Отрицательные пликативные структуры в пределах листа представлены Пясинской брахисинклиналью, Кырсинской и Коундейской синклиналиями.

Пясинская брахисинклиналь (5.1) расположена в северной части площади. Это крупная тектоническая структура, и ее значительная часть располагается к северу и западу от характеризуемой площади. В пределах листа синклиналь имеет субширотную ориентировку протяженностью более 40 км. Южное крыло складки сложено породами сырадасайской свиты, ядерная часть вулканогенными образованиями лабакской и верхтамской свит. Контакт с лежащими южнее Угольной и Демсалерской антиклиналиями тектонический, они разделены Малоপুরинским сбросом.

Кырсинская синклиналь (5.2) имеет субширотное простирание и прослеживается через всю площадь листа, но в восточной своей половине она перекрыта четвертичными образованиями и фиксируется только отдельными выходами нижнетриасовых вулканогенных пород. Крылья синклинали ограничены с севера и юга соответственно Красносопочинским надвигом и Сырутинским взбросом. Она имеет симметричное строение, центральная часть сложена базальтами верхтамской, а крылья – вулканогенными породами сырадасайской свиты. Углы падения в ядре близки к горизонтальным, а на крыльях достигают 30–40°, увеличиваясь в зонах разломов до 50–60°.

* Здесь и далее номера соответствуют тектонической схеме, представленной в зарамочном оформлении полотна геологической карты.

Коундейская синклиналь (5.3) отделена от Кырсинской Сырутинским взбросом. Она протягивается в широтном направлении через всю площадь, однако как и Кырсинская структура в восточной своей половине перекрыта четвертичными образованиями и фиксируется только отдельными выходами нижнетриасовых вулканогенных пород. Ее морфология аналогична Кырсинской синклинали. Крылья Коундейской синклинали ограничены с севера и юга соответственно Кырсинско-Пемпильским и Лабакско-Коундейским взбросами третьего порядка. Ядро ее сложено базальтами верхтамской свиты, а крылья – сырадасайской и лабакской свитами. Залегание горизонтальное в ядре и до 20–30° на крыльях, достигая в тектонических зонах 60–70°.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения на описываемой территории листа, как и на всем Таймыре, пользуются широким развитием. Благодаря фотогеничности территории и контрастности геологического строения, большинство из показанных на геологической карте разрывных нарушений выделяются уверенно. Они подтверждаются геологическим картированием, дешифрированием МАКС и по геологическим данным. Характерной особенностью разрывных нарушений является их амагматичность и отсутствие зон гидротермального изменения. На тектонической схеме показаны лишь наиболее крупные из них, влияющие на характеристику тех или иных структур.

Как показано на геологической карте и тектонической схеме в ориентировке разрывных нарушений изученной территории листа доминирует дугообразное субширотное направление. Разрывы субширотного простирания наиболее четко дешифрируются на АФС, картируются и выделяются в магнитных полях. Среди них выделяются структуры второго порядка: Красносопочинский надвиг, Пуринский взброс, Малопуринский и Сырадасайский сбросы, осложняющие основные пликативные структуры района. Все они имеют дугообразную форму, выпуклой частью направленной на юг. Выделяются также взбросы третьего порядка: Кырсинско-Пемпильский, Лабакско-Коундейский и Сырутинский.

Красносопочинский надвиг (2.1) имеет простирание близкое к субширотному с небольшим дугообразным изгибом к югу. Он прослеживается от верховий р. Дянгур до р. Красносопочная, левого притока р. Пясины. На местности надвиг фиксируется наличием зон дробления пород мощностью 20–40 м и прослеженных по простиранию до 100 м. Породы имеют субвертикальное залегание, часто запрокинутое. Амплитуда смещения по надвигу составляет несколько сот метров.

Пуринский взброс (2.2) протягивается через всю площадь от южной оконечности оз. Надудотурку вдоль южной границы Сырадасайской горст-антиклинали и пересекает р. Пуру. Амплитуда смещения по нему достигает 300 м.

Малопуринский сброс (2.3) разделяет Угольную и Демсалерскую антиклинали от Пясинской брахисинклинали. Он протягивается в субширотном направлении от р. Пясины до истоков р. Мал. Пуры через весь лист и уходит на соседнюю с запада площадь. Амплитуда его составляет порядка 200 м.

Сырадасайский сброс (2.4) протягивается в субширотном направлении от оз. Надудотурку до устья р. Пуры (за пределами листа). Он разделяет Сырадасайскую и Лабакскую синклинальные структуры. Амплитуда его достигает 300–400 м.

К относительно малоамплитудным взбросам на площади листа относятся структуры третьего порядка: Кырсинско-Пемпильский (3.1), Лабакско-Коундейский (3.2) и Сырутинский (3.3). Кырсинско-Пемпильский взброс имеет субширотную ориентировку, в своей западной части он выводит в северном крыле отложения овражинской свиты на уровень бражниковской свиты, в восточной части он перекрыт четвертичными образованиями и следится только в геофизических полях. Лабакско-Коундейский взброс вскрыт хорошо в пределах южного крыла Лабакской антиклинали, на остальной площади он практически везде также перекрыт четвертичными образованиями. Сырутинский взброс, хорошо прослеженный западнее на листе S-44-XXIX,XXX, на данной территории развит фрагментарно севернее озера Надудотурку, где он срезается разломами северо-западного направления, приуроченных к Убойнинской зоне сквозных нарушений.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Историю геологического развития территории данного листа целесообразно рассмотреть в рамках всего Западного Таймыра, что позволяет получить более широкое представление о происходивших здесь геологических процессах. Всего в данном регионе отмечается четыре этапа геологического развития, соответствующие четырем структурно-тектоническим ярусам.

На раннем этапе описание развития территории приводится по аналогии со смежными площадями, поскольку **ордовикско-девонские образования** (O–D₃) на данной площади на дневную поверхность не выходят. В это время формирование осадков происходило в обстановке морского окраинного бассейна платформы, где шло дискретное накопление глинистых, реже кремнисто-глинистых илов в мелководных застойных бассейнах (кремнисто-углеродистая или черносланцево-битуминозная формация) [38, 39]. В периоды удаления береговой линии и увеличения глубины бассейна формировались органогенно-карбонатные породы. В Южной фациальной зоне, куда относится территория данного листа, в этот период существовал нормально соленый морской бассейн с карбонатным осадконакоплением. В позднефранское–раннетурнейское время произошло общее поднятие территории и временное прекращение осадконакопления. Появление пенепленизированной суши и наличие теплого влажного климата привело к образованию латеритных, местами зрелых каолинитовых, а возможно и аллитных (как на Восточном Таймыре) кор выветривания, и их переотложению.

Позднепалеозойский этап (C₁–P₂) характеризуется постепенным погружением территории, формированием мелководного морского бассейна, накоплением в раннюю половину времени карбонатно-терригенных осадков зелеевской, макаровской и эвенкской свит. Органический мир бассейна был весьма скудным. На границе макаровского и эвенкского времени происходит заложение Сырадасайского поднятия.

Во вторую половину этапа характер осадконакопления изменился, осадки отлагались в прибрежном мелководье морского бассейна, лагун и, отчасти, на прибрежных заболоченных равнинах. Расцвет растительных сообществ в областях побережья привел к образованию торфяников, преобразованных впоследствии в угольные пласты. Наиболее благоприятные условия для угленакопления существовали в позднеэфремовское и убойнинское время. В эфремовское – это обилие лагун. В убойнинское время, несмотря на значительно расчлененный рельеф прилегающих к бассейну территорий, прибрежные заболоченные равнины в периоды стабилизации геодинамических движений являлись идеальными площадями угленакопления. При незначительной глубине бассейна накапливались мощные угленосные толщи эфремовской и убойнинской свит, т. е. бассейн развивался по принципу компенсированного прогиба.

Накопление угленосных толщ продолжалось в крестьянское и овражнинское время. На границе средней и верхней перми началась существенная перестройка территории.

Позднепалеозойский–раннемезозойский этап (P₃–T₂) с самого начала ознаменовался закрытием морского бассейна и началом формирования геологических образований в континентальных условиях. В бражниковское время описываемая площадь имела расчлененный рельеф, о чем свидетельствует материал, слагающий одноименную свиту представленный аллювиальными и пойменными отложениями. В виду активной динамики движений коры угленакопления не происходит. Появляются первые признаки начала вулканической деятельности – это принос вулканомиктового материала, появление туфогенных горизонтов и туфов. Сырадасайское время характеризуется началом регионального базитового магматизма, охватившего обширные пространства, как юга Таймыра, так и севера Сибирской платформы. На заключительной стадии магматической активизации шло внедрение интрузий и даек сиенит-гранитовой формации, а также даек и трубок лампроит-лампрофировой формации.

В позднетриасовое время прошел процесс складкообразования, и уже в меловое время сформировался плитный чехол раннекиммерийской платформы.

Отсутствие отложений от позднемеловых до среднечетвертичных не позволяет реконструировать

ровать историю развития этого интервала.

Поздняя стадия (**кайнозойская**) окончательно определила современный геологический облик Диксонского района. В среднем неоплейстоцене произошла трансгрессия, в результате чего были перемыты все более древние рыхлые отложения и территория приобрела облик островного архипелага, вполне вероятно, что трансгрессия происходила одновременно с формированием ледниковых шапок на островах. В конце среднего неоплейстоцена началась циклически-поступательная регрессия морского бассейна, в результате чего сформировались регионально распространенные террасы высотой 120–200 м и менее 120 м. На каком-то отрезке муруктинского времени на палеоостровной суше в связи с увеличением влажности климата начали формироваться малоактивные ледниковые шапки, не оставившие ярких следов своей деятельности. В конце верхнего неоплейстоцена начал формироваться ледовый комплекс в виде пластовых и жильных тел, приуроченных к верхней части разреза морских и континентальных отложений.

В настоящее время территория продолжает испытывать общее поднятие. Оно выражается в том, что с понижением базиса эрозии речные системы испытывают, главным образом, донную эрозию. Русла рек на протяжении многих километров протекают в каньонах, глубина которых достигает первых десятков метров. По речным системам отчетливо проявляется и блоковый характер современных движений. Он выражается в смене профиля водотоков: от равнинного к горному и вновь равнинному. Воздымание территории подтверждается и характером морской береговой линии. Чаще всего это прямолинейные крупные и недоступные отвесы, которые сменяются прибрежной равниной.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологическое районирование территории произведено в соответствии с районированием принятым при составлении ГГК-1000 листа S-44-46 и ранее изданных листов масштаба 1 : 200 000 [23, 63, 64].

Площадь характеризуемых листов расположена на стыке двух крупных морфоструктур Таймыра. На севере – это часть Северо-Таймырского нагорья и гор Бырранга, на юге – небольшая часть северной периферии Северо-Сибирской низменности (соответствуют структурно-геоморфологическим областям). Рельеф их характеризуется унаследованностью от древних структур.

Геоморфологическая область Северо-Таймырского нагорья и гор Бырранга подразделены на 2 района: Западно-Быррангское (ЗБН на геоморфологической схеме карты четвертичных образований) и краевая часть Центрально-Быррангского (ЦБН) низкогорья. Горы Бырранга (Центрально-Быррангское и Западно-Быррангское низкогорья) – цепь горных гряд восток-северо-восточного простираения в пределах листа представляют собой грядовые слабо расчлененные возвышенности высотой до 260 м, отделяемые друг от друга долинами рек (Надудотуркинская и Малопуринская котловины). Северо-Таймырское нагорье и Центрально-Быррангское низкогорье сформированы на дислоцированном доверхнемезозойском субстрате и им присущ структурно-денудационный рельеф.

На юге листов горные цепи Центрально-Быррангского и Западно-Быррангского низкогорий по изломанному в плане и не всегда четкому тектоническому уступу переходят в поверхность Северо-Сибирской низменности. Это террасированная эрозионно-аккумулятивная равнина, заложённая на мезозойско-кайнозойском прогибе, сложенной рыхлыми почти не дислоцированными отложениями. На территории листов она представлена частью Предбыррангской равнины (ПБР), которая сложена четвертичными отложениями мощностью до 133 м и более, залегающими на дислоцированном цоколе верхнепалеозойских и, возможно, нижнемезозойских пород. В пределах равнины выделяются Наркайская и Среднепуринская котловины, а также Водораздельный увал.

В рельефе района отчетливо проявлена ярусность, которая является результатом взаимодействия неотектонических движений, морской абразии и аккумуляции, эрозионно-денудационных процессов. Соответственно четко выделяется две генетические категории рельефа: выработанный и аккумулятивный.

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Выработанный рельеф представлен своей **денудационной (аструктурной) генетической категорией**, образованной наложением экзогенных процессов на породы фундамента Западно-Быррангского низкогорья. К нему отнесены выровненные водоразделы грядового облика, развитые на интрузивных и осадочных породах.

Скелетные черты горного рельефа связаны с расчленением мел-палеогеновых поверхностей выравнивания в неотектонический этап. При этом в первую стадию происходили сводовые движения, а во вторую – дифференцированные глыбовые движения по разломам северо-западного простираения [56].

Умеренные неотектонические поднятия и соответственно незначительное расчленение горного рельефа привели к тому, что большая часть водоразделов унаследовала основные черты древней мел-палеогеновой денудационной поверхности. На водоразделы наложено денудационное плато, которое в свою очередь расчленено эрозионными склонами речных долин и осложнено солифлюкционными склонами.

Эрозионные склоны речных долин, созданные глубинной и боковой эрозией рек (1), осложня-

ют низкогорный рельеф с образованием широко разветвленной дендритовидной системы, подчиненной неотектонике. Реки в пределах котловин интенсивно меандрируют. Иногда врез речной сети приводит к формированию каньонообразных долин с крутыми бортами, где процессы денудации происходят более активно, чем аккумуляции.

Пологохолмистая поверхность денудационного плато, созданного комплексной денудацией (2), широко развита в северо-западной части листа. Здесь в целом выположенный рельеф плато осложнен останцовыми вершинами округлой формы и вытянутыми грядами со склонами различной крутизны и уплощенными вершинами.

Криогенная планация является важнейшим фактором моделирующим морфоструктуру территории в целом. Практически все выходы коренных пород на водоразделах и их склонах разрушены с образованием каменных морей и нагорных террас. Водоразделы и склоны покрыты чехлом солифлюкционных и курумново-солифлюкционных образований, которые на протяжении всего теплого периода находятся в постоянном движении. В результате формируются *криосолифлюкционные склоны* (3) различной крутизны, которые являются важным звеном в транзите терригенного материала.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный рельеф имеет наиболее широкое развитие на территории листа и представлен рельефом, созданным морской, озерной, речной и болотной аккумуляции, а также их комбинациями. Условно выделен также ледниковый рельеф. Возраст аккумулятивного рельефа определяется по слагающим его коррелятивным отложениям квартера.

Самый верхний в рельефе ярус с абсолютными отметками более 200 м в пределах листа развит достаточно хорошо. К этому ярусу ранее [56, 62, 63] была отнесена морская и ледниково-морская равнина среднеледникового возраста. Ныне здесь выделена *проблематичная экзарационно-аккумулятивная равнина* муруктинского возраста (13). В пределах этого яруса условно выделяются останцы экзарационно-аккумулятивной ледниковой равнины, приуроченные к абсолютным отметкам более 200 м в центральной части листа по периферии Малоপুরинской котловины. Здесь площадь экзарационно-аккумулятивных останцов достигает 100 км². Рельеф их поверхности пологоволнистый сглаженный с относительно небольшими превышениями, иногда пологохолмистый за счет более позднего эрозионного расчленения. Для них характерно также большое количество озер, обусловленное термокарстом. Иногда равнина осложнена выходами долеритов грядового облика высотой до 10–15 м, длиной до 10 км. В сложении верхней части разреза реликтов экзарационно-аккумулятивной ледниковой равнины участвуют супеси с гравием, гальками и валунами, нередко с большой примесью глинистого материала. Валунки и гальки имеют различную окатанность. Мощность проблематичных ледниковых отложений муруктинского горизонта оценивается в 10 м.

Средний по высоте ярус рельефа (казанцевско-муруктинского возраста) слагает *аккумулятивная морская равнина палеошельфа* на абсолютных отметках 120–200 м (12). Сочленение ее в рельефе с более высокой равниной происходит по четко выраженным в рельефе перегибам склонов, реже – абразионным уступам. Рельеф ее обычно пологоволнистый и пологонаклонный. Иногда вблизи палеоберегового уровня казанцевского моря наблюдаются реликты береговых валов и баров длиной в первые сотни метров, шириной до 20 м и высотой до 8 м. Сложены они песчаным и песчано-гравийно-галечным материалом, нередко с раковинами двустворок. Максимально распространены останцы этой равнины в западной и восточной части листа, образуя в плане фигуру в виде наклонной буквы «Н», обусловленную неотектоникой. В сложении равнины участвуют слоистые глинистые, песчаные и галечные отложения, регрессивного строения с казанцевским комплексом фораминифер, фауной двустворок и морских остракод. По ЭПР-датировкам казанцевско-муруктинские образования отлагались в интервале 60–120 тыс. лет [36, 66].

Нижний по высоте ярус аккумулятивного рельефа имеет каргинско-сартанский возраст. В его составе выделяются три разновысотные абразионно-аккумулятивные поверхности выравнивания различного генезиса, обусловленных последовательно-циклической регрессией каргинского моря.

Каргинско-сартанский ярус абразионной моделировки рельефа приурочен к абсолютным отметкам менее 120 м. Причленение его к казанцевско-муруктинской абразионно-аккумулятивной равнине палеошельфа происходит по хорошо заметному в рельефе перегибу склона, реже – по абразионным уступам высотой до 8 м. Нередко вблизи палеобереговых уровней каргинских бассейнов наблюдаются грядо- и валообразные формы рельефа, являющиеся береговыми вала-

ми и барами. Фрагменты таких форм рельефа, не выражающиеся в масштабе геоморфологической схемы, наблюдаются практически на всей территории листов. Эти формы рельефа представляют собой узкие (5–100 м), нередко асимметричные гряды с плосковыпуклой поверхностью, протяженностью от нескольких десятков метров до первых километров, всегда приуроченные к одной горизонтали рельефа. В их строении участвуют пески различной зернистости, перекрытые маломощным песчано-гравийно-галечным слоем, нередко с валунами. Часто они расчленены эрозионными ложбинами на фрагменты. В руслах водотоков здесь нередко окатанная ракуша, встречается плавник хвойных пород.

Каргинская слабо *расчлененная пологоволнистая и пологонаклонная морская равнина* (11) абсолютной высотой до 120 м наибольшего распространения достигает в северо-восточной части листа в бассейнах рек Угольной и Красносопочной. В разрезе морских отложений этого возраста участвуют песчано-гравийно-галечные, песчаные и глинистые осадки в регрессивном напластовании. По латерали наблюдается дифференциация литологического состава бассейнового типа. Эти образования содержат морскую фауну, микрофауну фораминифер и морских остракод, а в бассейне р. Тарей в них найден череп моржа [62].

Лагунная пологонаклонная и слабо расчлененная равнина 80-100-метрового уровня (10) широко развита в бассейнах рек Быстрая, Пура и Мал. Пура, где она причленена к более высокой морской каргинской равнине. Ее тыловой шов обычно выражен хорошо заметным в рельефе перегибом склона, но опознание его затруднено вследствие наклонного залегания и узости площадки террасы. В строении данной равнины участвуют прибрежные галечники и сублиторальные пески мощностью до 10–15 м. На площади листа лагунная равнина каргинского возраста занимает не менее его трети в центре.

Необходимо отметить прекрасной сохранности рифельный рельеф волновой зоны с южной стороны урочища Железный Хребет, где он имеет площадь не менее 2 км². В строении разреза здесь участвуют песчано-гравийно-галечные отложения с валунами, залегающие на среднезернистых полимиктовых песках и тонкозернистые пески.

Останцы *озерно-речной слабо расчлененной равнины* сартанского возраста (9) развиты в бассейнах рек Малая Пура и Пура, приурочены ко второй надпойменной террасе этих рек относительной высотой 20–30 м. В ее разрезе участвуют пески с пропластками растительного детрита и супесей мощностью не более 4,5 м, перекрытые песчано-гравийно-галечными отложениями мощностью до 1,0 м.

Останцы *озерной слабо расчлененной равнины* сартанского возраста (8) развиты в бассейне озера Надудотурку. Тыловой шов ее в виде заметного перегиба склона прослеживается также на боргах долин рек Быстрая, Дюндака и Кафусалиру на относительной высоте 10–20 м.

Морская слабо расчлененная равнина сартанского возраста (7) прослеживается левом борте долины р. Пясины на абсолютной высоте 30 м. Сложена песчаными, песчано-гравийно-галечными и глинистыми осадками мощностью до 10 м.

Современный ярус аккумулятивного рельефа имеет относительную высоту до 10 м над руслами рек и уровнем оз. Надудотурку. Связан он с последним циклом эрозионного расчленения рельефа, в результате которого сформировался комплекс пойменных и первая надпойменная терраса объединенные, соответствующих им объединенных озерно-речных и озерных террас, образующих аллювиальные, озерно-речные и озерные равнины. Объединение произведено вследствие невозможности их показа в масштабе схемы раздельно.

Озерно-речная слабо расчлененная равнина объединенная голоценового возраста (6) развита в приустьевой части р. Дюндака и на правом берегу р. Быстрая, где она приурочена к первой надпойменной террасе высотой 5–10 м, а также к долине р. Пясины. В ее разрезе участвуют слоистые пески, алевроиты, супеси и торф мощностью до 10 м.

Аллювиальные равнины поймы и первой надпойменной террасы (5) объединяют низкую и высокую поймы, а также первую надпойменную террасу. В сложении первой надпойменной террасы участвуют слоистые гравийно-галечные отложения и пески. К верхней части разреза этой террасы приурочены многочисленные находки остатков древовидной ивы, что является ее картировочным признаком. В подавляющем большинстве разрезов этой террасы подошва ее не вскрыта. Максимальные размеры площадок первой надпойменной террасы не превышают 0,5 км². Терраса высокой поймы характерна для всех рек и крупных ручьев описываемой территории, ее относительная высота над руслами составляет 1,5–5,0 м. Она сложена песчано-гравийно-галечными отложениями, реже – слоистыми песками, супесью и торфом. Терраса низкой поймы имеет высоту 0,5–1,5 м и характерна для всей гидросети района.

Озерная слабо расчлененная равнина голоценового возраста (4) приурочена к восточному берегу озера Надудотурку в приустьевой части р. Лабак. Образует два уровня высотой 0–5 и 5–10 м. У тылового шва верхней террасы находятся ледово-напорные валы высотой до 2 м, сло-

женные песчано-гравийно-галечно-щебнисто-валунными отложениями. Поверхность террасы неровная, осложнена торфяными буграми и озерными западинами, разбита системой повторно-жильных льдов. Верхняя часть разреза равнины сложена разнотельными кварц-полевошпатовыми песками.

Болотные грядово-мочажинные равнины (14) развиты по всей территории листа, но наибольшего распространения достигают в котловинах. Представляют они заболоченные выровненные низины с густой травянистой растительностью, разбитые повторно-жильными льдами на полигоны, над которыми слабо возвышаются торфяно-моховые плоские бугры.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Историю развития рельефа территории уверенно можно восстановить лишь с конца среднего неоплейстоцена. В предшествующем этапе развития в общих чертах выделяется два важнейших рубежа. Первый из них характеризуется заложением основных черт современной морфоструктуры и приурочен к позднему мелу–раннему олигоцену, а второй – позднеолигоцен-миоценовый – предопределил оформление ее почти в современном виде. Этот этап связывается с неотектонической активизацией, вероятно, обусловленной процессами океанообразования в пределах современной морфоструктуры Арктического бассейна. В это время (эпоха Великой неогеновой регрессии) береговая линия была приурочена к континентальному склону. Вследствие низкого базиса эрозии на приморских низменностях были выработаны речные долины глубиной до 300 м и более. Этот этап характеризуется деструкцией ранее сформировавшихся полигенетических рыхлых отложений. Подтверждением этого является общая зараженность четвертичных отложений более древними (палеозой–неоген) микрофоссилиями.

Новый – синокеанический – цикл трансгрессии начался в плиоцене–раннем неоплейстоцене, но современного берегового уровня Северо-Западного Таймыра эта трансгрессия достигла только в начале среднего неоплейстоцена [56]. Максимум трансгрессии был приурочен к санчуговскому (возможно тазовскому) времени. Одновременно с этим, из-за избытка влаги и относительно теплого климата за счет достигавшей Таймыра одной из ветвей течения Гольфстрим, на палеостровах могло возникнуть оледенение в виде малоактивных ледниковых шапок северо-земельского типа. Очевидно, что эти ледники максимально распространялись только в наиболее высокогорной, северо-восточной части полуострова. В пределах описываемой территории, в связи с тем, что она вся была под уровнем моря, ледниковые шапки не существовали. Н. Г. Чочиа [34] отрицает и эти минималистские ледниковые построения. Им дается иная палеогеография раннего и среднего неоплейстоцена. Н. Г. Чочиа полагает, что большую часть этого времени была регрессия, и на территории Таймыра существовали континентальные условия без оледенения, которые продолжались до начала тазовского времени. К этому времени он относит крупнейшую трансгрессию плейстоцена. Этап характеризуется перемывом ранее преотложенных осадков и нивелированием расчлененного рельефа.

В максимум трансгрессии территория северо-западного Таймыра представляла собой архипелаг низких островов. В пределах палеошельфа сформировалась абразионно-аккумулятивная поверхность выравнивания, а на островах происходила моделировка денудационной равнины. Уровень аккумуляции достигал отметок 200 м, а возможно и больше, как предполагалось ранее [62, 63].

В конце среднего плейстоцена начинается регрессия бассейна, продолжавшаяся вплоть до начала казанцевского времени, когда произошла стабилизация уровня моря. К началу казанцевского времени вследствие циклической регрессии уровень моря понизился до 200 м абсолютной высоты и произошла его стабилизация. На севере Таймыра образовался архипелаг островов с извилистыми очертаниями, подобными современным шхерам Минина. В это время на островах, видимо, формировались малоактивные ледниковые шапки, вследствие увеличения влажности. Аккумуляция в это время происходила на абсолютных отметках менее 200 м. О периоде стабилизации свидетельствуют реликты абразионных уступов, выработанные на абсолютных отметках около +200 м. Соответственно понижению уровня аккумуляции в начале казанцевского времени происходит и снижение уровня денудации в пределах приморской равнины до 200–320 м. Это привело к деструкции образовавшихся на предыдущем этапе развития аккумулятивных и денудационных поверхностей выравнивания среднеоплейстоценового возраста.

В конце казанцевского и на протяжении муруктинского времени вновь происходит снижение уровня моря предположительно до отметок 50–120 м. В это время накапливается грубообломочная регрессивная пачка галечников, завершающая разрез казанцевско-муруктинской террасы и проблематичные ледниковые отложения муруктинского горизонта, расположенные выше

200 м абсолютной высоты. Регрессивная пачка морских галечников иногда вскрывается в межгорядовых депрессиях, где их подошва не опускается ниже 50 м. В разрезе Предбыррангской равнины регрессию казанцевского моря отмечает пачка песков, которая фациально заменяет пачку галечников. Подошва этой пачки песков не вскрыта современным эрозионным врезом, но по построениям ее абсолютная отметка близка к 0 м. Наличие этой пачки песков свидетельствует о снижении уровня моря, но не о том, что оно покидало данную территорию в это время.

В начале каргинского времени происходит стабилизация уровня моря на отметках 100–120 м абсолютной высоты. Это нашло свое отражение в формировании четко выраженных палеобереговых линий, береговых валов и баров в прибрежной зоне. Затем в конце каргинского, а возможно и середине сартанского времени вновь происходит регрессия моря. В тектонически обусловленных депрессиях регрессия каргинского бассейна несколько задержалась в связи с тем, что здесь находились остаточные бассейны, развивавшиеся изолированно от морского бассейна. Вследствие прогрессирующего опреснения они быстро превращались сначала в опресненные лагуны, затем и пресные озера. Палеобереговые уровни этих водоемов намечаются на гипсометрических отметках 120, 100 и 80 м. Для отложений этих бассейнов, формировавшихся в лагунно-озерных условиях, характерен тонкий песчаный и алевритовый состав, часто с четкой ритмичной слоистостью и малое количество морской макро- и микрофауны, которая содержится здесь, тем не менее, постоянно. Представляется, что спуск этих озер не был одномоментным актом, а происходил в разных частях территории равнины разновременно вследствие выработки реками своих русел. В процессе блуждания прарек и спуска остаточных озер [74] неоднократно происходила перестройка гидросети, следы которой выражаются в хорошо выраженных в рельефе брошенных долинах. Примером является долина, соединяющая бассейны рек Быстрая и Сырадасай, унаследованная в настоящее время р. Сяко. Относительно краткое существование во времени данных водотоков подтверждает малая мощность осадков отложенных ими.

Соответственно стабилизации уровня моря к началу каргинского времени, происходит снижение уровня денудации за счет вовлечения в сферу моделировки гипсометрического уровня 120–200 м, который на предыдущем этапе входил в палеошельф. В результате происходит активное разрушение аккумулятивных форм рельефа и менее заметное – денудационных.

Завершение этапа приурочено к концу сартанского времени, когда наряду с аллювиально-озерными поверхностями начали формироваться речные вторые надпойменные террасы в средних течениях рек горной части Северного Таймыра. Формирование первых надпойменных террас приурочено к началу голоцена, возможно, к концу сартана–началу голоцена. Современная моделировка рельефа связана с эрозионным расчленением ранних аккумулятивных форм и криогенной планацией всего рельефа.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В результате геолого-поисковых и геологосъемочных работ на площади листа выявлены месторождения и проявления каменных углей, стройматериалов, а также проявления свинца, цинка и многочисленные пункты минерализации. Рассмотрены перспективы нефтегазоносности территории.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

Непосредственно на площади листа прямых проявлений нефтегазоносности нет. Они известны к западу на территории листа S-44-XXIX,XXX. Здесь в бассейне р. Сырадасай известно 9 проявлений нефти, битумов и газа. На р. Верх. Тама скважиной ДС-1 в интервале глубин 11,4–100 м вскрыты миндалекаменные базальты сырадасайской свиты верхней перми с капельно-жидкими включениями преобразованной нефти. Нефть локализована в трещинах и миндалинах, составляющих 10–15 % объема породы. Нефтяные твердые битумы вскрыты скважиной ДС-4 в интервале 87,0–100,0 м. Битумы черного, коричневого цвета приурочены к трещинам и миндалинам в базальтах сырадасайской свиты. Содержание битумов составляет до 1 % объема породы. Аналогичные твердые битумы установлены в обнажающихся на правом берегу р. Сырадасай базальтах и подстилающих их конгломератах сырадасайской свиты. При поисковом бурении на уголь включения битумов обнаружены в породах овражниковской и бражниковской свиты верхней перми, убойнинской и ефремовской свитах нижней перми, базальтах и подстилающих их конгломератах сырадасайской свиты. Кроме того в скважине СС-10 на р. Сырадасай был зафиксирован выброс метана с глубины 31,0 м из горизонта четвертичных песков, перекрытых глинистыми отложениями верхнечетвертичного возраста.

Перспективы нефтегазоносности территории листа рассмотрены в следующем разделе «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района».

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

Ресурсы каменных углей территории листов связаны с пермскими угленосными отложениями. Регионально они приурочены к западной части Западно-Таймырского каменноугольного бассейна. На площади известно одно месторождение и 8 проявлений каменного угля, которые после дополнительного изучения могут перейти в ранг месторождений.

Месторождение Пясинское (1-4-2) расположено в нижнем течении р. Угольной. Открыто Н. Н. Мутафи в 1935–1936 гг. С 1938 по 1982 гг. на месторождении периодически проводились поисково-оценочные, геологоразведочные и опробовательские работы. Угленосные отложения крестьянской и овражнинской свит средней–верхней перми слагают южное крыло Усть-Пясинской грабен-синклинали, ядро которой выполнено пермо-триасовыми вулканогенными отложениями. По данным Ю. Н. Седых [67] вдоль р. Угольной на протяжении 8 км скважинами и штольнями вскрыто 25 угольных пластов и пропластков мощностью от 0,2 до 8,5 м. Суммарная мощность пластов 71,5 м. Угли марок ОС, СС, Т, А, реже – К₂, неспекаемые (табл. 5). Прогнозные ресурсы, подсчитанные по 21 рабочему пласту (более 0,88 м) составляют по категории Р₃ – 8,16 млрд т, в том числе по категории Р₂ – 835,6 млн т.

Результаты технологического и элементного анализа каменных углей

№ месторождения (проявления) на карте	Технологические показатели										
	W ^d , %	A ^d , %	V ^{daf} , %	S _t ^d , %	P ^d , %	C ^{dif} , %	H ^{daf} , %	N ^{daf} , %	Q _d ^{daf} , %	Q _s ^{daf} , ккал/кг	Коксуйе-мость
I-4-2 (Пясинское)	0,7-1,7	7,3-36,9	0,2-1,3	-	-	-	-	-	-	7206-8638	-
II-1-1	-	18,3	8,0-11,0	-	-	90,0	-	-	-	-	-
II-1-3	-	11,0	79,0	-	-	91,5	-	-	-	-	-
III-2-2	-	8,8-11,6	26,2-29,7	0,3	0,02	83,8-84,5	4,6-4,9	2,1-2,4	8,8-8,9	8081-8146	порошок

Из *проявлений* каменного угля следует отметить объекты в верховьях рр. Дянгур и Кырса (II-1-1, 2, 3), расположенные на восточном окончании Косёбигайского угленосного поля. Здесь в отложениях овражинской свиты отмечаются два пласта каменного угля мощностью от 0,8 до 2,9 м. Другие проявления в бассейне р. Лабак представлены в основном высыпками обломков углей. Однако следует отметить, что на этой же площади в скважине НТ-6, пробуренной на левом борту р. Лабак в интервале глубин 242–413 м вскрыто 6 угольных пластов мощностью до 6,4 м. Все это свидетельствует о высоком потенциале угленосности территории и возможности перевода при детальном изучении проявлений в ранг месторождений.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

В русле небольшого ручья, правого притока р. Кафусалиру (*проявление IV-2-2*) обнаружены валуны обожженных измененных пород с вкрапленностью галенита, сфалерита, пирита, арсенопирита и марказита. Содержание элементов по 1 штучной пробе составляет (в %): свинца – 5,0, цинка – 5,0, серебра – 0,05 [76].

Определенный интерес представляет *пункт минерализации Лабакский (III-1-7)*. Здесь в скважине НТ-12 вскрывается блоково-купольная структура, обусловленная внедрением интрузии гранитоидов нижнепясинского комплекса. Кровля интрузивного тела вскрывается на глубине свыше 200 м. Выше кровли залегают терригенные породы ефремовской и убойнинской свит, в которых почти непрерывно по всему пробуренному интервалу прослеживается сульфидная минерализация. Содержание рудных минералов колеблется в пределах 1–5 %, но на отдельных интервалах доходит до 30–80 %. Преобладающие типы минерализации: вкрапленный, реже – прожилково-вкрапленный, еще реже – гнездово-вкрапленный. Основные рудные минералы: пирит, халькопирит, пирротин, марказит, в подчиненном количестве присутствуют галенит, сфалерит, арсенопирит. По результатам спектрального анализа (37 проб): медь – 0,01–0,015 %; свинец – 0,01–0,02 %; цинк – 0,01–0,02 %.

В 5,5 км к востоку от устья р. Дюндака (*пункт минерализации III-1-4*) в хлорит-кварц-кальцитовой породе установлено содержание меди – 0,01–0,02 %.

В 3 км на юго-запад от высоты 238 м (*пункт минерализации III-1-6*) в 14 пробах установлено содержание меди – 0,01–0,08 %, молибдена – до 0,0005 %.

В правом борту долины р. Пуры, в 5 км ниже руч. Фаладей (*пункт минерализации III-4-1*) выделена точечная геохимическая аномалия Cu и Mo в гидротермально измененных базальтах лабакской свиты нижнего триаса. Содержание Cu – до 0,02 %.

В правом борту р. Лабак (*пункт минерализации III-1-1*) и северо-западнее устья р. Лабак (*пункт минерализации III-1-8*) в пробах из элювия базальтов лабакской свиты спектральным анализом установлены содержания мышьяка – 0,008 % и 0,015 % соответственно.

По нескольким рекам в пределах листа установлены *шлиховые потоки* реальгара и киновари (I-1-2; I-2-2; II-4-1, 2; IV-1-2), свидетельствующие о наличии на этой территории, как и в пределах всего Западного Таймыра, гидротермального ртутно-мышьякового оруденения.

На северо-западном берегу оз. Коундйя (*ШО III-2-1*) в шлиховых пробах встречен халькопирит, никелин.

На территории листа так же выделен ряд *вторичных геохимических ореолов* свинца, цинка, никеля, молибдена, олова и меди (I-1-1; I-4-1, 3, 4; IV-2-1, 3).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ПАЛЛАДИЙ

На южном побережье оз. Надудотурку (*пункт минерализации IV-1-1*) в литохимической пробе из пиритизированных базальтов сырадасайской свиты установлен палладий (до 0,02 г/т).

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

ГЛИНЫ КЕРАМИЧЕСКИЕ

Месторождение керамических глин (I-2-1) расположено на правом берегу р. Нюдябору. Здесь отмечены верхнечетвертичные лагунные морские глины, прослеженные на протяжении 1,5 км, мощность их от 10 до 25 м. Глины пластичные пригодные для производства грубой керамики. Прогнозные ресурсы P_3 – 10 млн т.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

ГЛИНЫ КЕРАМЗИТОВЫЕ

Месторождение керамзитовых глин выделено в левом борту р. Быстрой (IV-1-3), где площадь распространения лагунных морских глин составляет 36 км², их средняя мощность 15 м. Глина монтмориллонитовая с примесью каолинита, гидрослюды. Можно использовать как сырье для керамзита. А также для изготовления черепицы, кирпича и в буровых растворах. Прогнозные ресурсы P_3 – 270 млн т.

Лабакское месторождение (III-1-9) представлено озерными лагунными ленточнослоистыми глинами и суглинками. Площадь продуктивной части – 30 км², средняя мощность – до 10 м. Состав глин существенно монтмориллонитовый, в качестве примесей отмечаются каолинит и гидрослюды. В естественном виде и с добавкой 0,5 % концентрата нефти по лабораторным испытаниям отвечает требованиям на сырье для керамзита. Возможно применение для изготовления черепицы, а также использование в буровых растворах. Прогнозные ресурсы P_3 – 150 млн т.

Месторождение керамзитовых глин у левого притока р. Лабак (III-2-4) представлено морскими лагунными глинами на площади 14 км² при средней мощности 10 м. Глины умеренно пластичные монтмориллонитовые, в качестве примесей присутствует каолинит. Можно использовать для производства керамзита, грубой керамики. Прогнозные ресурсы P_3 – 70 млн т.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория листов входит в **Южно-Бырангскую структурно-металлогеническую область** Таймыро-Североземельской металлогенической провинции, специализированную на комплекс полезных ископаемых, включающий в себя сульфидные медно-никелевые руды, золото, медь, молибден и ряд других полезных ископаемых.

НЕФТЬ И ГАЗ

Для решения вопроса о перспективах доюрской (в пределах Таймырской складчатой области, включая лист S-45-XXV, XXVI, нефтегазоносности надо было решить две основные задачи. Первая из них состояла из выявления потенциальных нефтематеринских пород, возможностей генерации в них нефти, вторая определялась нахождением благоприятных структурных и литологических (коллектора, покрышки) условий для локализации нефти и газа.

Первый вопрос решался силами группы А. П. Романова в КНИИГиМС с привлечением для лабораторных исследований ряда специализированных институтов путем оценки степени катагенетической преобразованности органического вещества и ожидаемого нефтегазогенерационного потенциала доюрских отложений западной части Таймырской складчатой области.

Второй вопрос решался путем проведения сейсморазведочных работ [40] на правом берегу р. Енисей в пределах западной части Таймырской складчатой области и Енисей-Хатангского прогиба. Использовались также данные проведенных ОАО «Красноярскгеолсъемка» ГГС-200 и ГДП-200 на данной территории [56].

По результатам этих исследований построена схема перспектив нефтегазоносности Диксонской площади (рис. 1), куда входит и лист S-45-XXV, XXVI, а также прилегающие листы S-44-XXI-XXIV; S-44-XXVII, XXVIII; S-44-XXIX, XXX; S-45-XIX, XX. Как явствует из анализа данной схемы в пределах листа располагаются восточные части северной и южной прогнозных зон потенциальной локализации углеводородов и три структуры антиклинального типа: Угольная, Малоপুরинская и Шакуйская. Последняя заходит на лист только своей северной периклиналью. Надо отметить, что восточная часть листа не изучена сейсморазведочными работами, поэтому замыкание прогнозных зон и Угольной антиклинали достоверно не установлено.

Угольная антиклинальная структура (3) намечается восточнее Убойнинской структуры на двух сейсмических профилях. Она является продолжением антиклинальной зоны, связанной с фронтальной частью субширотного надвига. На разрезе выявлена западная периклинальная часть структуры, восточная часть расположена за пределами площади, охваченной сейсморазведочными работами. Исходя из данных геологической съемки, предполагается, что свод структуры расположен восточнее. На временных разрезах структура вкрест простирания характеризуется четким антиклинальным перегибом с углами наклона 3–5°, отмечается также подъем отражающих границ в восточном направлении. Судя по хорошей устойчивой корреляции отражений внутри палеозойских комплексов, структура не разбита разрывными нарушениями. Размер структуры по длинной оси в пределах изученной части – около 20 км, с учетом восточной части он составит 40–50 км. Предполагаемая амплитуда по палеозойским отложениям может достигать 500 м. По косвенным данным можно предположить о незначительном влиянии тектонических нарушений. Слабое проявление разрывных нарушений дает основание прогнозировать высокие перспективы данной структуры в карбонатах среднего палеозоя.

Малоপুরинская антиклиналь (6) расположена восточнее Сырадасайской структуры и связана с субширотным надвигом. Наличие здесь положительной структуры также подтверждается данными геологической съемки. Сводовая часть структуры разбита разрывными нарушениями на три блока, каждый из них имеет форму антиклинали. Блоки могут формировать отдельные

локальные ловушки структурного и структурно-тектонического типов. Наибольшие размеры (10 км вкрест простирания) имеет северный блок. По сейсмическим данным однозначно выделены северное пологое крыло и южное более крутое крыло, которое срезано надвигом. Размеры северного блока по простиранию, исходя из данных геологосъемочных работ, достигают 40 км, размеры вкрест простирания – около 10 км. Амплитуда структуры порядка 250 м. По данным геологической съемки терригенные породы перми на данном участке слабо насыщены пластовыми интрузиями, соответственно перспективы нефтегазоносности остаются высокими, но структура требует доизучения.

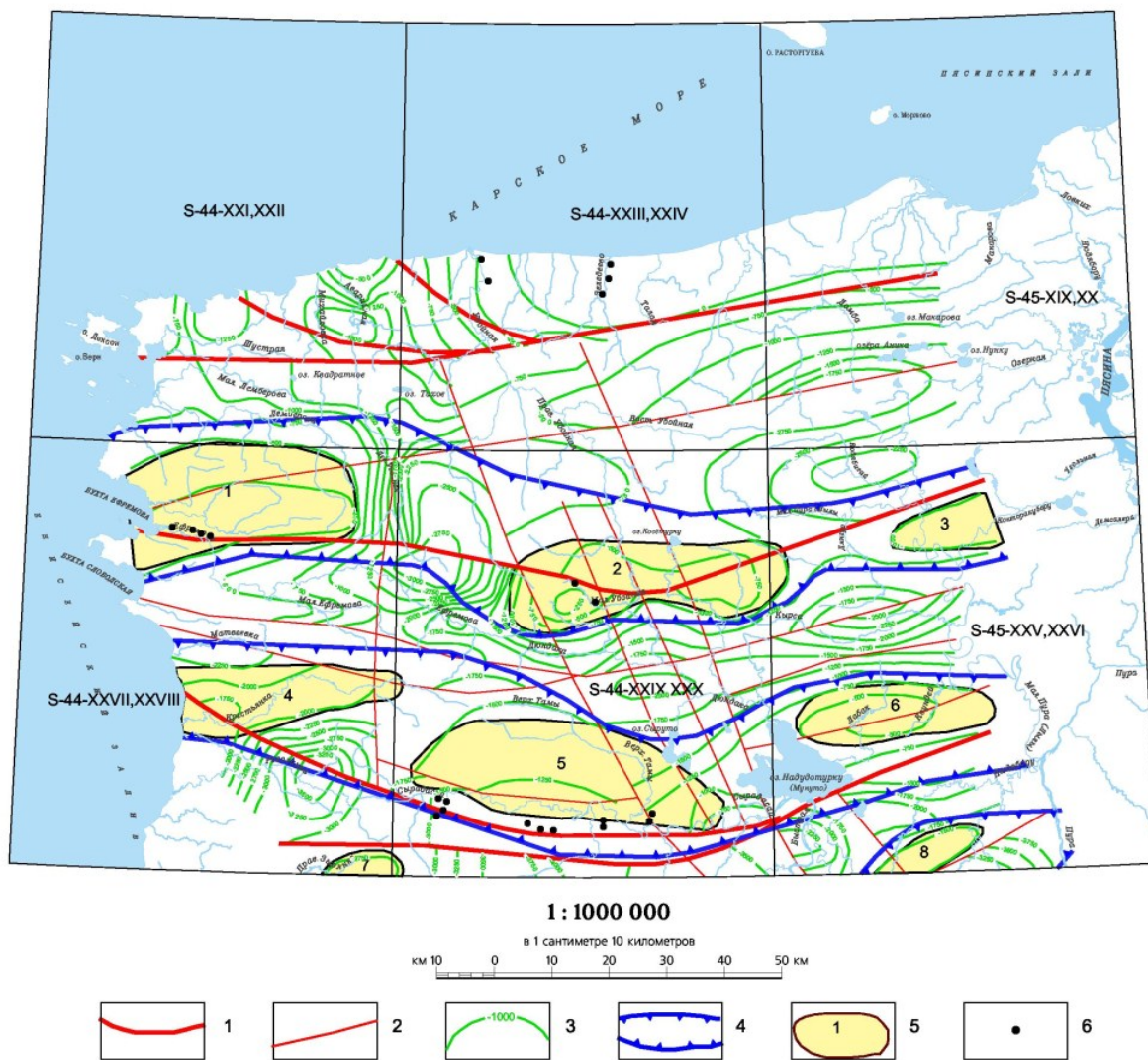


Рис. 1. Схема перспектив нефтегазоносности Диксонской площади.

Разрывные нарушения: 1 – разломы главные, 2 – разломы второстепенные. Результаты интерпретации сейсморазведочных работ [40]: 3 – изогипсы отражающего горизонта Va, соответствующего подошве верхнепалеозойского возраста C_2 (в м). 4 – прогнозные зоны локализации углеводородов. 5 – перспективные объекты антиклинального типа и их амплитуда (в м): 1 – Ефремовская (500), 2 – Убойнинская (1 000), 3 – Угольная (500), 4 – Крестьянская (300), 5 – Сырадасайская (500), 6 – Малоপুরинская (250), 7 – Зырянская (200), 8 – Шакуйская (250). 6 – места отбора проб на анализ органического вещества [64].

Шакуйская антиклиналь (8) расположена в зоне перехода Таймырской складчатой области к Енисей-Хатангскому прогибу и выделяется как унаследованная структура с амплитудой 200–250 м. Она перекрыта юрско-меловым осадочным чехлом и эффузивно-терригенными отложениями пермо-триаса. Эти отложения обладают хорошими экранирующими свойствами. Кроме того, палеозойская эрозионная поверхность имеет признаки остаточной коры выветривания, которая может являться, при благоприятных условиях сохранности флюидоупоров, резервуаром скоплений УВ.

УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

Изученная территория расположена в пределах **Западно-Таймырского каменноугольного бассейна (1)**. Широкое развитие угленосных отложений, наличие в их разрезе большого количества высокометаморфизованных пластов углей стадий II–VII, что в марочном отношении отвечает углям от газовых до антрацитов, определяет высокую перспективность на этот вид сырья. Общие закономерности распределения угленосности Западно-Таймырского бассейна установлены в целом по всей территории Западного Таймыра, которые рассмотрены выше при анализе условий угленакопления в пермский период.

Минерагеническое районирование проведено с учетом выходов угленосных отложений как потенциальных металлотектов, а также выявленных месторождений и проявлений. На территории листа, принадлежащему Западно-Таймырскому каменноугольному бассейну, выделяется *Угольный каменноугольный узел (1.0.1)*, расположенного в бассейне р. Угольной. Кроме того, на территории листа в верхнем течении рр. Дянгур и Кырса расположена восточная относительно небольшая часть *Косёбигайского каменноугольного узла (1.0.2)*, большая часть которого находится на соседнем с запада листе S-44-XXIX,XXX.

Прогнозные ресурсы категории P_3 рассчитывались по формуле: $Q=S \times m \times d$, где Q – прогнозные ресурсы категории P_3 в млн т, S – площадь угольного узла в m^2 , m – суммарная мощность угольных пластов в пределах данного узла в метрах за вычетом некондиционных пластов мощностью менее 0,7 м, d – объемный вес каменного угля в t/m^3 .

Площадь угольного узла определялась на карте полезных ископаемых программными средствами ArcView. Суммарная мощность определялась по данным геологосъемочных и геологоразведочных работ за вычетом некондиционных пластов мощностью менее 0,7 м. Объемный вес угля принят $1,48 t/m^3$ по аналогии с Сырадасайским месторождением, где проводились соответствующие исследования.

Для Угольного узла эти показатели составляют соответственно $S = 157 \cdot 10^6 m^2$, $m = 55 m$, $d = 1,48 t/m^3$. Отсюда: $Q = 157 \cdot 10^6 \times 55 \times 1,48 = 12\,779 \cdot 10^6 t$ или округленно с учетом высокой условности расчетов 12 800 млн т.

Прогнозные ресурсы Косёбигайского узла определены в 17 800 млн т, но большая часть из них относится к соседнему с запада листу S-44-XXIX,XXX, на котором и произведен подсчет прогнозных ресурсов. Непосредственно на листе S-45-XXV,XXVI с учетом площади узла в его пределах прогнозные ресурсы каменных углей определены в 3 800 млн т.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Полиметаллическое оруденение, выявленное в экзоконтактовой зоне гранитоидного массива, вскрытого скважиной НТ-12, в пункте минерализации Лабакский (III-1-7), является прямым поисковым признаком перспективности территории листа на комплекс полезных ископаемых, связанных с интрузиями гранодиоритовой формации нижнепясинского комплекса. За пределами площади (в зоне Убойнинского разлома) с этими интрузиями пространственно и генетически связаны проявления медно-молибден-порфирирового типа. В целом в пределах Таймырской складчатой с этим комплексом связан широкий спектр и других полезных ископаемых (золото, мышьяк, сурьма). Пункт минерализации Лабакский (III-1-7) может представлять интерес как объект, имеющий геологическую позицию близкую проявлению Убойное, на сопредельном с северо-востока листе.

На основе проведенных на территории листа всех геохимических исследований проведена математическая обработка аналитических данных ГХС-200, 50 (потоки, вторичные ореолы рассеяния). Последующая интерпретация результатов были выполнены на основе представлений об естественных иерархических системах аномальных геохимических полей (АГХП), отображающих структуру рудогенных объектов крупного ранга, развиваемых в работах В. М. Питулько, И. Н. Крицук, С. А. Григорова, А. Б. Каждана, В. И. Пахомова, С. В. Соколова [12, 18, 25, 26 32].

В качестве геолого-генетической модели формирования иерархической структуры АГХП рассматривается [25, 26] многоуровневая конвективная система. Сущность используемой модели заключается в многоуровненности однотипного процесса, осуществляющегося в дискретно меняющихся термодинамических условиях и в дискретно сокращающемся объеме. В соответствии с представлениями многоуровневой конвективной модели рудогенеза каждый член рудогенной системы любого ранга, закономерно располагается относительно теплового источника, обуславливающего конвективный перенос флюидов, – магматических тел, вулканоплутонических очагов, зон тектонических напряжений и т. п. Он обладает полярной и осевой геохими-

ческой зональностью, выражается в физических и геохимических полях.

Рудогенные конвективные структуры крупного ранга рудных районов и рудных узлов (РР, РУ) чаще всего носят эпипородный характер и лишь по мере их усложнения по линии РУ–рудное поле (РП)–рудное месторождение (РМ) и т. д. начинают в отдельных случаях приобретать черты соответствия с конкретными геологическими структурами и телами. Эпипородные конвективные системы любого ранга имеют подобную структуру и состав ореолов центробежных элементов (ЦБЭ). Границам кластеров соответствуют участки выноса, окаймляющие внешнее кольцо повышенных содержаний сидерофильных элементов и локальный центр с минимальными параметрами поля содержаний этих элементов [32]. Более просто распределены центростремительные элементы (ЦСЭ), в т. ч. рудные, накапливающиеся преимущественно в локальных центрах относительного понижения содержаний сидерофилов. Результаты математической обработки представлены в графической форме в виде схемы рудогенных аномалий на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения.

Поля распределения элементов из-за мощного литифицированного покровного четвертичного комплекса характеризуются невысокой контрастностью ($K_k=1,2-1,5$), реже отмечаются локальные повышения до 2–3. Анализ структуры ГХП позволяет выделить в пределах листа 3 системы зональных неоднородностей в распределении элементов ранга рудного района (РР) – АГХП-РР 1200, занимающее большую часть площади листа, и АГХП-РР 700, 800, которые фрагментарно фиксируются в северной и восточной частях соответственно.

Геохимический район (ГХР) 1200 оконтурен в полях распределения сидерофильной группы $CoNiCr$, Cu , B , Mg (потоки – 200). Внешние границы ГХР 1200 удовлетворительно соотносятся с зонами тектонических нарушений. Для центральной части характерны доминирующая роль B в потоках рассеяния, Pb , K – во вторичных ореолах, проявление на глубине 200 м гранит-порфиоров, выше которых почти непрерывно прослеживается сульфидная минерализация.

С привлечением данных по Pb , Cu , Zn , Co , Ni , Cr , Mn , Mo , Sn , Ag , K , Mg (вторичные ореолы – 50) выполнен анализ внутренней структуры АГХП-РР 1200, выделены АГХП-РУ, РП, получены их геохимические характеристики – интенсивность, изменчивость, полярная зональность. Оценена перспективность выделенных АГХП-РУ, РП по интенсивности и вариации геохимического поля в совокупности с геологическими данными о наличии в их контурах пунктов минерализации и проявлении рудоконтролирующих факторов.

Наибольшей перспективностью отличается АГХП-РУ 1230, в котором в структуре поля вторичных ореолов отчетливо проявлена полярная зональность – центростремительную (ЦС) позицию занимают Pb , Mo , K , центробежную (ЦБ) – Cu , Ni , Mg , Fe , Ti . В контуре ГХУ 1230 по распределению содержаний элементов Pb , Cu , Ni , Cr , Mg , выявлены зональные системы ранга рудного поля, фиксируются пункты минерализации Pb , Cu , Zn , Mo , As , встречены дайки пикритовых долеритов, отмечены метасоматиты.

Выделенная геохимическая системная неоднородность ранга РР фиксирует вулcano-плутоническую очаговую зону пермо-триаса с наложенными очаговыми мезозойскими активизационными процессами.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа S-45-XXV, XXVI располагается в пределах Южно-Таймырского гидрогеологического района, в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты. Термометрическими измерениями в скважинах, пробуренных в непосредственной близости к юго-востоку от данной площади, установлено, что мощность мерзлой толщи колеблется от 210 до 460 м. Мощность сезонно-талого деятельного слоя зависит от морфологии рельефа, состава пород, экспозиции склона и обычно составляет 0,3–0,8 м. Из криогенных образований характерны трещино-полигональные грунты, солифлюкционные оползни. В долинах рек и понижениях рельефа развиты гидролакколиты и термокарстовые впадины. В аллювиальных, озерно-болотных и солифлюкционных отложениях часто встречаются линзы погребенного льда.

Подземные воды по характеру распространения и взаимоотношению с криогенной толщей подразделяются на над-, меж- и подмерзлотные. *Межмерзлотные* и *подмерзлотные воды* на данной площади не изучены. Западнее на Сырадасайской площади по результатам бурения в скважинах ниже мерзлотной толщи отмечается распреснение буровых рассолов. Вероятнее всего, это связано с наличием подмерзлотных пресных или малосолёных слабонапорных трещино-пластовых вод. Межмерзлотные воды в этих скважинах не выявлены. Ниже льдонасыщенных четвертичных отложений и продуктов коры выветривания вскрывается безводный ярус охлаждения, в пределах которого монолитные горные породы не содержат ни льда, ни воды. [56, 74].

Надмерзлотные воды подразделены на воды деятельного слоя и многолетних таликов. Воды деятельного слоя формируются в период кратковременной (до 2,5 месяцев) летней оттайки. Глубина их проникновения составляет десятки сантиметров. Эти воды представляют собой фильтрационный поток, который движется от склонов к речным долинам. Водовмещающими породами являются валунные, гравийно-галечные отложения, пески, суглинки. В зависимости от состава водовмещающих пород скорость движения потока или коэффициент фильтрации изменяется от 0,1–1,0 м/сут в глинисто-песчаных разностях до нескольких десятков метров в сутки в грубообломочных разностях [66]. Многолетние талики приурочены к водопроницаемым породам под руслами рек и образуются в результате отепляющего действия последних на многолетнемерзлые породы.

Питание поверхностных вод происходит за счет атмосферных осадков, а в летний период за счет надмерзлотных вод деятельного слоя. Химический состав вод деятельного слоя совпадает с составом многолетних таликов, вследствие их генетической связи. По химическому составу это пресные и сверхпресные нейтральные (рН=6,4–7,2), гидрокарбонатно-кальциевые, реже гидрокарбонатно-натриевые воды с минерализацией – 0,03–0,3 г/л [56].

По своим свойствам поверхностные воды пригодны для всех видов производственных и бытовых нужд. В связи с повсеместным развитием многолетней мерзлоты водные ресурсы территории весьма ограничены. Дефицит воды особенно резко ощущается в зимний период, когда мелкие водотоки полностью перемерзают. Источником водоснабжения могут служить только глубокие непромерзающие озера и относительно крупные реки.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа расположена в области арктических тундр и прибрежной части шельфа Ледовитого океана. В качестве основы для составления схемы эколого-геологических условий использована карта четвертичных отложений и схема геоморфологического районирования. Площадь листов приурочена к хозяйственно не освоенным природным ландшафтам, поэтому при оценке эколого-геологической обстановки, учитывалась в основном потенциальная опасность природных объектов.

На площади выделено две группы ландшафтов – **континентальные арктические тундры и прибрежный арктический шельф**, состоящие из 7 природных ландшафтов:

- денудационные плато и их склоны;
- экзарационно-аккумулятивная поверхность;
- террасированная морская равнина;
- озерная и озерно-аллювиальные равнины объединенные;
- долины рек;
- акватория озер.

Денудационные плато и их склоны широко проявлены в юго-западной и западной части района, занимают высотные отметки 40–260 м. Они развиты по эффузивным и интрузивным породам, в меньшей степени – осадочно-метаморфическим толщам. Поверхность плато субгоризонтальная, слабо выпуклая; склоны пологие, реже – крутые; покрыты элювиальными, делювиальными и солифлюкционными отложениями. Здесь часто встречаются отпрепарированные горные останцы и гряды. На особенно крутых склонах возможно локальное проявление процессов осыпобразования. Почвенный слой отсутствует. Растительность на каменистых склонах лишайниковая, на выположенных поверхностях – мохово-лишайниковая. Геохимические и геодинамические потенциалы данной территории высокой устойчивости. Эколого-геологическая оценка в целом благоприятная, за исключением участков возможного образования осыпей.

Экзарационно-аккумулятивная ледниковая поверхность более всего распространена на водоразделе рек Мал. Пура и Пясины, Мал. Пура и оз. Надудотурку. В сложении верхней части проблематичной экзарационно-аккумулятивной ледниковой поверхности муруктинского возраста участвуют супеси с гравием, гальками и валунами, нередко с большой примесью глинистого материала. Мощность рыхлых отложений может достигать 10 м. Рельеф ее пологоволнистый, сглаженный с относительно небольшими превышениями, иногда пологохолмистый за счет более позднего эрозионного расчленения. Покрыта она в основном мохово-травяной растительностью. Геохимическая и геодинамическая устойчивость данного ландшафта средняя. Эколого-геологическая оценка благоприятная, т. к. состояние среды нарушено мало. Опасные природные процессы и объекты (заболачивание, термокарст, термоэрозия и др.) слабы по интенсивности и проявлены локально на площадях с увеличенной мощностью рыхлых отложений.

Террасированная равнина занимает значительную часть площади суши в центральной и северо-западной части района. Располагается на абсолютных отметках до 200 м. Она образована казанцевско-муруктинской, каргинской и сартанской аккумулятивно-абразионными морскими террасами. Поверхность террас слабо заболочена. Осадочный чехол представлен галечниками, песками и глинами обычной мощностью 20–40 м, иногда достигающей в погребенных тектонических депрессиях 133 м. Широко проявлены криогенные процессы – термоэрозия, термоабразия (в береговой зоне), которые значительно активизируются при техногенных нарушениях. Растительность кустарничково-травяно-моховая. На участках, лишенных или почти лишенных растительного покрова, образуются полигональные грунты. В связи с тем, что верхняя часть осадочного чехла нередко содержит сегрегационный пластовый лед и разбита повторно-жильными льдами, здесь широко проявлены термокарстовые явления (блюдцевый термокарст), с образованием густой заозеренности. В местах развития болот отмечаются процессы торфообра-

зования, травяная растительность более густая. При разрушении растительного покрова он практически утрачивается, поэтому охрана экосистем здесь имеет особое значение. Геохимическая и геодинамическая устойчивость средняя. Эколого-геологическая оценка удовлетворительная, т. к. состояние среды нарушено мало. Опасные природные процессы и объекты (заболочивание, термокарст, термоэрозия и др.) проявлены локально.

Озерная и озерно-аллювиальная равнины объединенные выделяются на абсолютных отметках 0–20 м в юго-западной и северо-восточной частях листов. Они приурочены к берегам озера Надудотурку, к долине рек Быстрой и Пясины. Это сильно заболоченная низменная поверхность, покрытая россыпью озер, болот, сетью речек, проток, стариц и т. д. Большая ее часть, периодически заливаема водой и практически полностью лишена растительности. На остальных, более возвышенных участках распространена пятнисто-кочкарно-бугорковая осоково-лишайниково-моховая растительность. Часты подмываемые береговые яры с разнотравно-злаковыми луговыми группировками. На низких берегах озера Надудотурку расположено несколько параллельных цепей ледово-напорных гряд высотой до 3–4 м. На берега Пясины большое деструктивное влияние оказывает ледоход, который из коренных выходов делает «бараньи лбы», штрихует валуны, задирает почву, формирует ледово-напорные валы высотой 5–7 м. Сорбционная способность осадков, слагающих равнины, высокая. В основном это сильно гумусированные толщи песков, супесей и суглинков. Геохимическая и геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Эколого-геологическая оценка территории напряженная вследствие регулярного проявления, как деструктивных процессов, так и аккумулятивных.

Долины рек включают в себя русла, поймы и речные террасы. Аллювиальные отложения всех форм этого ландшафта представлены песчаными отложениями, реже, в истоках, гравийно-галечными песками, супесями и суглинками. Растительность мохово-травяная. В истоках, на участках развития рыхлых пород, часто отмечаются процессы оврагообразования, оползневые явления. Геохимическая и геодинамическая устойчивость низкая.

К *акваториям озер* отнесены поверхности озера Надудотурку и других крупных озер. Сведений о специализированном изучении озер мы не имеем. От рыбаков, некогда здесь промышлявших, известно, что глубины озера в отдельных местах превышают 100 м и единично вылавливалась камбала. На берега озер большое деструктивное воздействие оказывает свободно плавающий ледяной покров, который под действием ветра дрейфует, наползает на берег, шлифует выходы коренных пород, сгружает массу транспортируемого материала в виде ледово-напорных валов. Высота их может достигать 3–4 м, длина – первые сотни метров. Сложены они разнородным несортированным материалом от глин и песков до валунов и глыб. Вокруг озера Надудотурку наблюдается 2–3 цепи таких валов с расстоянием между ними до 50 м. Геохимическая и геодинамическая устойчивость низкая.

Территория на правом берегу р. Пура относится к Пясинскому федеральному заказнику общей площадью около 900 тыс. га, организованному для охраны летовок диких северных оленей и богатейших мест гнездования и линьки гусей.

Техногенная нарушенность территории, связанная с деятельностью человека, сравнительно невелика. В основном это редкие вездеходные дороги, промысловые точки, площадки старых полевых лагерей. Наибольшие опасения вызывают возможности нарушения экосистем, связанные с Норильским горно-металлургическим комбинатом, деятельность которого превращает воздушную среду Таймыра и особенно водную систему р. Пясины в потенциальный коллектор отходов [53].

Эколого-геологическая обстановка территории листов оценивается, в целом, как удовлетворительная.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На территорию листа S-45-XXV,XXVI комплект Госгеолкарты-200 создается практически впервые. В него вошли результаты обработки, обобщения и анализа имеющегося геологического, геофизического и геохимического материала с учетом изотопно-геохронологических данных, впервые полученных для данного листа и по сопредельным территориям, что позволило достаточно полно охарактеризовать геологическое строение территории.

При проведении геологической съемки и геологического доизучения площади масштаба 1 : 200 000 на листе S-45-XXV,XXVI получены следующие результаты:

1. Составлены геологическая карта, карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения, карта четвертичных образований масштаба 1 : 200 000 со всеми сопутствующими схемами в зарамочных полотнох карт, которые требуются согласно «Методического руководства по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000» издания 2009 года. Графические материалы сопровождаются объяснительной запиской, также соответствующей данному «Методическому руководству...». Следует отметить, что карта четвертичных образований и эколого-геологическая схема для данной территории составлены впервые. Все карты сопровождаются необходимым зарамочным оформлением, включающим геофизические схемы. Геологическая карта до четвертичных образований насыщена разломами с разделением их на главные и второстепенные, а также по кинематике. В базу данных собраны материалы по точкам наблюдения, в том числе коренным обнажениям, опорным разрезам, палеонтологическим и геохимическим анализам.

2. Все графические материалы и объяснительная записка представлены как в аналоговом, так и цифровом виде. Цифровая модель комплекта соответствует нормативным требованиям.

3. Откартированы и детально расчленены образования верхнепермского–раннетриасового возраста, для которых разработана и внесена в легенду Таймырской серии для Госгеолкарты-200 схема стратиграфического расчленения их. Впервые дано флористическое обоснование возраста основных таксонов разреза.

4. Сделана прогнозная оценка территории на каменный уголь с подсчетом ресурсов по категории P₃.

В процессе составления Госгеолкарты нового поколения были внесены некоторые изменения в представления о геологическом строении территории, связанные как с получением новых данных, так и с введением новых регламентирующих документов: Стратиграфического и Петрографического кодексов и «Методического руководства по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000» издания 2009 г.

По стратиграфии. В пределах листа получена дополнительная характеристика отложений позднепалеозойского возраста ефремовской, убойнинской и крестьянской свит. Выделены новые позднепалеозойские свиты: овражинская, бражниковская и сырадасайская, а на отдельных участках из-за невозможности расчленения показаны бражниковская и сырадасайская свиты нерасчлененные. Мезозойские вулканогенные отложения на площади впервые расчленены на свиты лабакскую и верхтамскую, на отдельных участках разделенные на подсвиты.

Авторы отказались от применения невалидного названия «макаревичская» свита, поскольку в разрезе мыса Макаревича присутствуют аналогичные по составу и по возрасту образования, за которыми в настоящее время серийной легендой Госгеолкарты-200 закреплено название бражниковской свиты. Часть среднепермского разреза, расположенную между крестьянской бражниковской (с несогласием в основании) свитами авторы выделяют в овражинскую свиту со стратотипом по левому притоку р. Крестьянки – руч. Овражному.

Подтверждено широкое развитие морских отложений квартера и отсутствие явных следов оледенений.

По магматизму. На основании взаимоотношений с вмещающими породами и между собой впервые выделено четыре возрастные группы интрузий, включающие следующие комплексы: позднепермский тарисеймитаринский; раннетриасовый быррангский; раннетриасовый боотанкагский; нижнепясинский средне-позднетриасового возраста, по которому впервые получена изотопно-геохронологическая характеристика пород. В результате бурения скважины НТ-12 в сводовой части лабакской антиклинали выявлена нескрытая на поверхности интрузия гранитоидов нижнепясинского комплекса.

По тектонике. Принята модель деления Таймырской складчато-надвиговой системы на Северо-Быррангскую герцинскую и Южно-Быррангскую раннекиммерийскую зоны с границей по Пясино-Фаддеевскому надвигу. Уточнено положение последнего в пространстве. Пясино-Фаддеевский надвиг является южным ограничением Карского антиклинория и северной границей распространения вулканогенных образований верхней перми и нижнего триаса.

По полезным ископаемым. Составлена схема перспектив нефтегазоносности Западно-Таймырской (Диксонской) площади, включая лист S-45-XIX,XX. Дана оценка потенциала площади листа на каменные угли. Перспективы территории листа на цветные металлы по имеющимся данным можно оценить как положительные. Полиметаллическое оруденение, выявленное в экзоконтактной зоне гранитоидного массива, вскрытого скважиной НТ-12 (пункт минерализации Лабакский), является прямым поисковым признаком перспективности территории листа на комплекс полезных ископаемых (медь, молибден, свинец, цинк, золото), связанных с интрузиями диорит-порфировой формации нижнепясинского комплекса. За пределами площади (в зоне Убойнинского разлома) с этими интрузиями пространственно и генетически связаны проявления медно-молибден-порфирового с золотом типа.

Проблематичными остаются вопрос о возрасте базитовых магматических комплексов, для которых отсутствует изотопно-геохронологическая характеристика пород.

Поисковые работы целесообразно направить на выявление промышленной медно-молибден-порфировой и золоторудной минерализации, имеющей перспективы в Убойнинской зоне разломов и связанной как с выявленными телами гранитоидов убойнинского комплекса, так и предполагаемых в этой зоне по геофизическим данным. При этом первоочередной задачей является дополнительное целенаправленное опробование на золото зоны экзоконтактового изменения близ гранитоидного массива, вскрытого скважиной в сводовой части Лабакской антиклинали.

Необходимо провести палеомагнитный анализ и абсолютное датирование новейшими методами всего разреза квартера.

Малопуринская котловина имеет прекрасно выраженные в рельефе береговые формы каргинского моря в виде уступов, скоплений древесного плавника и полосы грубых пляжевых отложений. Вследствие этого она может являться площадным геоморфологическим памятником природы.



СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Аникеев Н. П., Гусев А. И.* Геологический очерк юго-западной части Таймырского полуострова. Т. 140. – Л.: Изд-во Главсевморпути, 1939.
2. Антропоген Таймыра / С. М. Андреева, Л. Л. Исаева, Н. В. Кинд и др. – М.: Наука, 1982. 182 с.
3. *Архипов С. А.* Хроностратиграфическая шкала ледникового плейстоцена севера Западной Сибири // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 657, 1989. С. 20–30.
4. *Астахов В. И.* О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. Т. 47, № 11, 2006. С. 1207–1220.
5. *Астахов В. И., Мангеруд Я.* О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее // Доклады АН. Т. 403, № 1, 2005. С. 63–66.
6. *Большаинов Д. Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. – СПб: ААНИИ, 2006. 295 с.
7. *Былинский Р. В., Степанов Г. И.* Структурно-фациальные зоны послепротерозойских образований Таймыра // В сб.: ЛГУ. Серия Геология и география. Вып. 2, № 12, 1968.
8. *Верниковский В. А., Пиш В. Л., Верниковская А. Е.* и др. Раннетриасовые А-граниты Таймыра – результат Северо-Азиатского суперплюма // Доклады АН. Т. 380, № 1, 2001. С. 87–93.
9. *Вильчек Г. Е.* Загрязнение и иные нарушения пресноводных экосистем // Российская Арктика: на пороге катастрофы. – М.: Центр экологической политики России, 1996. С. 64–67.
10. *Грайзер М. М., Георгиевская Л. Я., Ульмасвай Ф. С.* Нижнекаменноугольные седиментационные бассейны Таймыра // В сб.: Материалы по геологии Сибири. – Томск, 1983.
11. *Граммберг И. С., Преображенская Э. Н., Устрицкий В. И.* Новые данные о верхнем палеозое Западного и Центрального Таймыра // В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии среднего и верхнего палеозоя Средней Сибири. – Новосибирск, 1978.
12. *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.
13. *Гулин С. А., Говердовская Т. Г.* Формационная принадлежность субщелочных малых интрузий Западного Таймыра // В кн.: Рудномагматические комплексы Северо-Запада Сибирской платформы и Таймыра. – Л., 1985.
14. *Данилов И. Д.* Плейстоцен морских субарктических равнин. – М.: Изд-во МГУ, 1978. 280 с.
15. *Додин Д. А., Садиков М. А.* Экологическая уязвленность Арктики // Арктика на пороге третьего тысячелетия (ресурсный потенциал и проблемы экологии). – СПб: Наука, 2000. С. 145–198.
16. *Емельяненко А.* Озоновые дыры и большая политика // Россия. № 7, 1997.
17. *Иванов А. П., Погребицкий Ю. Е.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист S-44-XXVII, XXVIII – бухта Ефремова. – Л., 1964.
18. *Кажодан А. Б., Пахомов В. И.* Методические основы системного анализа разноуровневой геологической информации в прогнозно-поисковых целях // Советская геология. № 6, 1991. С. 72–79.
19. *Крупник В. М., Кальниченко С. С., Костяев А. Г.* Литолого-геохимическая характеристика и происхождение четвертичных отложений Шренк-Мамонтовой депрессии (Северный Таймыр) // Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичного периода. № 59, 1990. С. 48–57.
20. *Малич Н. С., Масайтис В. Л., Сурков В. С.* Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. – Л.: Недра, 1987.
21. *Марков Ф. Г., Равич М. Г., Бакар В. А.* Геологическое строение Таймырского полуострова. Геология Советской Арктики // Тр. НИИГА. Т. 81. – Л., 1957.
22. *Мяч Л. Т.* Загрязнение атмосферы Арктики. Химическое загрязнение // Российская Арктика: на пороге катастрофы. – М.: Центр экологической политики России, 1996. С. 18–24.
23. *Нагайцева Н. Н., Лопатин Б. Г.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Лист S-44-46 – Усть-Тарей. – СПб: ВСЕГЕИ, 2000.
24. *Назаров Д. В.* Новое о четвертичных отложениях центральной части Западносибирской Арктики // Геология и металлогения. № 30–31. – СПб: ВСЕГЕИ, 2007.
25. *Питулько В. М.* Системный анализ многоуровневых геохимических полей // В кн.: Теория и практика геохимических поисков в современных условиях. Вып. 2. – М.: ИМГРЭ, 1988.
26. *Питулько В. М., Крицук И. Н.* Основы интерпретации данных поисковой геохимии. – Л.: Недра, 1990. 336 с.
27. *Погребицкий Ю. Е.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист S-44-XXIII, XXIV – зимовье Убойная. – Л., 1961.
28. *Погребицкий Ю. Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. – Л.: Недра, 1971.

29. *Погребницкий Ю. Е., Грикуров Г. Э., Захаров В. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист S-45-XIX,XX. – М., 1960.
30. *Проскурнин В. Ф. и др.* Тектоническое районирование Севера Центральной Сибири (Таймырский АО) // В сб.: Природные ресурсы Таймыра. Вып. 1. – Дудинка, 2003.
31. *Равич М. Г., Чайка Л. А.* Малые интрузии хребта Бырранга (Таймырский полуостров) // Тр. НИИГА. Т. 88, 1959.
32. *Соколов С. В.* Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. – СПб, 1998. 154 с.
33. *Устрицкий В. И., Черняк Г. Е.* Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Таймыра // Тр. НИИГА. Т. 134. – Л.: Гостоптехиздат, 1963.
34. *Чочиа Н. Г., Евдокимов С. П.* Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири (ледниковая и ледово-морская концепции). – Саранск: Изд-во Мордовского университета, 1993. 248 с.
35. *Эйнор О. Л.* К стратиграфии перми Западного Таймыра // Тр. НИИГА. Т. 10, вып. 1. – Л., 1951.
36. *Katzenberger O. and Grün R.* ESR dating of circumarctic mollusks // Nucl. Tracks. 1985, vol. 10, № 4–6. P. 885–890.

Фондовая

37. *Андросов Б. Н.* Обобщение материалов по угленосности отложений попутно вскрываемых при разведке на рудные полезные ископаемые (прогнозная карта угленосности Таймырского угольного бассейна 1 : 1 000 000). – М., 1977. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
38. *Беззубцев В. В. и др.* Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа N-46 – Абакан. – Красноярск, 2005. Фонды ОАО «Красноярскгеолсъемка».
39. *Беззубцев В. В., Кривошеев О. П.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и геологическом доизучении в Западной части Горного Таймыра в бассейне рек Ленивой и Тареи за 1980–1985 гг. – Красноярск, 1985. ПГО «Красноярскгеология».
40. *Бурдин В. Б.* Сейсморазведочные работы с целью подготовки новых зон нефтегазоаккумуляции в области сочленения Западно-Сибирской плиты Енисей-Хатангского прогиба и Западного Таймыра (правобережье р. Енисей). – Дудинка, 2010. ОАО «Таймыргеофизика».
41. *Величко Е. А., Тычинский В. И.* Геологическое строение района юго-западной оконечности хребта Бырранга и бассейна р. Пясины в нижнем ее течении (Отчет Арктикразведка о геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 за 1950 г.). – Л., 1951.
42. *Гернгардт Н. Э.* Геологическое строение бассейна р. Пуры (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 в районе бассейна р. Пуры и м. Выходного, проведенной в 1954 г.). – ОФ ПГО «Красноярскгеология», 1954.
43. *Гор Ю. Г., Лобанова В. И.* Стратиграфия верхнепалеозойских континентальных отложений бассейна р. Пясины (Западный Таймыр). – Норильск, 1976. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
44. *Грамберг И. С. и др.* Верхнепалеозойские и триасовые отложения Енисей-Хатангского прогиба. – Л., 1971.
45. *Гулин С. А. и др.* Комплекс щелочно-гранитоидных интрузивов Западного Таймыра (Окончательный отчет по разделу № 3: Молодые (киммерийские) гранитоидные и щелочные интрузивы и метасоматические образования (геология, петрография и металлогения) договорной комплексной темы: Основные вопросы стратиграфии и петрографии Западного Таймыра (связи с задачами геологического картирования)). – Л., 1977. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
46. *Дараган-Суцов Ю. И.* Схема расчленения и корреляции траппов Западной и Центральной части Таймыра с обоснованием пространственно-временного положения медно-никелевого оруденения. – Л., 1989. Мингео СССР, ВСЕГЕИ.
47. *Залитухин М. И. и др.* Отчет об аэрогеофизической съемке масштаба 1 : 200 000 в районе Горного Таймыра (Таймырская партия № 46/61-62). – Красноярск, 1962. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
48. *Иванов А. П.* Геологическое строение района бухты Ефремова на Западном Таймыре (бассейны рек Максимовки, Ефремовой и истоков рек Оленьей и Крестьянки). – Мингео СССР, НИИГА, 1960. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
49. *Колямкин В. М.* Поздний кайнозой северо-западного Таймыра (Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н.). – СПб, 1993.
50. *Колямкин В. М.* Изучение и корреляция разрезов четвертичных отложений Горного Таймыра (к серийной легенде Госгеолкарты-200). – Красноярск, 1997. ГП Красноярскгеолсъемка.
51. *Круговых В. В.* Биостратиграфическое изучение разрезов верхнепалеозойских отложений Западного Таймыра и разработка стратиграфической основы для целей геологической съемки масштаба 1 : 50 000. – Красноярск, 1991. ПГО «Красноярскгеология».
52. *Крюков С. М., Левин Р. В.* Региональная аэромагнитная съемка повышенной точности северной части Обско-Пясинского междуречья и площадная съемка в районе Салехарда. – Красноярск, 1953. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
53. *Кулаков С. В.* Геоэкологические исследования водной среды и донных осадков оз. Пясино, р. Пясины и Пясинского залива в 1997–1999 гг. (Отчет Мининской поисково-съемочной партии по фактическому выполнению работ 1997–2000 гг.). – Норильск, 2001.
54. *Мигай И. М.* Геологическое строение и запасы Слободского и Крестьянского каменноугольных месторождений Западного Таймыра (по материалам Западно-Таймырской угольной экспедиции 1939–1940 гг.). – Л., 1947.
55. *Николаев В. Д.* Отчет по опытно-методическим работам по составлению аэрофотогеологических карт 1 : 200 000 на западную часть Притаймырского прогиба. – НПО «Аэрогеология», 1976.

56. *Никулов Л. П., Владимиров А. Е. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Диксонской площади (Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и геологическом доизучении в западной части Горного Таймыра в пределах Диксонского блока на площади листов S-44-XXI–XXIV, XXVII–XXX, S-45-XIX, XXI, XXV, XXVI за 1985–1989 гг. – Красноярск, 1990. ПГО «Красноярскгеология».
57. *Петрова Л. Ф.* Результаты аэромагнитной съемки масштаба 1 : 100 000 на Диксонской площади. Листы: S-44-90–96; 102–108; 114–120; S-45-85–90; 97–100; 109–110 (Отчет Аэрогеофизической партии о результатах аэромагнитной съемки, проведенной в 1985–1986 гг.). – Лесосибирск, 1987. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
58. *Погребницкий Ю. Е., Захаров В. В., Орлов В. П.* Основные черты геологического строения и полезные ископаемые левобережья низовий р. Пясины (Окончательный отчет о маршрутно-увязочных поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 200 000 в 1955 г.). – Л., 1956.
59. *Погребницкий Ю. Е., Иванов А. И., Тимофеев А. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья р. Убойной на Западном Таймыре (Окончательный отчет по данным поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 200 000, произведенных партиями № 1 и 2 экспедиции Н-85 НИИГА в 1954 г.). – ОФ ПГО «Красноярскгеология», 1955.
60. *Погребницкий Ю. Е., Шануренко Н. К., Грикуров Г. Э.* Геологическое строение и полезные ископаемые архипелага о. Каменных в Пясинском заливе. – Л.: Мингео СССР НИИГА, 1957. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
61. *Пономарев В. Д.* Геохимические поиски масштаба 1 : 50 000 в западной части Таймыра. – Красноярск, 1988. Фонды ГСЭ.
62. *Романов А. П., Владимиров А. Е. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Усть-Пясинской площади (Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 в западной части Горного Таймыра на площади листов S-45-XXIII–XXIV; S-46-XIX, XX за 1990–1996 гг.). – Красноярск, 1996. ГП Красноярскгеолсъемка.
63. *Романов А. П., Колямкин В. М.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Таймырская. Листы S-45-XXI, XXII – устье р. Пясины. – СПб, 2010.
64. *Романов А. П., Никулов Л. П.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. Листы S-45-XXIII, XXIV – гряды Баруанима; S-46-XIX, XX – гряды Урюм-Тас – СПб, 2009.
65. *Руднев О. Г., Бердников В. И. и др.* Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 на Диксонской площади листов S-44-XXI–XXIV, XVII–XXX, XXXIV–XXXV, S-45-XIX–XXII, XXV, XXVII (Отчет Игарской партии за 1987–1990 гг.). – Красноярск, 1990. ОФ ГПП «Красноярскгеология».
66. *Салманов А. П., Канунников В. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Центрального Таймыра (Отчет о результатах геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 в 1987–1991 гг.). Кн. 1–6. – Норильск, 1992. ЦАГРЭ НПО «Севморгео».
67. *Седых Ю. Н., Харченко Г. Н., Щеткина Г. И. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на Пясинском месторождении каменных углей за 1979–1982 гг. – ОФ ПГО «Красноярскгеология», 1982.
68. *Сержантов Н. Ф.* Геохимические поиски масштаба 1 : 50 000 в западной части Таймыра на Убойнинской площади. Листы S-44-93-В, Г; -94-В, Г; -105-А, В; -106; -107; -118-А, Б; -119-А, Б (Отчет Убойнинской партии о результатах геохимических поисков, проведенных в 1989–1991 гг.). – Красноярск, 1991. ОФ ОАО «Красноярскгеолсъемка».
69. *Старицына Г. И., Нагайцева Н. Н.* Перспективы никеленосности северного и южного обрамления Енисей-Хатангского прогиба в связи с формационными особенностями траппов (Отчет по теме Б.1.1/310(13)-78-1/573/). – Красноярск, 1975. ОФ ПГО «Красноярскгеология».
70. *Троицкий С. Л., Куликов Н. Н.* Основные черты геологического строения, четвертичные отложения и рельеф бассейнов рек Сырадасай, Быстрой, среднего течения р. Пуры и левобережья р. Глубокой (Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000, произведенной на Западном Таймыре партией Н-3 экспедиции Н-51 в 1951 году). 1952.
71. *Ушаков В. И., Комаров Ю. Н., Тимофеев Н. М.* Геологическое строение района междуречья Убойной–Малой Пуры на Западном Таймыре. Листы S-44-XXIX–XXX (по материалам геологической съемки и поисков масштаба 1 : 200 000 партии № 1 экспедиции 85-а в 1955 г.). – Л., 1956.
72. *Ушаков В. И., Федотов Д. Н., Разин В. К.* Геологическое строение левобережья р. Убойной на Западном Таймыре. Листы S-44-89–94 (по материалам геологической съемки и поисков масштаба 1 : 200 000 партии № 1 Диксонской экспедиции 1956 г.). – Л., 1957.
73. *Федотов А. Н.* Поиски коксующихся углей на Диксонской площади в пределах Сырадасайской структуры. Листы S-44-117-В, Г; -118-В, Г; -119-В, Г (Отчет Сырадасайской партии о результатах поисковых работ на коксующиеся угли, проведенных в 1985–1988 гг.). – Красноярск, 1988.
74. *Федотов А. Н., Ладыгин П. А. и др.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в районе оз. Надудо-Турку (Надудотуркинская) на площади листов S-44-117-В, Г; S-44-118-В, Г; S-44-119-В, Г; S-44-120-В, Г; S-44-108-В, Г; S-45-97-В, Г; S-45-109-А, Б, В; S-45-110-А – Красноярск, 1993. ГП «Красноярскгеолсъемка».
75. *Фишер Э. Л.* Отчет по производству аэрофотогеологического картирования и поискам месторождений полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 на листах S-47-XVII, XVIII, XXIII, XXIV, XXIX, XXX, XXXIV–XXXVI; S-48-XIII–XVI, XIX–XXII, XXV–XXVIII, XXXI–XXXIV; R-47-IV–VI, X–XII; R-48-I–II. – М., 1978. НПО «Аэрогеология».
76. *Цывьян Л. К.* Отчет о результатах ревизионно-оценочных работ на медь и никель по южному борту Таймырской складчатой зоны (1976–1979 гг.). – Красноярск, 1979. ОФ ПГО «Красноярскгеология».

77. *Черепанов В. А., Комаров Ю. Н., Тимофеев Н. М.* Основные черты геологического строения и полезные ископаемые северо-западной оконечности Таймырского полуострова (Окончательный отчет о маршрутных исследованиях масштаба 1 : 200 000, произведенных экспедицией Н-74 НИИГА в 1953 г.). – Л., 1954.

78. *Четвергов А. П., Одегов В. А.* Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 на площади листов S-44–49 и T-46–49 (Отчет о работах Северной Полярной гравиметрических партий за 1969, 1970 гг.). – ОФ ПГО «Красноярскгеология», 1971.

79. *Шануренко Н. К.* Минералогия Североземельско-Таймырского региона. – Л., 1985. ОФ ПГО «Красноярскгеология».

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа S-45-XXV,XXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
<i>Уголь каменный</i>					
I-4	2	Пясинское. Р. Угольная, левый приток р. Пясины	К	[56, 67]	Приурочено к антиклинальной структуре, сложенной овражинской и крестьянской свитами. Вдоль р. Угольная вскрыто 25 угольных пластов мощностью от 0,2 до 8,5 м. В 1943-1947 гг. проводилась добыча угля. В 1947 г. законсервировано
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Керамическое и огнеупорное сырье					
<i>Глины керамические</i>					
I-2	1	Правый берег р. Нью-дябору	К	[56]	Горизонт глины мощностью от 10 до 25 м, протяженность - 1,5 км. Не эксплуатировалось. Р ₃ - 10 млн т
Строительные материалы					
<i>Глины керамзитовые</i>					
III-1	9	Лабакское. В 6 км на северо-восток от устья р. Лабак	К	[74]	Площадь распространения глины - 30 км ² , средняя мощность - до 10 м. Р ₃ - 150 млн т. Не эксплуатировалось
III-2	4	Левый приток р. Лабак (нижнее течение)	К	[74]	Лагунные морские отложения глин площадью 14 км ² при средней мощности 10 м. Р ₃ - 70 млн т
IV-1	3	Левый борт р. Быстрой, в ее истоках	К	[74]	Лагунные морские глины. Площадь распространения - 36 км ² , мощность - 15 м. Р ₃ - 270 млн т

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа S-45-XXV,XXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Твердые горючие ископаемые				
<i>Уголь каменный</i>				
П-1	1	Р. Дянгур, верхнее течение	[53, 71]	П. В отложениях овражинской свиты 2 пласта угля каменного мощностью 1,06 и 2,9 м
П-1	2	Правый безымянный приток р. Дянгур	[61, 74]	П. В отложениях овражинской свиты 2 пласта угля каменного мощностью 0,8 м, до 1,2 м. Уголь полублестящий. Марка угля Т
П-1	3	Верховья р. Кырса, устье правого притока	[74]	П. В отложениях овражинской свиты 2 пласта угля каменного мощностью 1,0 и 1,6 м
П-1	4	Р. Кырса	[73]	П. В отложениях овражинской свиты высыпки угля каменного
Ш-1	2	Левый приток р. Лабак, в нижнем течении	[74]	П. Высыпки обломков угля каменного. Марка Ж
Ш-1	5	Левый приток р. Лабак	[74]	П. В отложениях убойнинской свиты. Уголь марки Ж
Ш-2	2	Скважина НТ-6	[74]	П. В отложениях крестьянской свиты в интервале глубин 242-413 м вскрыты пласты угля мощностью 6,4; 3,9; 0,6; 0,4; 1,1; 0,9 м
Ш-2	3	Водораздел рр. Лабак и Коундей, в 1 км на юго-запад от выс. 205	[61]	П. В поле развития убойнинской свиты высыпки угля на протяжении 1,5 км. Уголь марки Г и Ж
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Цветные металлы				
Г-1	1	Нижнее течение р. Мал. Пура, лев. притока р. Дянгур	[56]	ВГХО. Литохимический ореол (аномальное поле) в потоках рассеяния на площади 25,5 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания Ni - 0,006-0,01%
Г-1	2	Р. Мал. Пура	[56]	ШП. На протяжении 12 км пробы с реальгаром, содержание мышьяка - 1-5 зерен
Г-2	2	Р. Кодябгай	[56]	ШП. Единичные знаки киновари в шлихах на протяжении 15 км
Г-4	1	Междуречье рр. Угольная-Демсалера-Пясины, окрестности оз. Конторакуртуку	[56]	ВГХО. Литохимический ореол в потоках рассеяния на площади 219 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания Sn - 0,0003-0,002%
Г-4	3	Р. Угольная, низовья	[56]	ВГХО. Литохимический ореол в потоках рассеяния на площади 28 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания элементов (в %): Pb - 0,001-0,002; Zn - 0,01-0,02; Mo - 0,0002-0,0004
Г-4	4	Верховья р. Демсалера	[56]	ВГХО. Литохимический ореол в потоках рассеяния на площади 23,5 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания элементов (в %): Pb - 0,001-0,002; Mo - 0,0002-0,001
П-4	1	Р. Красносопочная	[56]	ШП. В шлихах встречаются единичные зерна киновари, касситерита, шеелита - на протяжении 20 км
П-4	2	Р. Хиэзабэбэмалараму	[56]	ШП. В шлихах касситерит, киноварь
Ш-1	1	Высота 264, на правом борту р. Лабак	[61, 74]	ПМ. В 9 пробах из элювия базальтов лабакской свиты спектральным анализом установлено содержание мышьяка - 0,008%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	4	В 5,5 км к востоку от устья р. Дюндака	[74]	ПМ меди и цинка. В хлорит-кварц-кальцитовый породе содержание меди - 0,01-0,02%
III-1	6	В 3 км на юго-запад от высоты 238 м	[61, 74]	ПМ. В 14 пробах содержание меди - 0,01-0,08%, молибдена - до 0,0005%
III-1	7	Лабакский. Сквжина НТ-12, интервалы глубин 30-205 и 210-330 м	[74]	ПМ. В отложениях ефремовской свиты вкрапленное, прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение. Спектральный анализ (37 проб): медь - 0,01-0,015%; свинец - 0,01-0,02%; цинк - 0,01-0,02%
III-1	8	В 5,5 км на северо-запад от устья р. Лабак	[74]	ПМ. В 8 пробах из элювия базальтов лабакской свиты спектральным анализом установлено содержание мышьяка - 0,015%
III-2	1	Район оз. Коундяй, северо-западный берег	[61]	ШО. В шлиховых пробах встречен халькопирит, никелин
III-4	1	Правый борт долины р. Пуры, в 5 км ниже руч. Фаладей	[56]	ПМ. Точечная геохимическая аномалия Cu и Mo в гидротермально измененных базальтах лабакской свиты нижнего триаса. Содержание Cu - до 0,02%
IV-1	2	Р. Соналыбигаи	[61]	ШП. В шлихах на протяжении 13 км по 1-4 зерна киновари и реалгара в пробах
IV-2	1	Среднее-нижнее течение р. Кафусалиру	[56]	ВГХО. Литохимический ореол в потоках рассеяния на площади 48 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания элементов (в %): Mo - 0,0002-0,0004; Sn - 0,0002-0,0003
IV-2	2	Верховья правого притока р. Кафусалиру	[76]	П. Валуну обохренных пород с включениями пирита, марказита, галенита. Спектральный анализ (в %): Pb - 5, Zn - 5, Ag - 0,05
IV-2	3	Левобережье в приустьевой части р. Нюдябору	[56]	ВГХО. Литохимический ореол в потоках рассеяния на площади 34 км ² . В донных осадках выявлены повышенные содержания элементов (в %): Pb - 0,001-0,002; Zn - 0,01-0,02; Mo - 0,0002-0,0003, Cu - 0,05-0,06; Ni - 0,01-0,02
Благородные металлы				
<i>Палладий</i>				
IV-1	1	Южное побережье оз. Надудотурку	[76]	ПМ. Литохимическая проба из пиритизированных базальтов сырадасайской свиты установлен палладий - до 0,02 г/т. Зона измененных пород очень незначительна по площади

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Кол-во прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы, млн т
Горючие ископаемые	Уголь каменный	2	P ₃	16600

Список буровых скважин, показанных на геологической карте

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Скважина, 460,1 м, вскрывает разрезы верхтамской подсвиты (мунутинская свита) и нижнетамской подсвиты (тымяхская свита)	[74]; скв. НТ-3
2	Скважина, 486,0 м, вскрывает разрез верхтамской свиты	[74]; скв. НТ-2
3	Скважина, 502,0 м, вскрывает разрезы лабакской и верхтамской свит	[74]; скв. НТ-1
4	Скважина, 413,0 м, вскрывает убойнинскую, крестьянскую и овражнинскую свиты	[74]; скв. НТ-6
5	Скважина, 330,0 м, вскрывает гранодиориты нижнеясинского комплекса, разрез ефремовской свиты и ленточные глины (Q)	[74]; скв. НТ-12

Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
Опорные обнажения		
1	Опорное обнажение среднекаргинского подгоризонта	[56]; обн. 990
2	Опорное обнажение казанцевского и муруктинского горизонтов	[56]; обн. 995
3	Опорное обнажение каргинского, казанцевского и муруктинского горизонтов	[56]; обн. 518
4	Опорное обнажение казанцевского и муруктинского горизонтов	[56]; обн. 1111
5	Опорное обнажение среднекаргинского подгоризонта	[56]; обн. 835
6	Опорное обнажение среднекаргинского подгоризонта	[56]; обн. 838
7	Опорное обнажение террасовых среднеоплейстоценовых отложений	[56]; обн. 136
8	Опорное обнажение среднекаргинского подгоризонта	[56]; обн. 589
9	Опорное обнажение каргинского горизонта	[56]; обн. 860
10	Опорное обнажение нижнекаргинского подгоризонта	[56]; обн. 475
11	Опорное обнажение среднеоплейстоценовых, казанцевско-муруктинских и каргинских отложений	[56]; обн. 1016
12	Опорное обнажение каргинского подгоризонта	[56]; обн. 885
13	Опорное обнажение голоцена	[56]; обн. 243
Скважины		
1	Опорный разрез казанцевского и муруктинского горизонтов	[74]; скв. НТ-1
2	Разрез нижнекаргинского подгоризонта	[74]; скв. НТ-6
3	Разрез нижнекаргинского подгоризонта и казанцевско-муруктинских горизонтов	[74]; скв. НТ-8
4	Разрез казанцевско-муруктинских горизонтов и среднего неоплейстоцена	[74]; скв. НТ-9
5	Разрез казанцевско-муруктинских горизонтов и среднего неоплейстоцена	[74]; скв. НТ-10
6	Разрез каргинского, казанцевского и муруктинского горизонтов и среднего неоплейстоцена	[74]; скв. НТ-11
7	Разрез сартанского, каргинского, казанцевского и муруктинского горизонтов и среднего неоплейстоцена	[74]; скв. НТ-18
8	Разрез сартанского, каргинского, казанцевского и муруктинского горизонтов и среднего неоплейстоцена	[74]; скв. НТ-24

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород

№ по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
1	Гранодиорит-порфиры нижнепясинского комплекса массива г. Оленья	U-Pb	232,3±4,5	D-12
2	Гранит-порфиры нижнепясинского комплекса массива г. Демсалера	U-Pb	232,9±3,1	D-1
3	Гранит-порфиры нижнепясинского комплекса массива г. Демсалера	U-Pb	224,0±3,6	D-5
4	Гранит-порфиры нижнепясинского комплекса массива г. Демсалера	U-Pb	234,9±3,7	D-4

Электронное научное издание

**Федотов А. Н.
Романов А. П.
Колямкин В. М.
и др.**

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

Издание второе

Серия Таймырская

Лист S-44-XXV,XXVI (истоки р. Быстрая)

Объяснительная записка

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

Подписано к использованию 25.12.2020. Тираж 50 дисков. Объем 208 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