



МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-  
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО»  
АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «КОМПАНИЯ ВОТЕМИРО»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
масштаба 1 : 200 000

Издание второе  
*Серия Южно-Уральская*  
Лист М-40-VI (Джуса)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 5508:528.94(084.3М200)(470.56)

*Лисов А. С., Кваснюк Л. Н., Алексеева Г. А., Панюта В. И.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-40-VI (Джуса). *Объяснительная записка.* – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 176 с.

С современных позиций освещено геологическое строение листа М-40-VI, расположенного в зоне сочленения Тагило-Магнитогорского мегасинклиория и Восточно-Уральского мегаантиклинория. Приведено описание стратиграфических подразделений нижнего рифея, палеозоя, мезозоя, кайнозоя и интрузивных комплексов в возрастном интервале от среднего ордовика по раннюю пермь. Охарактеризованы метаморфические изменения пород, главные элементы тектонической структуры, геоморфология, гидрогеология, эколого-геологическая обстановка, восстановлена история геологического развития. Дано систематизированное описание полезных ископаемых, указаны закономерности их размещения. Выполнена оценка прогнозных ресурсов меди, цинка, свинца, молибдена, редких земель.

Табл. 2, илл. 3, список лит. 97 назв., прил. 10.

С о с т а в и т е л и

*Лисов А. С., Кваснюк Л. Н., Алексеева Г. А., Панюта В. И.*

Научный редактор *Сурин Т. Н.*

Рекомендовано к печати  
НПС Роснедра

© Роснедра, 2018  
© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016  
© АО «Компания вотемиро», 2016  
© Коллектив авторов и редакторов, 2016  
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016  
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-40-VI площадью 5 132 км<sup>2</sup>, ограничена координатами 51°20'–52°00' с. ш. и 59°00'–60°00' в. д. и расположена в восточной части Оренбургской области северо-восточнее г. Орск. Большая часть территории находится в Адамовском и Новоорском районах, захватывая незначительно Кваркенский район. В северо-восточном углу площади у восточной рамки листа расположен участок 0,15 км<sup>2</sup> территории Республики Казахстан.

В орографическом отношении территория листа представляет собой слабовсхолмленную равнину с абсолютными высотными отметками от 200 м (долина р. Большой Кумак у западной рамки листа) до 377 м (вершина водораздела рек Айдырля и Каинда в северо-восточном углу листа). Относительное превышение водоразделов над речными долинами составляет 60–110 м.

Все реки района небольшие и принадлежат бассейну р. Урал. Ширина рек не превышает 40 м, глубина – до 2 м, скорость течения – 0,1 м/с. Дно преимущественно твердое, во многих местах имеются броды. Берега преобладают пологие, но в излучинах часто встречаются обрывы высотой от 2 до 20 м (преобладают 2–6 м). На многих реках построены земляные (реже – бетонные) плотины, выше которых образовались небольшие водохранилища (площадь – до 1,5 км<sup>2</sup>). На западе находится восточная часть Ириклинского водохранилища, образованного плотиной на р. Урал; площадь водохранилища в пределах территории около 20 км<sup>2</sup>, глубина до 4 м. Реки замерзают в начале ноября, вскрываются в середине апреля. Толщина льда к концу зимы достигает 1 м, половодье на реках к середине–второй половине апреля. Летом держатся меженные уровни, прерываемые небольшими дождевыми паводками. Грунтовые воды в долинах рек залегают на глубине до 20 м.

Климат на данной площади характеризуется континентальным режимом, т. к. Оренбургская область расположена в умеренном климатическом поясе на значительном удалении от морей и океанов и в близком соседстве с полупустынями Казахстана. Зима продолжительная и холодная с преобладанием умеренно морозных и, значительно, морозных дней. Начало зимы совпадает со временем образования устойчивого снежного покрова и перехода средней суточной температуры воздуха через –5 °С. Средние температуры января составляют до –18 °С. Мощность снежного покрова достигает 30–50 см. Весна разворачивается интенсивно. Быстро нарастает температура и прогревается земная поверхность. Повышение средних температур от 0 до 10 °С происходит в течение 2–3 недель. Лето (конец мая–конец августа) жаркое, сухое с большим количеством ясных дней. Преобладающая дневная температура воздуха 22–24 °С (максимальная до 40 °С), ночная 14–16 °С. Периодически бывает засуха. Дожди выпадают в виде кратковременных ливней, сопровождающихся грозами. Осенью в сентябре начинаются первые утренние заморозки. Часто в последние годы долго стоит сухая и теплая погода («бабье лето»). В ноябре замерзают реки, образуют устойчивый снежный покров. Начинается зима.

В пределах рассматриваемой площади существует довольно большое разнообразие почв, обусловленное рельефом и составом материнских пород. Почвенный покров лесостепной зоны образуют типичные тучные и выщелоченные черноземы, формирующиеся под разнотравно-злаковой растительностью. Также распространены обыкновенные (среднегумусные) черноземы, приближающиеся по своим свойствам к типичным чернознамам.

Растительность преимущественно степная, состоит из злаков (главным образом ковыль и овсяница). Встречаются кустарники (отдельные или группы).

По всей территории площади листа находятся различные памятники природы, в том числе геологические: которые имеют местный и региональный статус и доступны для изучения без нарушения их целостности.

Богатство животного мира обусловлено разнообразием природных условий и угодий, представляющих среду обитания для различных видов животных (степи, луга, леса, болота, водоемы и другие).

Основной группой животного мира степей являются грызуны, повсеместно распространен суслик большой и суслик малый, серая и степная полевки, степная пеструшка, домашняя и полевая мыши, а также обитают хомяк, большой тушканчик и заяц-русак. На территории Джусинской площади сохранился сурок (байбак), распространение которого, в связи с распашкой степей, сильно сократилось. Среди более крупных представителей животного мира отмечаются также волк, лисица, корсак, горностай, ласка, хорек, барсук, а также косули и лоси. Среди птиц распространен жаворонок, перепелка, стрепет, кречетка (степная пигалица), степной орел, лунь степной, мелкие соколы. В реках и озерах водятся разнообразные рыбы: лещ, сазан, карась, красноперка, налим, пескарь и другие.

Плотность населения в целом 3–5 человек на квадратный километр, с резким возрастанием в поселках городского типа Новоорский и Адамовка. Непосредственно в пределах листа расположен карьер разрабатывающий – Джусинское месторождение, а вблизи южной рамки листа расположены разрабатывающиеся месторождения гранитов Новоорское и Ульяновское. Сельское население Новоорского, Адамовского и Кваркенского районов занято возделыванием зерновых культур и скотоводством.

Почти все населенные пункты на данной площади имеют между собой дороги с улучшенным, а райцентры с твердым покрытием. С северо-востока на юго-запад лист пересекает дорога республиканского значения Челябинск–Оренбург, а параллельно ей железная дорога.

Геологическое строение площади определяют две крупные мегаструктуры: Восточно-Уральский мегаантиклинорий и Тагило-Магнитогорский мегасинклиний. Обнаженность площади слабая на юго-востоке, несколько лучше на северо-западе и северо-востоке, а также на юго-западе в пределах Новоорского массива. Дешифрируемость АФС на перекрытой части площади удовлетворительная, в пределах обнаженной – хорошая. Сравнительно хорошо выделяются структурные элементы Центрально-Уральского мегаантиклинория, а также Карабутакский и Новоорский гранитоидные массивы, фрагменты речных террас.

Основой для подготовки к изданию Госгеолкарты-200 листа М-40-VI (Джуса) являлся отчет о «ГДП-200 листа М-40-VI (Джусинская площадь)» [59]. Отчет и авторских комплект карт прошли экспертизу на НРС Роснедра и был рекомендован в качестве основы для подготовки листа к изданию (Протокол № 52 заседания бюро НРС Роснедра от 16.12.2014 г.).

Работы по подготовке Госгеолкарты-200 листа М-40-VI (Джуса) были проведены в 2015–2016 гг. АО «Компания вотемиро» по договорам субподряда с генеральным подрядчиком ФГБУ «ВСЕГЕИ».

Были проведены ревизионно-увязочные маршруты по северной рамке листа, определения абсолютного возраста. Проведены камеральные работы по подготовке Госгеолкарты-200 к изданию, в т. ч. внесение исправлений по замечаниям и рекомендациям редакторов, экспертов и участников заседания бюро НРС Роснедра.

В настоящем комплекте Госгеолкарты-200 все геологические карты полностью увязаны по западной, восточной и южной рамкам. На геологической карте по северной рамке листа имеются небольшие участки, где полной увязке препятствует имеющийся фактический материал. Изменения, предлагаемые провести на площади карты дочетвертичных образований листа, выносятся в следующем:

– В клетке IV-2 восточнее Браиловского разлома из площади базальтов соленодольской толщи вычленить тектонический блок сложенный отложениями новооренбургской толщи, вскрытые там структурными скважинами предшественников [15].

– Восточнее уточнить границу ультраосновного массива куликовского комплекса, выделенного по скважинам предшествующих работ [15].

– На границе клеток IV-1 и IV-3 из площади каморзинской толщи вычленить тектонический блок сложенный сланцами новооренбургской толщи, выделенный по результатам редакционно-увязочных маршрутов и по скважинам предшественников [15].

– Провести уточнение восточной и западной границ Крыклинского массива уточненные по редакционно-увязочным маршрутам и данным предшественников [15].

– Часть площади Крыклинского полихронного плутона показанной на карте как габбро неплюевского комплекса необходимо отнести к кварцевым гнейсодиоритам крыклинского комплекса. При проведении редакционно-увязочных маршрутов на этой площади выявлены полосчатые гнейсовидные породы с переходным (в составе полос) составом от диоритов до тоналитов, реже – плагиогранитов. Среди них преобладают породы, отвечающие по составу кварцевым гнейсодиоритам относимым П. В. Лядским [57] к крыклинскому комплексу (вторая фаза).

– Южнее Айдырлинского ультраосновного массива часть площади, показанная, как занятая отложениями рымникской свиты, по данным ревизионно-увязочных маршрутов, занята вулка-

нитами.

– На границе клеток IV-3 и IV-4 из площади отложений рымникской свиты нижнего ордовика необходимо исключить площадь развития вулканитов айдырлинской толщи, выделенных при проведении ревизионно-увязочных маршрутах.

– Восточнее в маршрутах уточнена граница (тектоническая) и возраст крупного субвулканического тела трахидацитов. На территории листа М-40-VI это тело прорывает отложения березняковской толщи и является комагматом эффузивной части его разреза.

– Еще восточнее маршрутами уточнена площадь распространения отложений биргильдинской толщи. Увязаны отложения листа М-40-VI и N-40-XXXVI.

– Кроме этого, имеются несостыковки с названием ряда стратонов и интрузивных комплексов, связанные с уточнением и изменением (актуализацией) серийной легенды (татищевской и чебаркульско-казбаевский комплексы; кугутыкская свита и карбонатно-терригенная толща, нерасчлененные и брединская свита; каморзинская толща и кизильская свита).

Внесение изменений и дополнений в авторский комплект геологических карт при подготовке его к изданию проведены: в геологическую карту домезозойских образований А. С. Лисовым; геологическую карту – А. С. Лисовым, Г. А. Алексеевой; карту четвертичных образований и схему эколого-геологических условий – Г. А. Алексеевой; карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения – Л. Н. Кваснюк.

В объяснительной записке главы «Геологическая изученность», «Стратиграфия» (рифей и палеозой), «Интрузивный магматизм», «Тектоника», «История геологического развития», «Введение» и «Заключение» написаны А. С. Лисовым; главы «Полезные ископаемые» и «Закономерности размещения полезных ископаемых» – Л. Н. Кваснюк; главы «Стратиграфия» (мезозой и кайнозой), «Геоморфология», «Эколого-геологическая обстановка» – Г. А. Алексеевой; глава «Гидрогеология» – В. И. Панюта.

Цифровые модели комплекта Госгеокарты-200 выполнены в ГИС ArcView (версия 3.2) в региональном компьютерном центре АО «Компания вотемиро». Исполнители: компьютерное оформление графических приложений и рисунков в текст – В. В. Шлунова и А. Н. Голушков; исполнение базы данных – Т. Н. Яндулкина; компьютерный набор и оформление текста – Ф. Х. Стрельцовас.

Авторы выражают благодарность редакторам Т. Н. Сурину и В. К. Шкатовой, экспертам за помощь и консультации при подготовке авторского комплекта карт и редакции записки.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

На данной территории в различные годы выполнялись разномасштабные геологические исследований разной направленности. Результатом выполненных работ являлись геологические и специализированные карты, выявлялись и разведывались проявления и месторождения различных полезных ископаемых.

Впервые внимание геологов описываемый район привлек в начале прошлого столетия, в связи с открытием по соседству с ним крупных по тому времени золоторудных месторождений Синешиханского и Кумакского. Из первых исследователей района следует упомянуть Н. Н. Тихоновича (1907, 1911 гг.); П. П. Гудкова и М. А. Усова (1912 г.); Г. Фосса и А. Сигова (1929 г.). С 1925 по 1930 гг. к северо-западу от листа М-40-VI проводил исследования Л. С. Либрович. Его стратиграфическая схема для девонских и каменноугольных отложений легла в основу всех последующих работ в этом районе и на прилегающих территориях.

Систематические региональные геологосъемочные работы начали осуществляться с 1930-х годов, ведущим видом этих исследований являются геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000. В 1939-е и 1940-е годы они осуществлялись преимущественно силами ВСЕГЕИ. Так, съемкой масштаба 1 : 200 000 была охвачена юго-западная часть территории листа М-40-VI (Петренко, 1932). Съемки этого периода основывались на маршрутных наблюдениях и изучении естественных обнажений. Тем не менее, для него характерен высокий уровень петрографических и палеонтологических исследований.

В 1950–1960 гг. в районе проводится второй этап геологических съемок масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000. К работам этого этапа следует отнести работы А. В. Клочихина и др. (1958 г.) масштаба 1 : 200 000 с подготовкой карты к изданию, а также съемку масштаба 1 : 50 000, выполненную А. Г. Сульковской и др. в 1959 г. (Уральское ГУ). В эти же годы сотрудники НИИ геологии Саратовского ГУ (Я. А. Рихтер и М. А. Кригер) составили сводную геологическую карту Орского Зауралья масштаба 1 : 200 000.

Начиная с 1959 по 1995 гг. в пределах площади выполняются геологосъемочные работами масштаба 1 : 50 000. Работы выполняются силами Оренбургского геологического управления. К ним относятся съемки А. А. Барина и др. (1968 г.); П. В. Лядского и др. (1966 г.), Мещеряковой и др. (1964 г.); В. Г. Пьянкова и др. (1970 г.); И. А. Смирновой и др. (1968 г.); Д. М. Шендеровича и др. (1969 г.); Е. И. Якобса и др. (1974 г.). К этому же периоду следует отнести съемку масштаба 1 : 50 000 листов 11-Г; 20-А, Б, выполненную сотрудниками НИИ геологии СГУ (Шминке и др., 1963).

В последующие годы (1988–1995 гг.) на территории, тяготеющей к осевому меридиану листа М-40-VI, выполнены работы по геологическому доизучению (ГДП-50) ранее заснятых площадей [57].

Характерной особенностью работ этого периода была тенденция к пересмотру ранее существовавших стратиграфических схем, большей частью касающихся древних метаморфических комплексов протерозойско–нижнепалеозойского возраста, а также вулканогенных слабо характеризованных фаунистически образований. Уточняются объемы магматических комплексов, всесторонне изучаются их характеристики и обосновывается возраст.

Поиски полезных ископаемых на площади начались с первыми геологическими маршрутными исследованиями и продолжают вплоть до настоящего времени. В результате было выявлено значительное количество проявлений и месторождений. Параллельно поискам, сопровождающим геологическую съемку масштаба 1 : 50 000, различными организациями осуществлялись общие поиски, поисково-рекогносцировочные и поисково-ревизионные работы. На выявленных аномалиях, перспективных площадях и рудопроявлениях ставились детальные поиски, а на перспективных рудопроявлениях и структурах – поисково-оценочные работы. Основ-

ной объем поисковых работ на площади выполняла Восточная ГРЭ ОАО «Оренбурггеология». В результате выполненных работ была достигнута высокая степень опосредованности центральной части территории, выявлены и изучены рудные поля и месторождения, получили оценку рудопроявления, аномалии, перспективные площади, сделаны рекомендации по постановке геологоразведочных работ различных стадий.

В конце 1990-х годов начались работы по ГДП-200 и подготовки к изданию Госгеолкарты-200 второго поколения. В 1995–2001 гг. проведены работы по ГДП-200 и подготовка к изданию сопредельного с юга листа М-40-ХІІ и северной части листа М-40-ХVІІІ.

В 1999 г. начались работы по ГДП-200 площади листа М-40-VІ (Джусинская площадь). В 2001 году работы были переориентированы на прогноз и поиски различных видов полезных ископаемых, а в 2002 г. финансирование проекта было вообще прекращено. Работы завершились составлением информационного отчета, на составление которого отводилось 1 месяц, что не могло не сказаться на полноте и качестве материалов. Из-за прекращения финансирования лабораторные работы по СА выполнены на 56 %, химико-спектральному анализу на 21 %. Прекращение финансирования геологосъемочных работ привело к потере (сокращению) геологических кадров и утери части первичного материала (по сбору информации) и дубликатов проб.

Работы по ГДП-200 на территории Оренбургской области были возобновлены только в 2006 г. В 2006–2008 гг. проведено ГДП-200 Зауральской площади, в состав которой входили листы N-40-XXXI и М-40-I, сопредельные с северо-востока и с востока к Джусинской площади [53]. В 2011–2013 гг. было проведено ГДП-200, а в 2014, 2015 годах – подготовка к изданию Госгеолкарты-200 и подготовлена к изданию Госгеолкарта-200 листа N-40-XXXVI, сопредельного с Джусинской площадью с севера.

В 2010 году завершились работы по составлению и подготовке к изданию Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 листа М-40 с клапаном 41. Работы по ГДП-200 листа М-40-VІ были возобновлены в 2012 году и завершились в 2014 году. По результатам работ был составлен отчет с авторским комплектом Госгеолкарты-200, прошедший апробацию на НРС Роснедра и рекомендованный как основа для подготовки Госгеолкарты-200 (Протокол № 52 заседания бюро НРС Роснедр» от 16.12.2014 г.). Работы по подготовке Госгеолкарты-200 листа М-40-VІ (Джуса) к изданию были начаты в 2015 году и завершены в 2016 году.

## **ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ**

Вся территория листа М-40-VІ в различные годы при проведении геологосъемочных работ и комплексных геофизических съемок в помощь геокартированию была покрыта поверхностной металлометрической съемкой масштабов 1 : 50 000–1 : 100 000. Кроме того, все виды геологосъемочных, поисковых и поисково-разведочных работ сопровождалась глубинными геохимическими поисками (геохимическим опробованием керна скважин) по корам выветривания и коренным породам (вторичным и первичным ореолам рассеяния). С начала 1960-х годов специализированной партией осуществлялись работы по систематизации, обобщению, составлению карт, усовершенствованию методики геохимических исследований; осуществлялась кураторская и методическая работы над геохимическими исследованиями всех геологоразведочных подразделений управления.

Следует отметить, что на начальном этапе при проведении геологосъемочных работ в качестве картировочного применялось бескерновое бурение по рыхлой части разреза. Геохимическое опробование в этом случае проводилось по шламу, что значительно снижало достоверность результатов этого вида опробования. В последнее время установлена перспективность именно рыхлой части разреза на редкие земли (непосредственно на территории листа), золото и радиоактивные элементы (на территории сопредельного к северу листа).

## **ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ**

Территория листа М-40-VІ, особенно его центральная часть, перспективна в отношении месторождений медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических руд. Часть территории сложенная вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, с высокой степенью детальности и изучена полевыми геофизическими методами разведки различных масштабов и уровней детальности, в том числе самыми разнообразными комплексами геофизических методов исследований в скважинах. Несколько менее детально изучены поля распространения осадочных пород верхнего девона–нижнего карбона и интрузивных пород, слагающих крупные массивы.



**Гравиразведка.** Вся территория листа М-40-VI покрыта гравиметрической съемкой 1 : 50 000 (Виноградов, Бугров и др., 1961; Виноградов, Лисицын и др., 1962). Материалы этих съемок приняты на 60 % территории кондиционными с сечением изоаномал в 0,5 мГал, для остальной – кондиционными с сечением изоаномал в 1 мГал. В последующие годы неоднократно проводились более детальные геофизические съемки, в том числе и гравиметрические (Ломако, 1963; Чалышева, 1964; Лисицын, 1970; Миняев, 1972; Третьяк, 1971; Лебедева, 1972; Скурихин, 1991; Черномырдин, 1991 и др.). На 36 % площади листа имеются гравиметрические карты с сечением 0,25 мГал, на 47,5 % карты – с сечением 0,5 мГал и только на 16,5 % площади имеются карты с сечением изоаномал в 1 мГал.

**Магниторазведка.** Вся территория листа М-40-VI покрыта магнитометрической съемкой, причем на большую часть территории масштаба 1 : 25 000 и лишь на 16,5 % территории (в основном площади сложенные крупными гранитными массивами) масштаба 1 : 50 000. На довольно значительной части территории проводились более детальные магнитометрические съемки. Так более одной трети территории покрыто магнитометрией масштаба 1 : 10 000 и более детальной.

Имеются материалы аэромагнитной съемки в основном масштаба 1 : 50 000 (съемки до 1970 г.), но качество их невысокое.

**Электроразведка.** Площадь листа М-40-VI покрыта регулярной сетью электроразведочных наблюдений методом ВЭЗ и ВЭЗ-ВП, которые примерно на одной четвертой площади территории листа соответствуют масштабу 1 : 25 000, на остальной – масштаба 1 : 50 000. Эти работы выполнялись в качестве опережающих для целей геологических съемок масштаба 1 : 50 000 в начале 1960-х годов. Кроме того, на площади листа выполнен большой объем детальных поисковых электроразведочных работ различными методами, особенно в связи с поисками месторождений медноколчеданных и медно-полиметаллических руд, в том числе методами переходных процессов. В основном детальные электроразведочные работы выполнялись на участках, перспективных на каменный уголь, медноколчеданные руды, золото, пьезокварц и другие полезные ископаемые.

## ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Территория листа М-40-VI представляет собой засушливый район. Большинство мелких рек, ручьев, балок и оврагов не имеют постоянного водотока, а в летнее время полностью пересыхают. Подземные воды нередко засолены и в большинстве случаев непригодны даже для водопоя скота. В связи с этим обстоятельством на площади листа проводились многочисленные поисковые работы на выявление месторождений пресных подземных вод.

Поисковые и разведочные работы проводились самыми разными организациями, часто неспециализированными. Хотя учет этих работ, а в отдельных случаях контроль над подобными работами осуществлялись со стороны государственной территориальной геологической службы, тем не менее, материалы по многим из этих работ утрачены. Более или менее в хорошей сохранности имеются материалы по специализированным поисковым работам на воду, выполненным гидрогеологическими подразделениями экспедиций ПО «Оренбурггеология».

Специальных гидрогеологических съемок масштаба 1 : 200 000 и крупнее на листе М-40-VI не проводилось. Не проводилось также и существенных тематических обобщений, как впрочем, и на всю восточную территорию Оренбургской области. Исключение составляет диссертационная работа А. Е. Черняевой (1964 г.), которой была предпринята попытка определить закономерности распределения подземных вод в восточных районах Оренбургской области. Основой диссертации послужили материалы гидрогеологической съемки северной половины листа М-40-Б масштаба 1 : 500 000, выполненной в 1958–1960 гг. [89].

## СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа М-40-VI расположена в пределах восточной части Тагило-Магнитогорского мегасинклиория и западной части Восточно-Уральского мегаантиклинория. В геологическом строении региональных структур принимают участие осадочные, вулканогенные, интрузивные, метаморфические образования от докембрийского до четвертичного возраста включительно. Значительная часть стратифицируемых пород относится к палеонтологически немым. Их расчленение производилось главным образом на принципах литостратиграфии с привлечением петрографических, петрохимических, геохимических, петрофизических данных, результатов структурного и картировочного бурения, геофизических исследований, определения радиологического возраста. Большая часть стратифицируемых пород фундамента перекрыта корой выветривания и палеоген–четвертичными образованиями. Их естественные разрезы наблюдаются, как правило, по рекам. Стратиграфический разрез исследуемого района представлен нижним рифеем, палеозоем (ордовикская, силурийская, девонская и каменноугольная системы), мезозоем (юрская и меловая системы), кайнозоем (палеогеновая, неогеновая и четвертичная системы).

Разрезы структурно-формационных зон указанных региональных тектонических форм значительно различаются. Разрез Восточно-Магнитогорской СФЗ сложен в основном вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами девонского и каменноугольного возраста. В разрезе Восточно-Уральской структурно-формационной мегазоны (Алапаевско-Адамовская и Кумакская СФЗ) преобладают метаморфические породы раннего рифея и в различной степени метаморфизованные осадочные и вулканогенные образования раннего ордовика–раннего девона при резко подчиненном количестве осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород девона и карбона.

### НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Нижнерифейская эратема представлена яршалинской и бескрыковской толщами.

Отложения этих толщ обнажаются в ядре Адамовской горст-антиклинали Кумакской СФЗ.

Я р ш а л и н с к а я т о л щ а (RF<sub>1</sub>?jr) залегает в основании нижнерифейского разреза и состоит из переслаивания гранат-силлиманит-биотитовых плагиогнейсов, кварц-биотит-силлиманитовых, гранат-кварц-силлиманитовых, биотит-силлиманит-кварцевых кристаллосланцев, реже биотитовых плагиогнейсов. Наиболее полные и хорошо изученные разрезы ее имеются по р. Яршале и балке Садык.

В стратотипическом разрезе по р. Яршале (опорный разрез 41\*) толща состоит из переслаивания биотит-силлиманитовых и гранат-биотитовых, гранат-силлиманитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов, реже кристаллосланцев, часто диафорированных и превращенных в слюдяные, кварцево-сланцевые сланцы и кварц-хлорит-серицитовые филлониты [55]. В нижней части разреза толщи биотит-силлиманитовые плагиогнейсы преобладают, в верхней они содержатся, примерно, в равных количествах с биотитовыми, а в самых верхах – в значительно меньших. Мощность слоев колеблется от 3 до 15 м. Верхний контакт яршалинской толщи с перекрывающей ее бескрыковской отсутствует. Судя по разрозненным редким выходам биотитовых, реже силлиманит-биотитовых плагиогнейсов, расположенных восточнее устья р. Яршалы, т. е. выше по разрезу, он, скорее всего, постепенный и может быть проведен по исчезновению силлиманитовых разностей.

В опорном разрезе на балке Садык (оп. р. 33) верхний контакт толщи резкий, без переходной пачки, осложнен согласным интрузивным телом ортоамфиболитов с видимой мощностью 95 м.

\* Здесь и далее номера опорных разрезов (оп. р.), обнажений (обн.), скважин (скв.) по списку прил. 8.

Этот разрез отличается высокой степенью магматизации и насыщенностью согласных тел гнейсоплагиогранитов.

Нижняя часть разреза толщи в обоих разрезах оборвана интрузиями гранитов, и контакт ее с подстилающими отложениями отсутствует. Мощность толщи в наиболее протяженном яршалинском разрезе превышает 1 000 м [56, 57].

Преобладающие в разрезе толщи силлиманит-биотитовые, биотит-силлиманитовые плагиогнейсы, кварц-силлиманитовые и кварц-биотит-силлиманитовые сланцы имеют светло-серую до белой и зеленовато-серой окраску, среднезернистую нематолепидобластовую структуру и полосчато-плоскопараллельную текстуру. Они состоят из разного количества силлиманита, обычно мусковитизированного или кварца серицитизированного, биотита, реже граната, плагиоклаза и магнетита. Из аксессуарных минералов наиболее часто встречаются: апатит, циркон, магнетит, реже ортит, монацит. В гнейсах плагиоклаз и кварц преобладают над остальными минералами.

Плагиоклаз наблюдается в виде мелкого агрегата (0,2–0,5 мм в поперечнике) ксеноморфных изометричных и удлинённых зерен или в виде крупных (до 2 мм в поперечнике) зерен (порфиробласт), иногда переполненных включениями кварца, биотита и граната. Содержания анортиновой молекулы в его составе колеблется от 25 до 35 %.

Гранат в породах толщи встречается сравнительно реже и обычно в незначительных количествах (2–5 %). Он представлен или округлыми порфиробластами с многочисленными точечными включениями или мелкими (до 0,3 мм в поперечнике) зернами причудливой формы, резорбированными и замещенными плагиоклазом, кварцем и хлоритом.

Вся группа описанных минералов образовалась в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации регионального метаморфизма и в дальнейшем претерпела изменения при мигматизации и гранитизации (замещением кварцем и плагиоклазом), а в следующую за ней стадию регрессивного метаморфизма (диафторез) с замещением хлоритом, серицитом (мусковитом) и кварцем. Результатом этих процессов явилось широкое развитие в разрезе толщи двуслюдяных сланцев, гнейсов, а в зонах дислокаций – хлорит-серицитовых и плагиоклаз-кварц-серицитовых филлонитов.

Химические составы силлиманит содержащих пород яршалинской толщи характеризуются высокими содержаниями  $Al_2O_3$  (от 21 до 24,4 %),  $SiO_2$  (43,42–53,38 %) и суммарного железа  $FeO+Fe_2O_3$  (от 10 до 14 %) и на диаграммах П. Ниггли располагаются в области глинистых осадков [55].

Биотитовые плагиогнейсы отличаются повышенными содержаниями щелочей, кремнезема более низкими гнейсозема и близки к составам кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов.

Средние содержания микроэлементов в глиноземистых породах яршалинского стратотипического разреза толщи близки к кларковым содержаниям глинистых сланцев и глин и в целом к региональному многомерному геохимическому фону восточной окраины Русской платформы, отличаясь только более высокими содержаниями бария и пониженными Ni, Co, Cr, V [55]. Севернее р. Яршала, в зоне замыкания Адамовской горст-антиклинали геохимические составы пород толщи отличаются более высокими содержаниями Ni, Co, Cr [56, 57].

Плотность пород яршалинской толщи колеблется от 2,50 до 2,8 г/см<sup>3</sup> и в среднем равна 2,67 г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость варьирует от  $2 \cdot 10^{-6}$  до  $800 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, отражая количество магнетита в породе. Наиболее магнитны диафториты, в которых при замещении биотита серицитом и мусковитом появляется значительное количество тонкокристаллического магнетита.

В поле силы тяжести площади развития пород, толщи, располагаются в области глубокого минимума (до –50 мГал) Адамовской горст-антиклинали. На картах локальных аномалий с радиусом осреднения 5 км характеризуются положительными аномалиями с интенсивностью 0,5–1,5 мГал. Магнитное поле на этих площадях, в целом пониженное, со значениями от 0 до 100 нТл, осложнено контрастными положительными аномалиями до 250 нТл, вытянутыми в северо-западном направлении. Эти аномалии связаны с зонами развития диафторитов, ортоамфиболитов, тальк-термолитовых пород и вторичных микрокварцитов, обогащенных магнетитом.

На аэрофотоснимках площади распространения пород толщи, в связи с их слабой обнаженностью и развития по ним коры выветривания, характеризуются светло-серыми фототонами с расплывчатым полосчатым рисунком. Полосчатость вытянута в направлении общего простирания пород. Она часто сечется поперечными прямолинейными линияментами, к которым приурочены ложки и овраги склонов долины р. Джусы.

Палеонтологические находки в породах яршалинской толщи отсутствуют, и возраст ее

определен по результатам датирования U-Pb методом возраста цирконов самых ранних генераций. Возраст их по  $Pb^{206}/U^{238}$  колеблется от  $532 \pm 11$  до  $570 \pm 11$  млн лет. Предположительно образование их связано с высокотемпературным метаморфизмом пород в позднерифейско-вендский (байкальский) этап тектономагматической активизации. Таким образом, породы толщи образовались до указанного этапа, предположительно, в раннем рифее [62].

Бескрыковская толща (RF<sub>1</sub>?bs) представлена амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами, реже кварц-биотит-плагиоклазовыми и роговообманково-биотит-плагиоклазовыми с кварцем сланцами. Эти породы широко распространены на южном склоне долины р. Урус-Кискен в верховьях рек Карабутак, Джуса и ее притока, балки Бескрыок, где они слагают западное крыло Адамовского антиклинория. Бескрыковская толща с востока и северо-востока подстилается отложениями яршалинской толщи, а с запада оборвана мощной тектонической зоной глубинного разлома, отделяющего докембрийские образования района от нижнепалеозойских. Большая часть разреза толщи оказалась вовлеченной в зону дислокаций этого разлома, смята в складки, интенсивно мигматизирована, насыщена телами ортоамфиболитов, гранитогнейсов и гранитов. Однообразные по составу разрезы толщи, различающиеся только по степени мигматизации пород и насыщения интрузивными образованиями, расчленить на более, дробные подразделения, в описываемом районе, невозможно.

Состав и строение бескрыковской толщи можно наблюдать в опорном разрезе р. Джусы, начиная от устья балки Алшинсай до впадения в нее балки Садык (оп. р. 33). На этом отрезке разреза видно, что образования толщи с запада обрываются поясом метагипербазитов и гранитоидов, а с востока, судя по разрезу балки Садык, – с переслаиванием сменяются отложениями яршалинской толщи. В этом разрезе толщи резко преобладают биотитовые гнейсы, плагиогнейсы с разным количеством биотита, разной зернистостью, участками с реликтовой слоистостью и в разной степени мигматизированные. Среди гнейсов очень часты зоны мигматизации, тела слоевых мигматитов, темных плагиогранитогнейсов и гранитогнейсов (садыкского комплекса), а в нижней части разреза пластообразные залежи ортоамфиболитов. На отдельных участках разреза магматиты и гранитогнейсы преобладают над гнейсами. К северо-западу, на северном склоне долины реки, судя по небольшим разрезам, впадающим в нее балок, состав и строение толщи в целом сохраняется. Среди биотитовых гнейсов здесь иногда появляются прослойки биотит-роговообманковых и гранат-биотитовых гнейсов мощностью от 1 до 6 м. Падение слоистости, гнейсоватости и полосчатости здесь в основном юго-западное  $200\text{--}208^\circ$  с углами  $30\text{--}60^\circ$ . К северо-востоку, в верховьях этих балок гнейсы и мигматиты сменяются мусковитизированными силлиманит-кварцевыми сланцами яршалинской толщи.

К северо-западу от этого разреза мигматизация в разрезе толщи возрастает, параллельно с ней увеличивается и количество гранитогнейсов. В верховьях балки Алшинсай мигматиты и гранитогнейсы резко преобладают над гнейсами.

К югу, судя по данным бурения картировочных скважин, состав и строение разреза толщи остается таким же, как и в разрезе р. Джусы. Здесь среди биотитовых гнейсов иногда появляются горизонты биотит-силлиманитовых гнейсов и сланцев, обычно сильно мусковитизированных.

В пределах северо-западной части Адамовской горст-антиклинали, слагающие разрез биотитовые плагиогнейсы участками при слабой гранитизации сохраняют реликтовую слоистость, выделяющиеся по составу и разной зернистости (оп. р. 18). В долине балки Каинсай в разрезе встречаются прослойки биотит-роговообманковых и гранат-биотитовых плагиогнейсов мощностью от 1 до 5 м. Здесь отчетливо видно, что все разновидности гнейсов образовались по осадочным, реже вулканогенно-осадочным породам, в основном по песчаникам и алевролитам.

Полную мощность бескрыковской толщи из-за отсутствия разрезов ее верхней части, а также сильной складчатости установить трудно. Мощность изученной части ее разреза в долине р. Джусы не менее 800 м, южнее, на водоразделе ее с балкой Бескрыок она достигает более 1 000 м. Однако, на последнем участке трудно исключить влияние на изменение мощности складчатости, которая здесь, несомненно, присутствует.

Преобладающие в составе толщи биотитовые гнейсы и плагиогнейсы состоят на 40–50 % из плагиоклаза (№ 25–28), 20–25 % – кварца, до 10 % – микроклина и 5–20 % – биотита. Гранат-биотитовые гнейсы содержат от 10 до 15 % граната и до 5 % ставролита, а роговообманково-биотитовые гнейсы – до 20 % роговой обманки. Из второстепенных и аксессуарных минералов часто присутствуют мусковит, магнетит, апатит, циркон, эпидот, редко ортит. Мусковит и эпидот являются больше вторичными минералами. Вдоль зон разломов по гнейсам развиваются хлорит-серицитовые динамосланцы (филлониты). При мигматизации в гнейсах появляются порфиробласты полевых шпатов и струи, полосы, линзочки кварц-полевошпатового состава. Структура пород лепидогранобластовая, реже плоскопараллельная. Разности гнейсов, обога-

ценные силлиманитом, близки к таким же породам, описанным в яршалинском толще.

Химические составы гнейсов близки к составам средних и умереннокислых магматических пород нормального ряда. На диаграммах В. Н. Иванова для определения минерального вида песчаников составы гнейсов ложатся в поля граувакк и полевошпатовым граувакк [57].

Геохимические составы пород бескрыковской толщи в целом близки к составам пород яршалинской толщи, отличаясь большими содержаниями литофильных элементов (Be, Zr, Sn, Ba, Sr) и хрома. Высокие содержания и дисперсия литофилов в гнейсах связаны не только с первичными их составами, но и с процессами гранитизации, мигматизации и грейзенизации. Повышенные содержания хрома, скорее всего, связано с первичными составами метаморфированных терригенно-осадочных пород толщи.

Плотность пород колеблется от 2,55 до 2,7 г/см<sup>3</sup>, составляя в среднем 2,63 г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость в основном низкая: от 0 до  $360 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС и только в редких случаях она колеблется в биотит-роговообманковых гнейсах до  $500 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС и даже  $1\,400 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

В поле силы тяжести площадь распространения пород бескрыковской толщи расположена во внешней зоне глубокого минимума Адамовской структуры. На картах локальных аномалий с радиусами осреднения от 1 до 5 км в пределах этого минимума наблюдается слабодифференцированное поле с системой положительных и отрицательных аномалий интенсивностью до 2 мГал, ориентированных согласно общему простиранию пород. В долине р. Каинсай, оно сменяется субмеридиональной зоной градиента, связанной с системой глубинных разломов.

Магнитное поле на большей площади развития бескрыковской толщи отрицательное, участками сильно дифференцированное, с системой аномалии интенсивностью до  $-200$  нТл, в которой часто появляются размытые в плане невысокой интенсивности положительные (от  $+10$  до  $+200$  нТл) аномалии. В долине р. Каинсай, в зоне градиента поля силы тяжести магнитное поле становится положительным и приобретает линейный характер.

Участки распространения описываемой толщи на МАКС характеризуются разнообразием структурного рисунка и фототона. На водораздельных пространствах с широким развитием коры выветривания они выделяются пятнисто-полосатым рисунком от светло- до темно-серой окраски. В долинах рек они характеризуются более темными тонами с пятнистыми, линзовидными, реже тонкополосчатым рисунком.

Радиологический возраст цирконов, монофракции которых отобраны в гнейсах толщи южнее описываемой площади в разрезе р. Кумак Ю. Р. Беккером и Г. М. Акимовой в 1979 г., колеблется от 695 до  $1\,780 \pm 120$  млн лет [56]. Так как в пробах преобладали разнородные округлые матовые зерна, то они, скорее всего, являлись терригенными и датировали возраст более древних пород, подвергшихся размыву. В свою очередь, верхние цифры, возможно, являются датировками верхнерифейских этапов прогрессивного метаморфизма. В пределах площади радиологические возраста цирконов из пород толщи, определенные U-Pb и  $Pb^{207}/Pb^{206}$  методами, колеблются от 340 до 658 млн лет. Наиболее ранняя из них (658 млн лет), отобранная из биотитовых плагиогнейсов джусинского опорного разреза, видимо, образовалась при высокотемпературном метаморфизме пород в позднерифейско-вендский (байкальский) период тектоно-магматической активизации. Остальные генерации цирконов с датировками возрастов 413–484 и 340–370 млн лет, предположительно, образовались в каледонский и герцинский этапы преобразования пород толщи [57, 62]. Приведенные данные свидетельствуют о том, что породы бескрыковской толщи претерпели не менее трех этапов прогрессивного метаморфизма, из которых самый ранний относится к позднему рифею. В связи с этим возраст их, со значительной долей условности принят раннерифейским.

## **ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА**

### **ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА**

#### **НИЖНИЙ ОТДЕЛ**

Образования нижнего отдела развиты незначительно у северной границы описываемой площади и относятся, с некоторой долей условности, к рымникской свите (рис. 1).

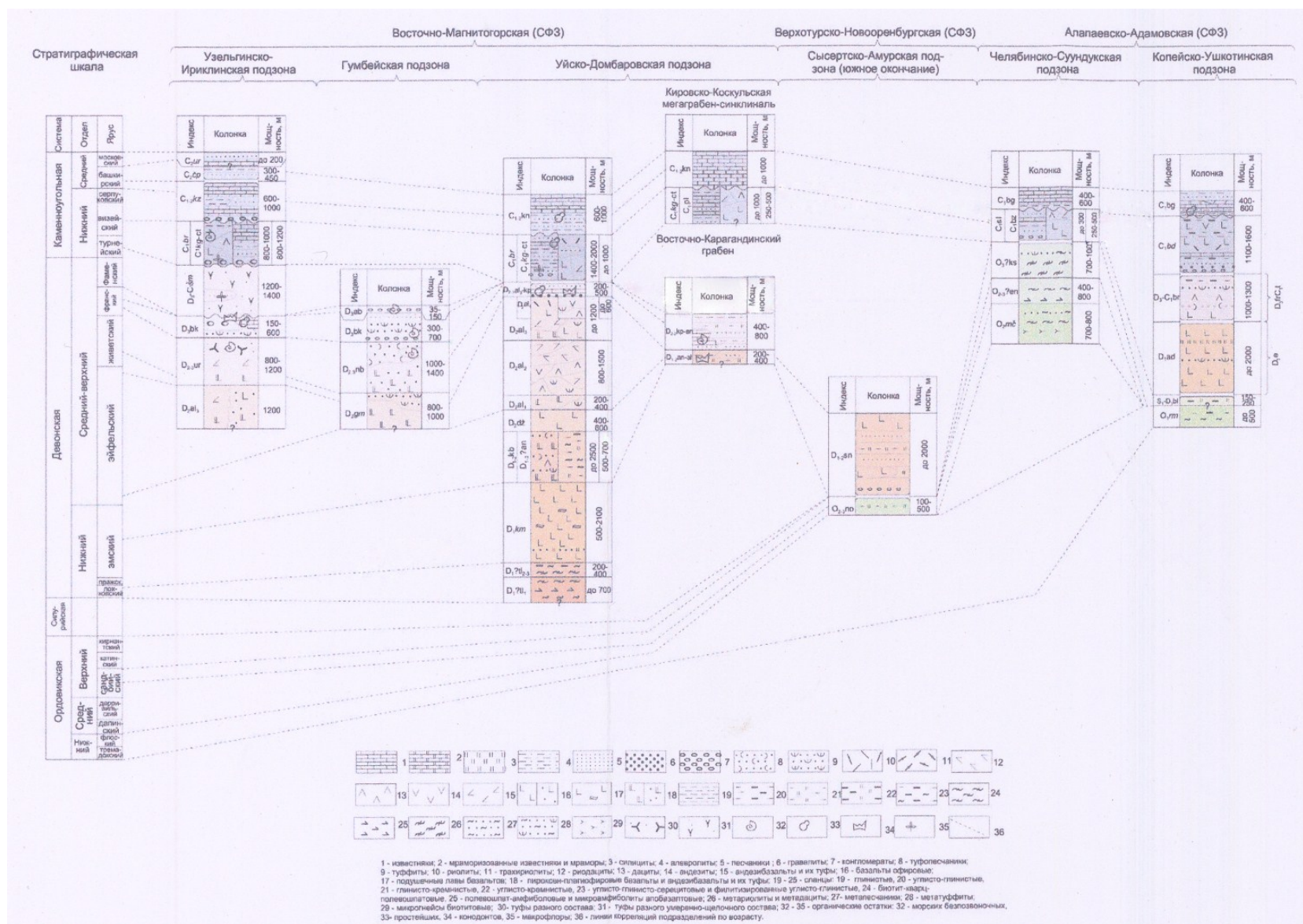


Рис. 1. Схема корреляции стратиграфических разрезов ордовика-карбона различных структурно-формационных зон и подзон.

Рымникская свита ( $O_1r_m$ ) распространена у северной границы листа, на южном склоне долины р. Айдырля, где слагает небольшие тектонические блоки и останцы в Айдырлинском массиве серпентинитов. К ней, с некоторой долей условности, отнесены редкие небольшие обнажения метапесчаников, метаалевролитов, филлиты, серицит-кварц-полевошпатовые, филлитизированные углисто-глинистые сланцы с прослоями полевошпат-амфиболовых сланцев. Порода сильно перемята, часто окварцована. При общем субширотном простирании по ширине пород (с юга на север) до границы площади выходы их прослеживаются до 1 км. С учетом мелкой складчатости мощность отложений свиты, видимо, не превышает 500 м.

Граница с нижележащими стратонами на площади неизвестна, перекрывается она с несогласием (стратиграфическим перерывом) вулканитами айдырлинской толщи.

Органические остатки в породах свиты, не известны. Северо-восточнее площади (лист N-40-XXXI) на породах свиты согласно залегают фаунистически охарактеризованные отложения маячной свиты. На основании этих данных возраст свиты принимается раннеордовикским, по Стратиграфической шкале (2013 г.) – тремадокско-флоским.

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В рамках только среднего отдела на территории листа выделяется один стратон.

Маячная свита ( $O_2m\check{c}$ ) выделена Н. Ф. Мамаевым в 1958 г.; названа по г. Маячная (лист N-40-XXXI). Отложения свиты широко распространены в Алапаевско-Адамовской СФЗ, занимающая обширные площади в долине р. Урус-Кискен и в верховьях рр. Каинсай, Джуса, Джаллы и Карагачка, слагая крылья Адамовской горст-антиклинали и небольшой тектонический блок юго-восточного крыла Крыклинской горст-антиклинали. В составе свиты преобладают сланцы хлорит-кварц-полевошпатовые, слюдяно-кварцевые, биотит-кварц-полевошпатовые, филлиты, метапесчаники, метаалевролиты при подчиненном количестве микрогнейсов и гнейсов.

Разрезы свиты в пределах площади довольно однообразны, отличаясь лишь степенью метаморфизма, слагающих пород и только восточнее пос. Энбекши, в верхах разреза появляется невыдержанный по простиранию горизонт углисто-кварцевых, кварцитовидных сланцев. Расчленить разрез свиты на более дробные подразделения в описываемом районе невозможно.

Наиболее полный состав и строение свиты можно наблюдать в разрезе р. Урус-Кискен, в среднем ее течении, выше пос. Энбекши (оп. р. 15). Здесь вскрыта верхняя часть ее разреза, так как нижняя оборвана Копинской интрузией гнейсотоналитов. Эта часть разреза сложена в основном хлорит-кварц-полевошпатовыми сланцами с прослоями хлорит-полевошпат-кварцевых, хлорит-полевошпатовых, полевошпат-хлоритовых, реже хлорит-эпидот-серицитовых, кварц-биотит-полевошпатовых сланцев. Мощность слоев колеблется от 0,1 до 4,0 м, реже – до 11,0 м. Во многих разностях присутствуют реликты бластосаммитовой, реже бластосефитовой структуры. Этот тип разреза распространен в основном в бассейне р. Урус-Кискен. В его верхах, севернее тригопункта Мироновского, появляется горизонт мощностью до 50 м темно-серых до черных кварцитовидных и углисто-кварцевых сланцев. Здесь же встречаются прослойки мощностью до 20 м плагиоклаз-амфиболовых ортосланцев по базальтам. В разрезе первого притока р. Урус-Кискен, впадающего выше южной окраины пос. Энбекши, отчетливо видно, что парасланцы толщи перекрываются микроамфиболитами и плагиоклаз-амфиболовыми ортосланцами энбекшинской толщи [57].

Южнее, в верховьях балки Карасу, в разрезе свиты появляются кварц-биотит-полевошпатовые, биотит-полевошпатовые сланцы и микрогнейсы. Еще южнее, в долине б. Жуламансай, судя по картировочным скважинам, разрез свиты состоит из переслаивания биотитовых, графитисто-биотитовых, гранат-биотитовых микрогнейсов, гнейсов с редкими прослоями в верхах ее разреза графит-ставролит-биотитовых и ставролит-кварц-биотитовых сланцев. Этот тип разреза широко развит южнее в долине р. Джусы, где в нем выделяются две пачки: нижняя – гнейсов и микрогнейсов и верхняя – графит-слюдяных сланцев и микрогнейсов [56].

Неполная мощность сланцевого разреза свиты в долине р. Урус-Кискен достигает 800 м. Мощность нижней части ее разреза в долине р. Джусы более 300 м, общая мощность, видимо, будет 700–800 м.

Хлорит-кварц-полевошпатовые сланцы и метапесчаники представляют собой мелкозернистые породы зеленовато-серого до серо-зеленого цвета с плитчатой до листоватой отдельностью. Они состоят из альбита ( $An=2-6\%$ ), реже олигоклаза ( $An=10-12\%$ ) – 35–50 %, кварца – 20–40 %, хлорита – 10–20 %, серицита (или мусковита) – 2–12 %, эпидота – 0–10 %, магнетита – 0–3 %, реже в них встречаются гранат, биотит, графит, карбонат. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, цирконом, турмалином, сфеном, реже ортитом. Структура их лепидогранобластовая, гранобластовая, гетеробластовая, бластосаммитовая, реже бластоп-

сефитовая и порфиروبластовая; текстура полосчатая, сланцеватая, слоисто-сланцевая. В составах полевошпат-кварцевых и хлорит-полевошпат-кварцевых сланцев кварц преобладает над плагиоклазом.

Кварц-биотит-полевошпатовые и полевошпат-биотитовые сланцы отличаются появлением в составе биотита в количестве от 20 до 35 % и олигоклаза ( $An=20-25\%$ ). Кварц-серицитовые, хлорит-серицитовые сланцы и филлиты отличаются преобладанием серицита (мусковита) над кварцем и плагиоклазом, частым появлением углистого вещества, графита, турмалина. Минеральные ассоциации описанных сланцев относятся к фации зеленых сланцев.

Ставролит-кварц-биотитовые с графитом сланцы представляют собой темно-серые до черных, тонкосланцеватые до листоватых пород, с темным жирным, шелковистым блеском, мелкокристаллические, с разным количеством порфиробласт ставролита, граната, редко андалузита. В их составе преобладают биотит (30–40 %), кварц (20–30 %), ставролит (15–20 %), гранат (5–10 %), графитизированное углистое вещество (3–10 %), мусковит (3–5 %), реже встречаются плагиоклаз, андалузит, турмалин, апатит, сфен, циркон, рутил. Структура в сланцах лепидобластовая, гранолепидобластовая, порфиروبластовая, текстура сланцеватая, узловатая, плоскопараллельная.

Биотитовые гнейсы и микрогнейсы довольно однообразны по облику и составу и состоят из плагиоклаза ( $An=23-38\%$ ) – 45–60 %, кварца – 20–35 %, микроклина – 0–20 %, биотита – 2–20 %, мусковита – 0–5 %, реже встречаются гранат, ставролит, графит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом, эпидотом, цирконом. Структура их лепидогранобластовая, гранобластовая, часто со следами регенерационной, гетеробластовая, порфиروبластовая; текстура полосчатая, сланцеватая, слоистосланцеватая, плоскопараллельная, гнейсовая. В гнейсах размер зерен от 0,1 до 1,5 мм в поперечнике, в микрогнейсах – до 0,1–0,2 мм. Для многих пород свиты, характерна неупорядоченность по размеру и составу зерен минералов, особенно плагиоклаза и кварца.

Минеральные ассоциации ставролит-кварц-биотитовых сланцев, биотитовых гнейсов и микрогнейсов относятся в основном к эпидот-амфиболитовой, реже амфиболитовой фации зонального метаморфизма.

По химическим составам гнейсы, микрогнейсы и сланцы относятся к средним и умереннокислым породам нормального ряда. На диаграмме для определения минерального вида песчаников они попадают в основном в поля граувакк и кварцевых граувакк [57].

Геохимические составы сланцев верхней части разреза свиты характеризуются относительно высокими содержаниями Co, Ti, Ca, Be, Sr, Yb несколько меньшими Ba, Mn, Sc и низкими Pb, P, Ag, Cr, W, Mo, что свидетельствует о широком развитии в первоначальных отложениях граувакковых, кварцево-граувакковых песчаников с вулканомиктовым и метакристаллическим материалом [57]. Составы гнейсов из долины р. Джусы обогащены Pb, Ba, Zr, Ge и бедны Ni, Co, Cr, V, Ti, Mn, что указывает на преобладание в первоначальных отложениях зрелых олигомиктовых и аркозных песчаников и алевролитов [56].

Плотность пород верхней части разреза свиты в среднем равна  $2,70\text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость колеблется от  $8 \cdot 10^{-6}$  до  $1\,200 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, средняя –  $6 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Плотность гнейсов и микрогнейсов с юга площади колеблется от  $2,58$  до  $2,76\text{ г/см}^3$ , в среднем равна  $2,68\text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость –  $20 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

В поле силы тяжести площадь развития пород толщи расположена в зоне гравитационного минимума западной части Адамовской горст-антиклинали. На картах остаточных аномалий ( $R=2$  и  $5\text{ км}$ ) в ее пределах на фоне пониженного (от  $-0,25$  до  $-0,75\text{ мГал}$ ), слабодифференцированного поля встречаются локальные понижения до  $-1,5\text{ мГал}$  и небольшие положительные аномалии (до  $+1\text{ мГал}$ ) связанные с телами габброамфиболитов и участками, сложенными более плотными породами вышележащей энбекшинской толщи. Положительная аномалия (до  $+2,5\text{ мГал}$ ), расположенная в верховьях р. Карагачка с поверхности не нашла своего объяснения и, скорее всего, связана с нескрытой эрозией залежью ортоамфиболитов.

Магнитное поле над областью распространения маячной свиты имеет самый разнообразный характер. На юге, до верховьев б. Жуламансай, оно положительное (от  $+30$  до  $+70\text{ нТл}$ ) с линейной структурой, с небольшими узкими аномалиями интенсивностью до  $+400\text{ нТл}$ , вытянутыми в субмеридиональном направлении. Последние, связаны с габброамфиболитами, пачками биотитовых гнейсов, обогащенных ферромагнетиками и зонами динамосланцев с новообразованиями пылевидного магнетита. Севернее, от балки Жуламансай до верховьев р. Карасу, магнитное поле имеет отрицательный (до  $-200\text{ нТл}$ ) или знакопеременный (от  $-200$  до  $+200\text{ нТл}$ ) характер, обусловленный различным содержанием магнетита в гнейсах и микрогнейсах и широким развитием здесь зон, полей мигматизации, сопровождающейся выносом элементов группы железа. Еще севернее, в долине р. Урус-Кискен, магнитное поле меняется с отрицательного



(–200 нТл, реже – до –400 нТл) на положительное (до +300 нТл), над сланцами самой верхней части разреза, неравномерно обогащенными магнетитом.

Площади распространения маячной свиты на МАКС характеризуются серыми и светло-серыми фототонами с полосчатым рисунком, отражающим следы слоистости и сланцеватости в рыхлых продуктах коры выветривания.

Ассоциация пород свиты относится к гнейсо-сланцевой формации зональных метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового типа [57]. Во внешней зеленосланцевой зоне отчетливо видно, что метаморфический комплекс образовался по породам терригенной глинисто-алевролитово-песчанниковой формации.

Органические остатки в породах свиты отсутствуют. В породах верхней части ее разреза обнаружены хитинозои плохой сохранности, которые по заключению Н. М. Заславской, распространены в нижнем и среднем ордовике [57]. В долине р. Джусы в сланцах верхней части разреза обнаружены споры верхнего аренига–лландейля [56]. Контакты свиты с нижележащей бескрюковской толщей тектонические, с вышележащей энбекшинской согласные с переслаиванием. По положению в разрезе и находкам органических остатков в стратотипе, в Челябинской области, возраст свиты принят средний ордовик [2].

### СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Вещественные комплексы нерасчлененных среднего и верхнего отделов ордовика широко развиты в восточной части территории листа, примерно, на тех же площадях и структурах, что и образования маячной свиты, слагая здесь энбекшинскую толщу. Кроме того, они незначительно распространены в бассейне р. Якши-Акжар у северной границы листа в южной выклинке Сысертско-Амурской подзоны Верхнетурско-Новоренбургской СФЗ, где слагают новооренбургскую толщу.

Новооренбургская толща ( $O_{2-3}no$ ) впервые была выделена В. Л. Алексеевым и А. М. Пуцаевым (1984 г.) севернее описываемой территории в верховьях р. Мал. Караганка, у пос. Новооренбургского. Этими исследователями в прослоях серых кремней были обнаружены конодонты среднего–верхнего ордовика. Ранее эти отложения относились к карбону. Отложения новооренбургской толщи от указанного района прослеживаются почти без перерыва на юг, в пределы описываемой площади, в верховья р. Дальний Ай-Джерган и далее на левобережье р. Якши-Акжар. Здесь они слагают Ай-Джерганский тектонический блок и окружающую его систему более мелких блоков, выделяясь в рельефе резко приподнятыми участками, обычно с элювиальными развалами щебня осветленных кремнистых пород.

Естественные разрезы толщи в пределах описываемой территории отсутствуют. Судя по редким обнажениям и картировочным скважинам, она состоит из тонкого переслаивания филлитизированных углисто-глинисто-кремнистых, углисто-кварцевых, углисто-серицитово-кварцевых, кварцитовидных сланцев, углистых и углисто-кварцевых филлитов в редкими маломощными (0,1–2 м) филлитизированных слюдястых и хлорит-слюдястых алевролитов, песчаников, реже гравелитов из семейства фтанитовых граувакк. Нижняя граница толщи не известна, взаимоотношения с более молодыми палеозойскими отложениями повсеместно тектонические. Мощность толщи в пределах описываемой площади, с учетом структурного бурения непосредственно за северной рамкой листа составляет 100–500 м. Севернее площади, по геофизическим данным, достигает 1 500–3 000 м [15].

В поле силы тяжести площади развития новооренбургской толщи располагаются в пределах максимума Западной структурно-петрофизической зоны (Черномырдин и др., 1991 ф). На картах остаточных аномалий ( $H=500$  и  $1\ 000$  м) выделяются они контрастными отрицательными аномалиями интенсивностью до 2 мГал.

Магнитное поле на площади распространения толщи имеет слабодифференцированный или спокойный характер с отрицательными значениями от –10 до –20 нТл.

На аэрофотоснимках поля распространения пород толщи характеризуются серыми и светло-серыми фототонами с тонкополосчатым рисунком, осложненным дендритообразными резкими врезами ложбин стока.

Широко распространенные в разрезе толщи графитисто-кварцевые, графитисто-серицитово-кварцевые, кварцитовидные сланцы представляют собой породы серого до темно-серого, реже черного цвета, тонко- и грубополосчатые с шестоватой, стебельчатой и плитчатой отдельностью, с микрозернистой гранобластовой структурой и полосчато-сланцевой структурой. В их составе всегда преобладает кварц (60–90 %), образующий в основном микромерные разнотельные агрегаты зерен с широким диапазоном размеров (от 0,001 до 0,05 мм), изометричной или удлинённой формой и неровными ограничениями.

Из других минералов наиболее часто встречается графит, графитизированное углистое вещество (до 20 %), серицит (до 20 %), магнетит, гематит (до 5 %), реже – хлорит (до 5 %), биотит (до 3 %), эпидот (до 3 %), сфен, турмалин, апатит.

У северной границы площади, на левобережье р. Дальний Ай-Джерган в скважинах встречаются в разной степени перекристаллизованные глинисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые, редко глинисто-известковистые сланцы с реликтами субколлоидных структур, с полосчатой, пятнистой до очковой текстурами. Они состоят из разнозернистого (от крипто- до тонкозернистого) кварца, часто образующего агрегаты зерен округлой, линзовидной или лентовидной формы, в разной степени очищенные от первичного вещества породы. В зависимости от количества новообразований кварца, скопления его содержат включения или чередуются, или находятся в массе криптозернистого агрегата, состоящего из кварца, глинистых частиц, серицита и углистого вещества, иногда с реликтами чешуйчатых и субколлоидальных структур. Минеральные парагенезы перекристаллизованных пород толщи образовались в условиях филлитовой ступени зеленосланцевого динамометаморфизма.

Геохимические характеристики пород описываемой толщи отличаются очень высокими содержаниями (до 0,001 %) молибдена, серебра (до 10 г/т) и марганца (до 0,1 %) и низкими остальными элементами группы железа и большинства элементов халькофильной группы [57].

Плотность пород новооренбургской толщи колеблется от 2,54 до 2,63 г/см<sup>3</sup> при среднем значении – 2,59 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость в основном очень низкая (до  $6 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС).

Ассоциация пород новооренбургской толщи относится к кварцито-филлитовой формации, образовавшейся за счет метаморфизма кремнисто-терригенной формации внутренних частей бассейнов и глубоководных котловин.

Возраст толщи установлен по находкам водорослей и хитиной в углисто-кремнистых сланцах Ай-Джерганского блока. Комплекс хитиной в них, по заключению Т. Н. Новиковой, типичен для ордовикского периода осадконакопления [57]. Находки в породах толщи у пос. Новооренбургского конодонт [15] сужают их возрастной интервал до среднего–верхнего ордовика (по Стратиграфической шкале 2013 г. – дапинский–сандбийский (низы) ярусы).

Энбекшинская толща (O<sub>2-3</sub>?en) выделена П. В. Лядским в 1995 г. Состоит, в основном, из полевошпат-амфиболовых сланцев, микроамфиболитов по базальтам, в подчиненном количестве находятся метабазальты, порфиритоиды, хлорит-полевошпатовые, полевошпат-хлоритовые, биотит-кварц-полевошпатовые и кварцитовидные сланцы.

Породы распространены в Алапаевско-Адамовской СФЗ, на тех же участках, что и отложения подстилающей маячной свиты. В Челябинско-Суундукской подзоне они участвуют в строении Жаман-Акжарского тектонического блока и крыклинской горст-антиклинали. В Копейско-Ушкотинской подзоне – в западной части Адамовской горст-антиклинали, в экзоконтактах Копинского и Каиндинского массивов, а также, участками в Коянсайско-Карагачинской блокоантиклинали.

Наиболее протяженный естественный разрез энбекшинской толщи (стратотипический, 15) наблюдается по р. Урус-Кискен, который начинается в 1,5 км выше по течению от пос. Энбекши и тянется вниз по течению до самого поселка. Контакт толщи с подстилающей ее маячной свитой и основание ее разреза в разрезе реки не обнажены, но о нем можно судить по разрезу пробуренной здесь скважины [57]: в ней до глубины 136 м наблюдается переслаивание эпидот-хлорит-альбитовых, альбит-хлоритовых, эпидот-альбит-актинолитовых сланцев по гиалокластитовым тефрогенным и вулканотерригенным песчаникам, алевролитам с прослоями мощностью до 4 м порфиритоидов цоизит-альбит-хлоритового состава, хлоритовых и хлорит-кварцевых филлитов (мощностью 3–20 м) и кварц-серицит-альбитовых сланцев с углистым веществом, характерных для верхов разреза маячной свиты.

Выше этого разреза, в обрыве правого берега реки, обнажаются в основном полевошпатовообманковые, эпидот (клиноцоизит) полевошпатовообманковые ортосланцы по базальтам, часто с реликтовой подушечной отдельностью. Среди них встречаются горизонты (до 40 м) порфиритоидов того же состава и полевошпат-амфиболовых ортосланцев грубозернистых в центральных частях, с реликтовым зональным строением, характерным для субвулканических тел. Последние образуют здесь пояс шириной до 200 м, протягивающийся от южной окраины пос. Энбекши в северо-восточном направлении на 4 км, до тригопункта Мироновского.

На водоразделе рр. Суундук и Урус-Кискен в многочисленных обнажениях эпидот-полевошпат-амфиболовые, эпидот-амфибол-полевошпатовые сланцы по базальтам переслаиваются с биотит-кварц-полевошпатовыми, кварц-полевошпатовыми и кварцитовидными часто с графитистым веществом сланцами. Мощность прослоев колеблется от 0,2 до 6,0 м. К югу и юго-западу это переслаивание сменяется кварцитовидными, кварц-полевошпатовыми сланцами с прослоями до 2,5 м графитистых микрокварцитов верхней части разреза маячной свиты. Контакт

между ними закрыт, но судя по элементам залегания, последние подстилают вышеуказанную слоистую пачку с горизонтами ортосланцев по базальтоидам.

В верховьях рр. Карасу, Копа, Березовой, судя по единичным разрозненным обнажениям, в составе толщи преобладают все те же полевошпат-амфиболовые ортосланцы, но более интенсивно перекристаллизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации метаморфизма и превращенные в амфиболиты, роговики и мигматиты. Здесь очень часто у них наблюдаются процессы плагиомигматизации и плагиофельдшпатизации, биотизации и последующих более низкотемпературных изменений.

Мощность толщи в разрезе р. Урус-Кискен достигает 400 м. Учитывая, что здесь она представлена не полным разрезом, а так же широкое развитие ее фрагментов в поясе тел гранитоидов, между Кандинским и Копинским массивами можно предположить, что мощность толщи в этой части территории не менее 800 м. Возможно, к западу и югу она была меньшей и не превышала 500 м. Преобладающие в разрезе толщи полевошпат-амфиболовые ортосланцы представляют собой породы серо-зеленой, зеленой до темной окраски, мелкозернистые до микрозернистых с гранобластовой, реже бластоофитовой структурой с линейной текстурой. Очень часто в них наблюдается реликтовая подушечная отдельность, выражающаяся в наличии линзовидных обособлений размером до 2,5 м в поперечнике с более зернистым и массивным строением, разделенных зонами мощностью 5–20 см более меланократового состава, микрозернистого строения и с отчетливой сланцевой текстурой.

Ортосланцы состоят из плагиоклаза (An=4–12 %) – 30–45 %, роговой обманки от бледно-зеленой (уралита, актинолита) до густо-зеленой и синева-зеленой – 50–70 %, эпидота и клиноцоизита – 10–30 %. Из акцессорных минералов всегда присутствуют сфен, магнетит, ильменит, апатит, циркон; из вторичных – хлорит, эпидот, карбонат, серицит, кварц, лейкоксен. Указанная минеральная ассоциация отвечает, в основном, условиям эпидот-актинолитовой ступени фации зеленых сланцев.

Порфиритоиды имеют, примерно, такой же состав, как и описанные сланцы, но отличаются бластопорфировой структурой, обусловленной присутствием реликтов порфириновых выделений плагиоклаза и уралита.

Микроамфиболиты и роговики восточной части площади отличаются большей зернистостью и преобладанием немагнотгранобластовых, гранобластовых и пойкилобластовых структур и линейных текстур. В их составе преобладают плагиоклаз (An=28–40 %) и сине-зеленая роговая обманка, иногда эпидот (до 10 %). Эта ассоциация характерна для эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Она довольно часто замещается низкотемпературной ассоциацией, состоящей из эпидота, альбита, хлорита и серицита. Акцессорные минералы те же, что и в породах зеленосланцевой фации метаморфизма.

Химические составы ортосланцев толщи отвечают составам базальтоидов. По содержанию кремнезема в них выделяются две группы: первая, сильно недосыщенная кремнеземом (46–48 %), и вторая, относительно обогащенная им (49–52 %). Обе группы по содержанию щелочей относятся к нормальным базальтам натриевого ряда. Увеличение содержания кремнезема в составах сопровождается увеличением количества натрия, при постоянном количестве калия. Первая группа составов отличается высокими содержаниями титана ( $TiO_2$  – 2,53 %) и суммарного железа ( $Fe_2O_3+FeO$  – 12–15 %), которые во второй группе резко снижаются. В целом составы пород толщи на большинстве вариационных диаграмм располагаются в полях высокофракционированных базальтовых составов, и в них довольно отчетливо выражен известково-щелочной тренд дифференциации [57].

В геохимических составах пород толщи наблюдаются высокие содержания элементов группы железа: V, Mn, Ni, Co, Ti, Sc и низкие группы элементов кислых пород: Be, Li, Pb, Zr, Ba, W, La, Ag, что обусловлено химическими составами исходных пород, близкими к составам толеитовых базальтов. Относительно повышенные содержания некоторых халькофильных элементов: Cu, Zn, Sn, видимо, связаны с различными наложенными процессами, так как имеют неравномерное распределение на площади распространения пород толщи.

Плотность пород толщи колеблется от 2,76 до 3,33 г/см<sup>3</sup>, составляя в среднем 3,05 г/см<sup>3</sup>. Наиболее высокую плотность (3,0–3,33 г/см<sup>3</sup>) имеют микроамфиболиты и роговики амфиболитовой фации метаморфизма, а самую низкую (2,76–2,85 г/см<sup>3</sup>) – сланцы и диафориты зеленосланцевой фации. Магнитная восприимчивость колеблется от  $28 \cdot 10^{-6}$  до  $380 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС и в среднем равна  $51 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

В поле силы тяжести площади распространения толщи на востоке района располагаются в области отрицательных его значений, а в центральной части – в зоне градиента. Последняя севернее р. Урус-Кискен характеризуется относительно невысокими (2–3 мГал на 1 км) и плавными изменениями поля силы тяжести. На картах остаточных аномалий (H=500 и 1 000 м) эти

площади отчетливо выделяются положительными аномалиями интенсивностью 0,75–1,5 мГал.

Магнитное поле, создаваемое толщей, положительное, резко дифференцированное, состоящее из цепочек и поясов небольших положительных аномалий интенсивностью 70–200 нТл, слабо выделяющихся на общем фоне со значениями 20–50 нТл.

На аэрофотоснимках выходы коренных пород толщи (в долине р. Урус-Кискен) характеризуются серым, темно-серым фотогеном со слабполосчатой до линзовидной структурой. На площадях развития коры выветривания преобладают светло-серые фототона с довольно отчетливым полосчатым рисунком.

Метаморфические образования энбекшинской толщи отнесены к зональной амфиболит-зеленосланцевой формации, образовавшейся в позднекаледонский этап метаморфизма толщи толеитовых базальтов известково-щелочной серии [57].

Отложения толщи согласно, с переслаиванием залегают на парасланцах маячной свиты. Таким образом, возраст их не может быть древнее среднего ордовика. Кособродская толща залегают на маячной свите согласно, с переслаиванием соотношения с силурийско–нижнедевонской булатовской толщей не ясны. На основании этих данных энбекшинская толща, с некоторой долей условности, отнесена к среднему–позднему ордовика.

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Кособродская толща ( $O_3?ks$ ) развита в южной части Челябинско-Суундукской структурно-формационной подзоны и в выходах на картируемую поверхность установлена на тех же площадях, что и более древние энбекшинские образования. Породы толщи установлены в пределах Джаман-Акжарского тектонического блока и Крыклинской горст-антиклинали.

В пределах площади Джаман-Акжарского блока естественные разрезы Кособродской толщи отсутствуют. Отложения ее вскрыты большим количеством скважин в пределах Джаман-Акжарского, Речновского и Нурбайского участков Теренсайского месторождения пьезокварца. Большинство из этих скважин вскрывает однообразный разрез, состоящий из чередования порфиридов, метариолитов, метадацитов и биотит-полевошпатовых или хлорит-полевошпатовых с эпидотом, кварцем, редко углистым веществом сланцев по туфам и туфопесчаникам. На отдельных поисковых участках по преобладанию указанных пород в нем можно выделить несколько (до пяти) пачек мощностью от 50 до 240 м. Эти пачки не устойчивы по составу, часто выклиниваются и замещают друг друга по простиранию и по падению. Положение их в разрезе из-за широко развитой складчатости, с запрокидыванием складок в восточном направлении, зачастую остается не ясным. Мощность отложений составляет 700–1 000 м.

На северном окончании полосы развития пород толщи, в пределах северного погружения Нурбайской горст-антиклинали кособродская толща, судя по данным картировочного бурения, состоит в нижней части из сланцев, хлорит-серицит-кварц-альбитового состава по дацитам экстрезивно-лавовой фации. В скважине № 6140 Степной ГРЭ они подстилаются альбит-хлоритовыми с эпидотом и порфиробластами биотита сланцами по базальтам энбекшинской толщи [57]. Верхняя часть разреза толщи здесь сложена кластолавами и мелкоподушечными лавами дацитов и метариодацитов, в различной степени перекристаллизованным вплоть до сланцев. Связующий материал в них представлен туфами или тефроидами алевролитовой размерности плагиофировых андезибазальтов или андезитов, перекристаллизованных в сланцы хлорит-эпидот-альбитового, эпидот-хлорит-альбитового состава. Общая мощность этой пачки лав составляет, примерно, 240 м. Еще выше по разрезу залегают пачка переслаивания серицит-кварц-альбитовых, хлорит-кварц-альбитовых, эпидот-хлорит-альбитовых сланцев по мелкообломочным туфам и тефроидам умереннокислого, а в верхах андезибазальтового, андезитового состава. Мощности отдельных слоев сланцев по туфам и тефроидам колеблются от 5 до 25 м. Общая мощность этой пачки достигает 270 м.

Завершает разрез толщи на этом участке пачка довольно частого переслаивания эпидот-альбит-хлоритовых, эпидот-хлорит-альбитовых, серицит-хлорит-альбитовых сланцев по тонкослоистым туфоалевролитам, туфопелитам, реже мелкообломочным туфам андезибазальтового состава, углисто-альбит-серицитовых, углисто-кварц-серицитовых сланцев, филлитизированных углистых песчаников и алевролитов. Мощность прослоев колеблется от 0,5 до 12 м. Общая мощность этой пачки около 115 м.

В южной части полосы развития толщи, у северной окраины пос. Речного в ее разрезе наблюдается переслаивание серицит-кварц-плагиоклазовых до кварц-серицит-плагиоклазовых с хлоритом, эпидотом сланцев по туфам и тефроидам умереннокислого состава и метадацитов с реликтовой обломочной текстурой пластов. Южнее в долине р. Джаман-Акжар эта пачка в скважине № 1250 Степной ГРЭ подстилается альбит-эпидот-амфиболовыми сланцами энбек-

шинской толщи.

В восточной полосе развития образований кособродской толщи, в южной части Крыклинской горст-антиклинали обнажения ее пород редки и невелики по мощности и протяженности. И только один разрез, составленный по гирлянде выходов в восточном борту сухой балки, западнее пос. Энбекши, можно отнести к опорным (оп. р. 14). Преобладают обнажения метариодацитов и в меньшем количестве метариолитов. В скважинах, пробуренных в этом разрезе, кроме указанных пород встречаются сланцы кварц-биотит-полевошпатового, реже графитисто-кварцевого состава и биотитовые микрогнейсы по парапородам. Залегание пород пологое, с падением на северо-запад под углами 30–40°. Вкрест простираения они прослеживаются до 2 000 м, поэтому истинная мощность толщи в этом разрезе составляет не менее 1 000 м.

Метариолиты, метариодациты и метадациты представляют собой породы, состоящие из полевых шпатов и микрозернистой основной массой. Состоят они из реликтов порфировых выделений олигоклаза ( $An=10-12\%$ ) размером от 0,2 до 2 мм, в поперечнике – от 5 до 20 %, реже очков микроклина до 2 мм в поперечнике, находящихся в микрозернистом агрегате альбит-олигоклаза (40–55 %), кварца (20–35 %) и биотита (5–15 %), с роговой обманкой и эпидотом. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен, циркон, магнетит. Вторичные минералы представлены микроклином, мусковитом, серицитом и кварцем. Структура их бластопорфировая, порфиробластовая с микролепидогранобластовой до гранобластовой структурой основной массы, текстура сланцеватая, флюидално-гнейсовая, реликтовая полосато-флюидалная, брекчиевидно-флюидалная, пятнисто-флюидалная. Из вторичных измерений широко развиты микроклинизация, серицитизация, мусковитизация, окварцевание и реже – амфиболитизация.

Часто встречаются в разрезе толщи серицит-кварц-полевошпатовые и кварц-биотит-полевошпатовые сланцы имеют полосчато-сланцеватое строение, часто с реликтовой обломочной структурой и тонкой слоистостью. В них наблюдаются переходы от микролепидогранобластовой структуры к бластосаммитовой, бластоалевритовой, реже – бластосефитовой. Основная масса их образовалась по туфам, тефроидам и туффитам умереннокислого, реже андезитового и базальтового состава.

Минеральные ассоциации пород кособродской толщи в западной полосе их развития относятся к хлорит-эпидотовой и эпидот-актинолитовой субфациям фации зеленых сланцев. В восточной полосе широко развиты ассоциации эпидот-амфиболитовой, а в отдельных зонах и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Химические составы ортопород толщи образуют непрерывный ряд с содержаниями кремнезема – от 61 до 78 %, в котором разности с содержаниями от 58–68 % (дациты и риодациты) составляют 60 %, с содержанием 68–82 % – 40 %. Высокие содержания кремнезема в последней группе очень часто связаны вторичным окварцеванием. Породы остальных групп преобразованы в основном со слабыми изменениями первичных химических составов.

По содержанию щелочей метавулканыты толщи относятся в основном к породам нормально-го состава и только 22 % в восточной полосе к породам с повышенной щелочностью. По отношению щелочей большинство из них относится к калиево-натриевой группе и только наиболее кислые (видимо и наиболее сильно измененные) – к натриевой группе. По вариациям коэффициента фракционирования и содержаниями титана метавулканыты толщи принадлежат к известково-щелочной серии [57].

Кособродская толща вмещает месторождения пьезокварца и горного хрусталя.

В геохимических составах пород толщи наблюдаются очень низкие содержания элементов группы железа (Ti, Mn, Ni, Co, Cr, Ge, V), повышенных литофильных элементов (W, Be, Mo, La, P) и самые высокие (0,073 %) бария.

Плотность пород толщи колеблется от 2,64 до 2,80 г/см<sup>3</sup>, составляя в среднем 2,76 г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость меняется от  $4 \cdot 10^{-6}$  до  $113 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС и в среднем равна  $24 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

Позднеордовикский возраст кособродской толщи принят, со значительной долей условности, по согласному ее налеганию на образования энбекшинской толщи и в соответствии с легендой Уральской серии ГК-1000. Радиологический возраст цирконов, установленный по  $Rb^{207}/Rb^{206}$ , из метариолитов опорного разреза 14 колеблется от 360 до 374 млн лет указывая на образование их в позднедевонский этап метаморфизма [57].

## СИЛУРИЙСКАЯ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Образования нерасчлененных силурийской и девонской систем выделены в Копейско-Ушко-

тинской подзоне и представлены булатовской толщей.

Булатовская толща ( $S_1-D_1bl$ ) фрагментарно развита в северо-восточной части площади листа. Образования, отнесенные к ней с долей условности, вскрыты единичными скважинами к югу от кваркенской мегаграбен-синклинали. С юга полоса их развития обрезана Каиндинским массивом с запада и востока отложения толщи перекрываются базальтами айдырлинской толщи. Контакты с последней не изучены. Отложения булатовской толщи представлены углисто-кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми, кварц-серицитовыми с углистым материалом сланцами мощность которых (по аналогии с другими районами) оценивается в 150–250 м.

Возраст булатовской толщи лландоверийский (телический ярус)–раннелохковский определен по комплексу силурийских акритархов, собранных южнее описываемой площади, в верховьях р. Киембай [52], граптолитов зон *Monoclimacis griestonensis*–*M. crenulata*, *Oktavites spiralis* севернее площади [43], а также по сопоставлению с фаунистически охарактеризованной сакмарской свитой Западно-Магнитогорской СФЗ.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

В пределах листа М-40-VI образования девонской системы имеют наиболее широкое распространение на уровне домезойского эрозионного среза и представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными образованиями всех трех отделов. Породные комплексы девона выявлены во всех структурно-формационных зонах площади.

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Образования нижнего девона развиты локально у северной и южной границы, представлены тюлькубайской, айдырлинской толщами и киембаевской свитой.

Тюлькубайская толща слагает основание вулканогенного разреза в восточной части Уйско-Домбаровской подзоны Восточно-Магнитогорской СФЗ. В ее составе в пределах площади выделяется три подтолщи: *первая* ( $D_1?tl_1$ ) – сланцы эпидот-альбит-амфиболовые с прослоями кварц-биотит-альбитовых (500–700 м); *вторая* – сланцы кварц-биотит-альбитовые, биотит-кварц-серицитовые, серицит-кварцевые с тонкой слоистостью; *третья* – сланцы графит-биотит-кварцевые, графит-биотит-альбитовые, серицит-углистые, углистые филлиты. В зеленых метавулканогенных сланцах первой подтолщи встречаются прослои с мощностью 3–20 м лав мелкоподушечного строения афировых метабазальтов, а в верхах – метаандезитов. В верхней части разреза второй подтолщи встречаются горизонты мощностью 0,2–1,8 м слюдяных, графитистых и магнетитовых кварцитов. Из-за слабой обнаженности, не позволяющей достоверно выделить *вторую* и *третью* подтолщи, на геологической карте они показаны нерасчлененными ( $D_1?tl_{2-3}$ ). На описываемой площади отложения второй и третьей подтолщ имеют сокращенную мощность (200–400 м), южнее площади (по геофизическим данным) достигающую 3 000 м.

Породы тюлькубайской толщи перекристаллизованы в условиях высокой степени зеленосланцевой и реже эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Они смяты в складки высоких порядков, гофрированы, собраны в плейки и обладают отчетливо выраженной шестоватой, карандашевидной отдельностью. У южного контакта Карабутацкого массива гранитов породы толщи ороговикованы с появлением в них биотита, ставролита, андалузита, редко – граната. Нижняя граница тюлькубайской толщи не установлена, перекрывается она согласно, с переслаиванием, образованиями киембаевской свиты. Предположительный раннедевонский возраст принят только по положению в разрезе [2, 59].

Киембаевская свита ( $D_1km$ ) слагает небольшую площадь у южной границы описываемой территории, там же где и образования тюлькубайской толщи. В опорном обнажении 40 и в ряде мелких картировочных скважин она представлена подушечными лавами афировых и плагиофировых базальтов, их туфобрекчиями и гиалокластитамы с редкими прослоями мощностью до 1,8 м кремнистых сланцев.

Площадь развития свиты, ограничена с запада разломом, с востока границей с тюлькубайской толщей, с севера контактом Карабутацкого массива и судить о ее мощности трудно. К югу, за пределами листа образования свиты, слагают обширные площади и мощность их колеблется от 500 до 2 100 м [59].

Субвулканическая фация свиты представлена мелкими интрузивными телами, силлами и дайками габродолеритов. Южнее площади киембаевская свита вмещает проявления и месторождения кипрского типа цинково-медноколчеданной формации.

Химические составы базальтоидов относятся к натриевой серии с нормальной щелочностью,

с несколько повышенными содержаниями кальция, глинозема и анортозитовым трендом фракционирования в плагиофировых базальтах верхней части разреза.

Минеральные ассоциации пород свиты состоят из цоизита, клиноцоизита, альбита, актинолита, реже эпидота и образовались в результате зеленокаменного преобразования в условиях регионального метаморфизма зеленосланцевой фации.

Киембаевская свита согласно с переслаиванием залегает на тюлькубайской толще, граница с вышележащей кукбуктинской толщей на площади листа тектонические, южнее – согласная с переслаиванием. Южнее площади, вблизи медноколчеданного месторождения Осеннее, в самых низах свиты найдены хитинозои, предположительно, эмского возраста [2], севернее площади, в известняках – пражские–раннеэмские кораллы. По положению в разрезе принят раннедевонский возраст киембаевской свиты.

Айдырлинская толща ( $D_1ad$ ) развита в Копейско-Ушкотинской подзоне, где слагает небольшие площади у северной границы листа. Ее породы встречены в обнажениях на южном склоне долины р. Айдырля и в картировочных скважинах севернее Каиндинского массива. Преобладают базальты афировые с подушечным строением с редкими прослоями их туфов, туффитов и кремнистых пород. Эти породы представляют собой фрагмент нижней части разреза толщи, состоящей из базальтов и их туфов, в которых севернее площади листа N-41-XXXVI встречаются линзы известняков с кораллами карпинского горизонта эмского яруса. С учетом развитой севернее верхней части разреза полная мощность толщи, предположительно, достигает 500–2 000 м.

Породы толщи претерпели изменения в результате регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, а у контакта с Каиндинским массивом ороговикование с образованием плагиоклаз-роговообманковых роговиков (оп. обн. 9).

Контакты с нижележащей булатовской толщей остались не изученными (предположительно залегает со стратиграфическим перерывом), контакты с более молодыми палеозойскими стратонами – тектонические. Севернее площади, в разрезах по р. Айдырля (нижняя часть разреза толщи) найдены табуляты карпинского горизонта эмса (*Favosites regularissimus* и др.) [75, 76].

На основании этих находок принят раннедевонский (эмский) возраст айдырлинской толщи.

## НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Породные комплексы нерасчлененных нижнего и среднего девона занимают значительные площади в восточной части Уйско-Домбаровской подзоны, в долине р. Карабутак и в верховьях р. Джуса.

Кукбуктинская толща ( $D_{1-2}kb$ ) выделена М. А. Кригером в 1971 г. Свое название получила от руч. Кукбукты (южнее площади). На площади листа толща прослеживается в виде узкой полосы от южной границы площади вдоль юго-западного контакта Карабутакского массива почти на 13 км. В самом массиве породы толщи образуют в долине р. Карагашки и севернее многочисленные ксенолиты. Севернее Карабутакского массива они слагают ядра двух небольших антиклиналей. Кукбуктинская толща имеет широкое распространение южнее исследуемой площади, наиболее полные разрезы толщи наблюдаются по рекам Кумак, Кутебай, Каменка, где мощность ее достигает 2 500 м. Здесь установлено согласное налегание пород толщи на базальтоиды киембаевской свиты (Лядский, 2010ф). Во всех изученных разрезах она сложена туфами, тефроидами, лавами порфировых базальтов с редко подчиненным количеством туфов и лав кислого состава. В описываемой площади толща имеет, примерно, тот же состав. Однако слагающие ее породы в большинстве своем вовлечены в зоны прогрессивного динамотермального и контактового метаморфизма и превращены в сланцы и роговики. Кроме того, среди них редко встречаются вулканогенные образования кислого состава. В полном объеме толща присутствует лишь южнее пос. Карабутак. Севернее она представлена только верхней частью разреза.

На картах локальных аномалий поля силы тяжести с  $R=0,5$  км площадь развития кукбуктинской толщи четко выделяется положительными аномалиями интенсивностью до 2 мГал. На картах с  $R=1,5$  и 2 км область ее развития находится в пределах протяженных положительных гравитационных аномалий интенсивностью от 2 до 5 мГал.

Магнитное поле, создаваемое толщей, спокойное или слабодифференцированное в целом пониженное интенсивностью –400–600 нТл, изредка нарушается узкими цепочками локальных его повышений, приуроченных к тектоническим зонам. Несколько более напряженное поле наблюдается в области интенсивного развития ксенолитов пород толщи в Карабутакском массиве. Оно представлено чередованием мелких линзообразных аномалий, вытянутых, в основном, в субмеридиональном направлении.

Южнее пос. Карабутак кукбуктинская толща по своему строению наиболее близка к стратотипу, изученному за пределами района. Здесь еще наблюдаются слабометаморфизованные туфы, которые севернее переходят в сланцы по туфам и тефроидам.

Севернее пос. Карабутак разрез толщи представлен плагиоклаз-амфиболовыми сланцами по мелко-крупнообломочным тефроидам с прослоями более грубых разностей туфов и тефроидов и более тонких – вплоть до кремнистых туффитов.

Аналогичный характер строения толщи сохраняет и севернее, на всем своем развитии в долине р. Карабутак. Здесь в ней изредка появляются горизонты микрокварцитов и парасланцев, обогащенных, иногда графитизированным углистым веществом.

Севернее Карабутакского массива, в верховьях балки Будамша и на южном склоне долины р. Джуса естественные разрезы кукбуктинской толщи отсутствуют. Скважиной № 35 ее образования вскрыты под отложениями вышележащей андреевской толщи на глубине 264 м. Представлены они переслаиванием плагиоклаз-амфиболовых, биотит-плагиоклазовых и эпидот-плагиоклаз-биотитовых сланцев с реликтовой обломочной структурой грубообломочных и мелкообломочных туфов, тефроидов основного состава или с тонкой слоистостью тонкообломочных тефроидов и туффитов. Сплюснутые и раздавленные обломки представлены перекристаллизованными до сланцев пироксен-плагиофировыми, плагиофировыми и афировыми базальтами. На забое скважины преобладают сланцы по тонкослоистым и тонкозернистым тефроидам и туффитам. Юго-восточнее в профиле скважинами вскрыты более глубокие горизонты толщи, в составе которых преобладают плагиоклаз-амфиболовые сланцы с blastopсаммитовой структурой по крупнообломочным туфам плагиофировых базальтов. Реже встречаются тонкослоистые разности этих сланцев с прослоями от 0,2 до 10 см амфибол-цоизит-плагиоклазовых сланцев по тефрогенным алевролитам и туффитам.

Примерно такой же состав толщи имеет и в ядре следующей, расположенной в 3 км к северу антиклинали. Здесь в верхней части ее разреза больше сланцев по тонкослоистым образованиям типа тефроидов и туффитов. Мощность изученной здесь части разреза кукбуктинской толщи не менее 400 м, полная же мощность толщи, по гравиметрическим наблюдениям, при условии, что ниже ее отсутствуют базальтоиды силура, достигает 2 500 м.

Макроскопически слабометаморфизованные туфы южной части представляют собой светло-зеленовато-серые породы с четко выраженной обломочной структурой. В составе обломков обнаружены плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые порфиновые базальты и шлаки. Цемент того же состава. Минеральные ассоциации вторичных материалов относятся к фации зеленых сланцев: актинолит+альбит ( $An=8-12\%$ )+эпидот, хлорит+альбит+эпидот. Плотность туфов и тефроидов колеблется от 2,82 до 2,92 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость составляет обычно менее  $50 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

Плагиоклаз-амфиболовые сланцы темно-серые, темно-зеленовато-серые, зеленовато-серые от тонко- до мелкозернистых, обычно с хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью. В разностях по грубообломочным туфам хорошо видна реликтовая обломочная структура, в более тонкозернистых часто наблюдается тонкая полосчатость, обусловленная первичной слоистостью. Характерна биминеральная ассоциация амфиболитовой фации метаморфизма: амфибол-плагиоклаз ( $An=28-36\%$ ), иногда в небольшом количестве присутствует магнетит, биотит, эпидот, цоизит. Из более поздних минералов наблюдается бурый биотит, кварц, карбонат. Плотность сланцев несколько выше, чем неизмененных туфов и тефроидов и колеблется от 2,9 до 2,97 г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость, за редким исключением, остается низкой.

По химическому составу базальтоиды толщи относятся к калиево-натриевому и натриевому типам известково-щелочной серии и в целом характеризуются повышенными содержаниями глинозема, щелочей, низкими содержаниями железа и титана. В геохимических составах наблюдаются высокие содержания бария, стронция, повышенные содержания многих литофильных элементов и низкие концентрации никеля, кобальта, хрома. В зонах динамотермального и контактового метаморфизма, указанные соотношения макро- и микроэлементов сильно искажены и не дают представлений о первичном составе пород.

Породы кукбуктинской толщи претерпели многократные процессы метаморфизма, метасоматоза с развитием зон регионального кливажа и рассланцевания. В породах основного состава устойчивая минеральная ассоциация представлена актинолитом, альбитом и эпидотом, относящаяся к эпидот-актинолитовой субфации регионального зеленокаменного метаморфизма. В дацитах и риолитах наиболее устойчивой является кварц-биотит-альбитовая ассоциация. Локально проявлен метаморфизм зональных комплексов, парагенезов, включающих сине-зеленую роговую обманку и андезин.

Кукбуктинская толща согласно залегает на киембаевской свите. Взаимоотношение с андреевской толщей сложные. Во всех изученных контактах андреевская толща согласно или соглас-



но с переслаиванием залегает на кукбуктинской. Однако, комплекс геологических данных позволяет предположить, что на удалении от вулканических центров кукбуктинская толща фациально замещается разновозрастной андреевской толщей (см. описание ниже).

Южнее площадь в кремнях кукбуктинской толщи найдены конодонты: *Polygnathus* cf. *costatus patulus* Klapper, *P.* cf. *linguiformis bultyncki* Weddige, *P.* ex gr. *costatus* Klapper. Они позволяют считать возраст кукбуктинской толщи ранне-среднедевонским – поздний эмс–ранний эйфель (верхняя часть тальтийского горизонта).

Андреевская толща (D<sub>1-2</sub>?an) в Уйско-Домбарвской подзоне образует полосу субмеридионального простираения, протягивающуюся при ширине 2–3 км от южной границы площади до среднего течения р. Джусы. Она представлена в различной степени метаморфизованными осадочными образованиями: на севере – филлитами, кварцево-сланцевыми сланцами, микрогнейсами; на юге – углистыми филлитами, реже алевролитами, песчаниками, редкими прослоями гравелитов. В верхах разреза отмечаются прослой плагноклаз-амфиболовых сланцев по базальтам.

Площади развития толщи в поле силы тяжести приурочены к зоне регионального градиента и выделяются только в трансформированных гравитационных полях. На картах локальных аномалий с радиусами осреднения 0,5 и 1,5 км они представлены отрицательными аномалиями интенсивностью до 3 мГал. Магнитное поле на площадях развития толщи спокойное или слабодифференцированное, в целом пониженное.

На аэрофотоснимках выделяются только площади развития рыхлых продуктов коры выветривания по породам толщи, характеризующиеся светло-серыми фототонами с прерывистополосчатым рисунком.

В описываемом районе естественные разрезы андреевской толщи отсутствуют. Небольшие разобщенные выходы ее пород встречаются только по р. Джусе между поселками Теренсай и Андреевка.

На юге состав и строение толщи можно наблюдать в профиле мелких картировочных скважин, расположенном в 0,7 км севернее пос. Карабутак. Здесь в разрезе преобладают углистые филлиты, филлитизированные углисто-глинистые сланцы, реже – алевролиты и песчаники. Мощность толщи в этом разрезе, предположительно равна 300–600 м. Такой же, примерно, состав толща имеет вдоль всего западного контакта Карабутакского массива. Однако облик ее пород здесь сильно меняется за счет контактового метаморфизма и среди них преобладают биотит-кварцевые, гранат-кварц-биотитовые с графитом, иногда с плагноклазом, андалузитом и ставролитом сланцы.

Севернее Карабутакского массива толща состоит из переслаивания кварц-полевошпат-сланцевых, кварцево-сланцевых, иногда с гранатом, реже – с графитом и ставролитом сланцев, биотитовых и гранат-биотитовых микрогнейсов, реже – гнейсов, филлитов, филлитизированных кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов. В низах толщи сланцы и гнейсы имеют часто бластопаппистовую и бластоцефопсаммитовую структуру и реликтовую грубую слоистость. В верхах толщи наблюдается более тонкая слоистость, причем, в верховьях балки Будамша в основном метаморфических сланцев и гнейсов по песчаникам, а у поселка Андреевки – по алевролитам, алевропелитам и углисто-глинисто-кремнистым сланцам. В верхах часты прослой плагноклаз-амфиболовых сланцев по базальтам, иногда с реликтами подушечного строения. У обоих контактов толщи в ее разрезе появляются сланцы, содержащие эпидот, амфибол и имеющие более тонкую слоистость, образовавшиеся по вулканогенно-осадочным породам.

Мощность толщи в северной части района видимо достигает 700 м в центральной части Андреевской подзоны, уменьшаясь от последней к западу и к востоку до 500 м.

В отложениях андреевской толщи к югу и к северу от верховьев балки Будамша наблюдается отчетливо выраженная закономерная смена сланцев и гнейсов с реликтовой грубообломочной структурой и грубой слоистостью исходных осадочных пород сланцами и микрогнейсами с реликтовой тонкообломочной структурой и тонкослоистой текстурой. При этом в составе отложений уменьшается количество обломков пород и увеличивается количество глинистого и глинисто-кремнистого, а на юг углисто-глинистого материала, перекристаллизованного в мелкочешуйчатый агрегат слюд. С этой фациальной изменчивостью грубо совпадает метаморфическая зональность, заключающаяся в смене ассоциаций эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации зеленосланцевой. На юге эта зональность нарушается наложенным контактовым ореолом Карабутакского массива.

Филлитизированные углисто-глинистые сланцы и углистые филлиты – черные и темно-серые породы тонко- или микрозернистые тонкосланцеватые до листоватых, состоящие из агрегата серицита, редко с биотитом, разной примесью углистого вещества, мельчайших зерен

кварца и плагиоклаза, редко – граната.

Филлитизированные песчаники, алевролиты и гравелиты – серые, темно-серые породы, в зависимости от количества углистого вещества, с разной размерностью и сортировкой обломочного материала. Последний, представлен в основном плагиоклазом ( $An=25-33\%$ ) и кварцем, а в верховьях балки Будамша иногда с примесью углистых филлитов, слюдисто-кварцевых сланцев, биотитовых микрогнейсов, граната, ставролита, лейкократовых плагиогранитов, тоналитов, кварцитов, редко – мраморизованных известняков, доломитов, циркона, магнетита и апатита. Цемент в них соприкосновения или базальный, обычно замещен агрегатом серицита с биотитом, мусковитом, редко – с гранатом.

В кварцево-слюдистых, слюдисто-кварц-плагиоклазовых сланцах, микрогнейсах, образовавшихся по указанным терригенным породам часто сохраняются тени и границы обломков, широко развиты бластосаммитовая, бластосефопсаммитовая и бастоалевритовая структуры и слоисто-сланцевые текстуры. Новообразованные метаморфические ассоциации минералов состоят из плагиоклаза ( $An=10-12\%$ ,  $25-27\%$ , редко –  $33-37\%$ ), кварца, биотита, мусковита или серицита, граната, ставролита, графита, реже карбоната, эпидота, очень редко с примесью турмалина и силлиманита.

В верховьях балки Будамша преобладают минеральные ассоциации амфиболитовой фации метаморфизма. К северу и югу они сменяются ассоциациями эпидот-амфиболитовой и зелено-сланцевой фации метаморфизма. Высокотемпературные ассоциации очень часто при наложении регрессивного метаморфизма и низкотемпературных гидротермальных процессов замещаются хлоритом, серицитом, эпидотом, кварцем, карбонатом, иногда пиритом, пирротинном, реже – халькопиритом.

Амфиболсодержащие разности сланцев встречаются в разрезе толщи редко и состоят из зеленой или сине-зеленой роговой обманки, плагиоклаза ( $An=35-40\%$ ), иногда эпидота, реже – биотита и кварца. В них видны реликты обрывков зерен плагиоклаза, плагиофировых базальтов и преобладают бластосаммитовая и бластосафопсаммитовая структуры исходных вулканотерригенных пород.

Тонкозернистые, тонкослоистые биотит-амфибол-плагиоклазовые, эпидот-биотит-плагиоклазовые с амфиболом сланцы образовались, скорее всего, по алевролитовым туффитам.

Углисто-кварцевые и кварцитовидные сланцы с примесью разного количества серицита, слюд, хлорита, эпидота, магнетита отличаются тонкой слоистостью, полосчатостью, микрозернистостью. Большинство из них образовалось при метаморфизме углисто-кремнистых, железисто-кремнистых пород и кремнистых туффитов.

В геохимических составах пород андреевской толщи наблюдаются относительно повышенные содержания Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr, Sc, Cu и несколько пониженные Ti, Be, Yе. Эти особенности в содержаниях микроэлементов обусловлены условиями формирования отложений толщи на вулканогенных образованиях известково-щелочной серии кукбуктинской толщи при поступлении некоторой части материала за счет разрушения последних, а также за счет незначительных проявлений затухающей вулканической деятельности.

Плотность пород толщи колеблется от  $2,65$  до  $2,8$  г/см<sup>3</sup>. На юге она в среднем составляет  $2,7$  г/см<sup>3</sup>, на севере в породах нижней части разреза –  $2,8$  г/см<sup>3</sup>, верхней –  $2,67-2,69$  г/см<sup>3</sup>, средняя –  $2,72$  г/см<sup>3</sup> [56]. Магнитная восприимчивость меняется от  $8 \cdot 10^{-6}$  до  $195 \cdot 10^{-6}$  СГС и в среднем равна  $58 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

Контакты андреевской толщи с кукбуктинской вскрыты скважиной № 35, а на юге линией шурфов [59]. Отмечается «согласное с переслаиванием» замещение андреевской толщи на кукбуктинской. Но обобщенные геологические данные позволяют предположить их разновозрастность и фациальное замещение вулканитов кукбуктинской по мере удаления от вулканических центров терригенно-глинисто-кремнистыми отложениями андреевской толщи. Об этом свидетельствуют следующие факты:

- расположение отложений андреевской толщи по периферии вулканитов кукбуктинской толщи (к западу реже к востоку от «вулканического хребта»);
- наличие в составе андреевской толщи прослоев сланцев по базальтам и тефроидам аналогичным кукбуктинской толщи (как в низах, так и в верхах разреза);
- частое присутствие в цементе туфов кукбуктинской толщи углистого материала;
- геохимическая характеристика пород андреевской толщи позволяет предположить их отложение при непрекращающейся вулканической деятельности;
- в средней и нижней частях кремнисто-терригенных отложений Карагандысайского грабена, сопоставляемых с андреевской толщей найдены конодонты зоны *partitus* верхов тальтийского горизонта. Учитывая фаунистически не охарактеризованную нижнюю часть упомянутого разреза, можно предположить ее разновозрастность с нижней частью разреза кукбуктинской

толщи.

Перекрывается андреевская толща согласно базальтоидами джусинской толщи.

По приведенным данным возраст андреевской толщи принимается, с некоторой долей условности, аналогичным возрасту кукбуктинской толщи – верхи эмсского–низы эйфельского (верхняя часть тальтийского горизонта) яруса.

Андреевская, джусинская и александринская толщи нерасчлененные (D<sub>1-2</sub>ап–ал) выделены при подготовке ГК-200 к изданию. Объединенный стратон, предположительно, сложен удаленными фациями вулканитов кукбуктинской (андреевская толща), джусинской и александринской толщ. Отложения стратона выделяются в виде полосы шириной 0,3–1,0 км в юго-восточной части Восточно-Карагандысайского грабена (Уйско-Домбаровская подзона) и представлены переслаиванием кремнистых, глинисто-кремнистых сланцев, алевролитов, алевролитов и песчаников серого, темно-серого, реже – зеленовато-серого цвета.

На большем своем протяжении площадь стратона перекрыта покровными отложениями. На участках выхода кор фототон ее серый, с четко выраженным тонким штриховым рисунком. Изучение отложений приводилось по скважинам [56].

Разрез по скважине № 38, дающий представление о строении толщи, характеризуется переслаиванием песчаников, алевролитов, глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев и часто имеет ритмичное строение. Основания ритмов обычно сложены крупно- и среднезернистыми зелеными песчаниками, которые вверх по разрезу сменяются более тонкими разностями песчаников, чаще – серых, с прослоями таких же алевролитов и кремней. Тонкие разности: алевролиты и кремнистые сланцы в ритмах и в целом по разрезу, и серая окраска в породах преобладают. Приведенный разрез характеризует лишь верхнюю часть толщи. Нижняя часть ее, вскрытая скважинами также характеризуется резким преобладанием кремнистых сланцев, только цвет их здесь более разнообразен: серый, желтый, зеленоватый, вишневый. Отдельные части разреза, вскрытые мелкими скважинами, не отличаются от вышеописанных, лишь иногда они характеризуются исключительным развитием темно-серых разностей, богатых углистым веществом. Мощность стратона составляет 200–400 м.

Макроскопически песчаники от крупно- до мелкозернистых двух разновидностей: зеленые и серые. Зеленые состоят, в основном, из полуокатанных обломков базальтов и кристаллов плагиоклаза, сосюритизированного и серицитизированного. Цемент и обломки пород хлоритизированы. В серых и темно-серых песчаниках обломочный материал представлен альбитом, кремнями, глинисто-кремнистыми сланцами. Цемент кремнистый или глинисто-кремнистый.

Алевролиты практически аналогичны песчаникам, отличаясь от них лишь размерностью обломочного материала и более слабым развитием зеленых разностей.

Кремни и кремнистые сланцы от темно- до светло-серых, реже – других окрасок, массивные или слоистые, часто с реликтами радиолярий. Иногда они содержат примесь глинистого или алевролитового материала и образуют все переходы к глинистым сланцам или алевролитам.

Степень изменения пород очень слабая. Контуров обломков четкие, лишь отдельные обломки серицитизированы или хлоритизированы. В цементе хлорит и серицит также слабо развиты в виде мельчайших чешуек. В небольших узких зонах развит биотит. Спорадически встречается пирит. Сильнее изменены породы толщи юго-западнее пос. Карабутак. Они часто плейчатые и в них широко, хотя и неравномерно, развит бластез. Практически в каждом шлифе наблюдаются участки гранобластовой и лепидогранобластовой структуры, состоящие из кварца, хлорита, серицита, реже – биотита, и участки с пелитовой, алевролитовой и псаммитовой структурой со слабым развитием бластеза.

Плотность пород толщи составляет 2,68–2,71 г/см<sup>3</sup>. Более высокие плотности, вплоть до 2,81 г/см<sup>3</sup>, имеют зеленые песчаники, состоящие, в основном, из вулканомиктового материала основного состава. Магнитная восприимчивость низкая – (12–44)·10<sup>-6</sup> ед. СГС.

Изученные нижние контакты стратона повсеместно осложнены тектоникой. Отложения копаловской и арсинской толщ залегают на нем с конгломератами в основании, которые автор записки считает внутриформационными.

В скв. 38 (инт. 258–268 м) В. Н. Барышевым определены конодонты: *Polygnathus cf. costatus partitus* Klapp., Zieg. et Mach., *Pandorinellina* sp., *Osarkodina* sp., соответствующие самым верхам бийского горизонта нижнеэйфельского подъяруса.

При ревизионных работах на опорном разрезе 37 О. В. Артюшковой и др. были существенно пополнены и пересмотрены прежние сборы конодонтов В. Н. Барышева. В верхней части разреза, в маломощной пачке (1–1,5 м) слоистых зеленоватых и гематитизированных кремней обнаружены многочисленные довольно мелкие конодонты: *Polygnathus ex gr. costatus partitus* Klapp., *P. linguiformis* Hinde, *P. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Tortodus cf. kockelianus australis* (Jack.).

Суммируя приведенные данные, с учетом нижней фаунистически не охарактеризованной

части разреза, возраст объединенного стратона принимается соответствующим возрасту кукбуктинской (андреевской), джусинской и александринской толщам – верхи эмсского и эйфельский ярусы (тальтийский и лангурский горизонты).

Соленодольская толща ( $D_{1-2sn}$ ) выделена В. Л. Алексеевым в 1984 г. На площади листа имеет ограниченное распространение у северной рамки, в Ай-Джерганском тектоническом блоке (Сысертско-Амурская подзона). Здесь в тектонических блоках среди отложений новооренбургской толщи отмечаются высыпки кремнистых сланцев, а в скважинах алевролиты с прослоями базальтов. Непосредственно за северной рамкой листа разрез толщи изучен профилями структурных скважин глубиной до 500 м. По данным бурения разрез толщи представлен переслаиванием кремнистых алевролитов, песчаников, гравелитов, туфов основного состава, кремней, кремнистых и углисто-глинисто-кремнистых сланцев, вверху отмечаются прослои базальтов. Мощность толщи достигает 2 200 м и, возможно, завышена, за счет складчатости. На исследуемой площади, скорее всего, не превышает 500–800 м.

На площади листа нижние контакты соленодольской толщи тектонические, верхние неизвестны. Севернее установлено залегание на вулканитах Айджерганской толщи и перекрытие сатубалбинской толщей. Контакты плохо изучены и взаимоотношение их в связи с появлением новых данных по конодонтам [5] является дискуссионным.

Сотрудникам УфН ЦРАН В. А. Масловым, О. В. Артошковым и др. при ревизионном изучении разрезов установлен конденсированный разрез стратотипа толщи, который охарактеризован конодонтами эйфеля и франа, а возраст сатубалбинской толщи – эйфельский, с учетом находок *Tortodus cf. koskelianus*, возможно, верхнеэйфельский. Автор не исключает возможность фациального замещения туфов базальтов сатубалбинской толщи верхней частью разреза соленодольской толщи.

Обобщая имеющиеся данные возраст соленодольской толщи по положению в разрезе принимается с долей условности, ранне-среднедевонским (тальтийский (зона *costatus*)–низы лангурского (до зоны *kockelianus*) горизонтов).

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Структурно-вещественные комплексы среднего девона занимают значительную площадь в пределах Восточно-Магнитогорской СФЗ, где представлены джусинской и александринской толщами и гумбейской свитой.

Джусинская толща ( $D_2dž$ ) развита в крайней восточной части Восточно-Магнитогорской СФЗ, в той же субмеридиональной полосе, что и андреевская толща. В ее составе преобладают metabазальты, плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-хлоритовые сланцы по базальтам, андезитобазальтам, реже – по вулканогенно-осадочным породам, в подчиненном количестве находятся углисто-серицит-кварцевые и кварц-биотит-полевошпатовые сланцы. Площадь развития этих пород в виде полосы шириной до 10 км протягивается от южной границы листа через верховья рр. Кумус-Тюбе, Жуламансай до р. Джан-Акжар.

В поле силы тяжести, площади развития толщи располагаются в зоне градиента с перепадами от 2 до 4 мГал на километр [57]. На картах остаточных аномалий ( $H=500$  и  $1\ 000$  м) ортоподы толщи образуют положительные аномалии интенсивностью от 0,5 до 1,75 мГал.

Магнитное поле, создаваемое породами толщи, носит переменный характер: от спокойного пониженного (–20–50 нТл) до резко дифференцированного с поясами, цепочками изометричных и линейных положительных аномалий (до 200 нТл) и аномального высокого поля (до 500 нТл) в зонах экзоконтактов интрузий [57].

На аэрофотоснимках выходы коренных пород толщи отличаются серым, темно-серым тоном с однородной до слабополосчатой или линзовидной структурой. На площадях развития по ним кор выветривания преобладают светло-серые поля с полосатым рисунком.

Полные естественные разрезы джусинской толщи на площади листа отсутствуют. Небольшие разобщенные выходы ее пород можно наблюдать по р. Джусе, от устья р. Жуламансай до пос. Теренсай. Они сложены в основном однообразным плагиоклаз-роговообманковыми сланцами по базальтам с реликтами подушечного строения.

Среди ортосланцев встречаются горизонты мощностью 1–2 м плагиоклаз-роговообманковых, эпидот-кварц-альбитовых и серицит-кварцевых с графитом парасланцев с отчетливой слоистостью.

Породы толщи здесь, как и по всей полосе ее развития смяты в складки размером от 1 до 200 м в поперечнике. В ядрах наиболее крупных антиклиналей обнажаются сланцы андреевской толщи.

В верховьях балки Будамши, в скважинах отмечается разрез толщи, в котором среди эпидот-

альбит-актинолитовых, эпидот-актинолитовых сланцев по базальтам встречаются горизонты мощностью до 30 м парасланцев, состоящих из тонкого переслаивания кварц-серицит-плагиоклазовых с углистым веществом, хлорит-альбит-эпидотовых и альбит-серицит-кварцевых сланцев [56]. Мощность вскрытого здесь разреза составляет около 280 м.

В верховьях балки Теренсай, в опорной скважине № 29 разрез джусинской толщи состоит из подушечных лав metabазальтов, в различной степени перекристаллизованных, вплоть до эпидот-альбит-актинолитовых сланцев, с прослоями от 6 до 12 м углисто-кварц-альбитовых и серицит-кварцевых сланцев.

В опорной скважине № 31 вскрыты сильно рассланцованные и хлоритизированные базальты верхней части разреза толщи, на которых лежат туфы плагиофировых базальтов первой подтолщи александринской толщи.

Южнее, на водоразделе рр. Джусы и Карабутака, в скважине № 39 на ороговиконных базальтах с подушечным строением через пакет залежей риодацитов и габбродолеритов ложатся риодациты второй (андезитодацитовый) подтолщи александринской толщи.

Западнее Карабутацкого массива в составе толщи также преобладают metabазальты и только на самом юге, в 2–3 км северо-западнее пос. Карабулак в верхах ее разреза появляются филитизированные песчаники, конгломераты и филлиты.

Мощность джусинской толщи составляет 400–600 м. К западу она увеличивается и по геофизическим данным, западнее Джусинского месторождения, видимо, достигает 800 м.

Метабазальты обычно имеют подушечное строение и представляют собой породы зеленой, серо-зеленой и темно-зеленой окраски с микрозернистой реликтовой интерсертальной, бластофитовой до гранонематобластовой структурой, массивной или линейной текстурой. Состоят они из альбита ( $An=5\%$ ), актинолита, хлорита и эпидота.

Встречаются мелкопорфировые и миндалекаменные разности базальтов, содержащие вкрапленники альбитизированного плагиоклаза размером менее 0,5 мм и мелкие миндалины, выполненные вторичными минералами. Очень часто наблюдаются переходы metabазальтов в альбит-эпидот-актинолитовые сланцы с гранонематобластовой до фибробластовой структурой и полошато-линейной текстурой.

В низах разреза толщи и в зоне контакта Карабутацкого массива базальты превращены в плагиоклаз-роговообманковые сланцы темно-зеленого до черного цвета с мелкозернистой гранонематобластовой структурой и линейной текстурой. Состоят они из плагиоклаза ( $An=25–37\%$ ) голубовато-зеленой до сине-зеленой роговой обманки; эпидота, цоизита, сфена, с примесью титаномагнетита, магнетита и апатита. Состав плагиоклаза и роговой обманки зависит от количества эпидота и цоизита в породе. Наибольшее количество анорита в плагиоклазе и наиболее грустокрашенные амфиболы наблюдаются в сланцах, в которых минералы группы эпидота почти отсутствуют или представлены небольшим количеством цоизита.

Парасланцы кварц-плагиоклаз-слюдистого и других составов в целом близки к описанным в андреевской толще. Филитизированные песчаники, конгломераты состоят из обрывков зерен плагиоклаза, обломков диабазов и плагиофировых андезибазальтов.

Минеральные ассоциации пород джусинской толщи, также как и пород нижележащей андреевской толщи, отражают условия прогрессивного метаморфизма зональных комплексов. Наиболее высокотемпературные ассоциации эпидот-амфиболитовой, реже – амфиболитовой фации распространены в нижней части ее разреза, в верховьях балки Будамша, в долине р. Джуса и в контактовом ореоле Карабутацкого массива. На остальной части площади развития толщи, а также в верхах ее разреза преобладают ассоциации эпидот-актинолитовой ступени фации зеленых сланцев.

Химические составы базальтов джусинской толщи по содержанию кремнезема делятся на две группы: первая сильно недосыщенная кремнеземом (46–48 %) и вторая более обогащенная им (49–51 %). Обе группы по сумме содержаний щелочей состоят в основном из нормальных и в меньшей степени умереннощелочных базальтов. По соотношению щелочей все базальты толщи относятся к натровому ряду. Большинство составов базальтов характеризуется высокими содержаниями титана, повышенными суммарного железа и отчетливо выраженным толеитовым трендом дифференциации. Последний наиболее сильно проявлен во второй группе базальтов. В целом составы пород толщи на большинстве вариационных диаграмм располагаются в полях высокофракционированных составов базальтов, основная часть из которых относится к дифференцированным ассоциациям [56].

В геохимических составах пород толщи наблюдаются повышенные содержания и дисперсия литофильных элементов: Be, Zr, Y, Li и относительно низкие содержания халькофильной группы: Zn, Sn, Pb, Cu, а также Co, V, Mn, Ca, Sr, Ba.

Плотность пород толщи колеблется от 2,84 г/см<sup>3</sup> в metabазальтах до 3 г/см<sup>3</sup> в плагиоклаз-

роговообманковых сланцах, составляя в среднем –  $2,95 \text{ г/см}^3$ . Магнитная восприимчивость от  $34 \cdot 10^{-6}$  до  $1\,700 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, редко достигает  $6\,100 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС и в среднем равна  $270 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

В районе пос. Теренсай джусинская толща согласно с переслаиванием залегает на парасланцах андреевской толщи, южнее площади – на туфах кукбуктинской толщи. В Теренсайском рудном районе джусинская толща с появлением в верхах разреза большого количества туфов и тефроидов пироксен-плагиофировых базальтов постепенно сменяется базальтами александринской толщи [2]. По положению в разрезе возраст джусинской толщи определяется в объеме верхней части тальтийского горизонта эйфеля. Учитывая постепенный характер с ниже- и вышележащими толщами (возможно фаціальное замещение) не исключается более широкий диапазон возраста толщи – до объема тальтийского горизонта и низов лангурского горизонта эмса-эйфеля.

Александринская толща широко распространена в Узельгинско-Ириклинской и Уйско-Домбаровской подзонах Восточно-Магнитогорской СФЗ.

В составе александринской толщи достаточно уверенно выделяются четыре подтолщи. *Первая* сложена лавами порфировых и афировых базальтов, туфами базальтов и тефроидами; *вторая* – лавами и экструзиями дацитов, андезидацитов, риодацитов, их туфами, игнимбритами; *третья* – лавами и туфами афировых, пироксен-плагиофировых базальтов, андезибазальтов, туффитами, тефроидами с горизонтами риолитов, риодацитов и силицитов; *четвертая* – лавами и туфами дацитов, риолитов, трахириолитов и силандитов, реже – туффитами.

*Первая подтолща* ( $D_2al_1$ ) протягивается прерывистой узкой (0,5–1 км) полосой западнее площадей развития джусинской толщи от пос. Теренсай на севере до Джусинско-Карабутацкого водораздела на юге. Южнее, в долине р. Карабутака они слагают небольшой участок, расположенный в 0,7 км западнее контакта Карабутацкого массива.

В поле силы тяжести площадь развития толщи располагается в области положительных его значений. На картах локальных аномалий в ее пределах преобладают положительные аномалии интенсивностью 1–2,5 мГал, и только на участке в районе пос. Теренсай сменяются отрицательными аномалиями.

Магнитное поле на площади распространения толщи имеет резко дифференцированный характер с напряженностью от 0 до 500 нТл.

На аэрофотоснимках первая толща среди других вулканогенных образования практически не выделяется. На площадях развития кор по ее породам преобладают светло-серые фототона.

Естественные разрезы подтолщи отсутствуют. О ее составе можно судить только по редким обнажениям в долине балки Будамша и по скважинам. Обнажения по балке Будамша сложены крупно- и мелкопорфировыми плагиоклаз-пироксенофировыми базальтами, иногда с миндалекаменной и флюидальной текстурой. Последняя совместно с пластовой отдельностью падает на юго-запад  $239\text{--}248^\circ(60\text{--}70^\circ)$ . Многочисленными картировочными скважинами здесь же помимо указанных базальтов вскрыты мелко- и крупнопорфировые плагиофировые базальты, в разной степени ошлакованные. Последние, видимо, преобладают в долине южного рукава балки, слагая здесь в основном нижнюю часть разреза толщи. Нижний контакт толщи с нижележащей джусинской толщей здесь не вскрыт. Верхний контакт, со второй подтолщью перебурен скважиной № 34 на глубине 406 м. Мощность толщи здесь достигает 300–400 м и, видимо, увеличивается, судя по гравитационному полю, к западу. На южном склоне долины балки в разрезе толщи преобладают лавы плагиоклаз-пироксенофировых базальтов. Однако мощность толщи здесь резко сокращается и у водораздела небольшие фрагменты ее разреза (до 50 м) заключены между подстилающей джусинской толщей и перекрывающей второй (андезитодацитовый) подтолщью, в разделяющих их поясах даек разного состава.

Севернее балки Будамша в разрезе толщи появляются горизонты туфов и тефроидов порфировых базальтов. В долине р. Джуса они начинают преобладать над лавами. Возле пос. Теренсай в разрезе толщи тефроиды иногда преобладают над туфами и лавами. Мощность толщи к северу уменьшается и в тефрогенных разрезах не превышает 150 м. Контакт толщи с нижележащей джусинской толщей здесь перебурен в скважине № 31, а с вышележащей андези-тодацитовый подтолщью в скважинах № 31 и 3566. Во всех случаях перерывов и угловых несогласий на контактах не наблюдается [56].

В южной части района, в долине р. Карабутака небольшие выходы толщи представлены грубообломочными туфами и тефроидами плагиофировых базальтов, перекристаллизованными до плагиоклаз-амфиболовых сланцев, сохраняющих реликтовую слоистость и обломочную структуру.

Плагиоклаз-пироксенофировые базальты состоят из двух поколений вкрапленников плагио-клаза и пироксена, погруженных в стекловатую основную массу с гиалопилитовой, пилотакси-

товой и интерсертальной структурой, миндалекаменной и флюидалной, реже массивной текстурой. Плагноклаз полностью замещен агрегатом соссюрита, пироксен-уралитом, реже – биотитом.

Минеральные ассоциации, состоящие из альбит-олигоклаза ( $An=9-12\%$ ), эпидота, актинолита (уралита), иногда с примесью хлорита и биотита, отвечают условиям эпидот-актинолитовой ступени фации зеленых сланцев.

Туфы порфировых базальтов в целом по составу и структурно-текстурным особенностям близки к слабоизмененным туфам кукбуктинской толщи. Очень часто порфириты их туфы перекристаллизованы до плагноклаз-амфиболовых сланцев, а у пос. Теренсай до альбит-эпидот-хлоритовых с карбонатом и серицитом сланцев. На последнем в сланцы превращены и тефроиды. Однако, минеральные ассоциации в них не относятся к парагенезам регионального зеленокаменного метаморфизма, а являются продуктом более низкотемпературных гидротермально-метасоматических изменений.

Химические составы пород варьируют от базальтов до андезибазальтов, от нормальных по содержанию щелочей до умереннощелочных. По соотношению щелочей базальтоиды толщи относятся к натровому ряду. Вариации в содержаниях щелочей, элементов группы железа указывают на известково-щелочной тип дифференциации составов [56].

Геохимические составы пород толщи характеризуются низкими содержаниями микроэлементов группы железа и повышенными содержаниями бария и стронция, что в целом характерно для вулканитов известково-щелочной серии.

Плотность порфировых базальтов в среднем составляет  $2,87 \text{ г/см}^3$ , туфов –  $2,82 \text{ г/см}^3$ , тефроидов –  $2,77 \text{ г/см}^3$ . Магнитная восприимчивость в среднем равна  $43 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

*Вторая подтолща* ( $D_2al_2$ ) сложена главным образом вулканогенными образованиями умеренно-кислого состава. В ее строении участвуют лавы и туфы от риолитового до андезитового состава. Спорадически наблюдаются горизонты лав и туфов основного состава, тефроидов и кремнистых туффитов. Отложения подтолщи занимают значительную площадь (до  $140 \text{ км}^2$ ) на исследованной территории. Они протягиваются в виде близмеридиональной полосы шириной  $1,5-5,5 \text{ км}$ , уходя далеко за пределы южной границы площади. Небольшой перерыв этих образований наблюдается на широте изгиба р. Карабутак. Наибольшей ширины (до  $5,5 \text{ км}$ ) вулканиты толщи достигают в районе р. Джуса и балки Будамша, где слагают крупную вулканическую структуру, в которой локализованы руды Джусинского месторождения. Таким образом, имеется два основных ареала развития подтолщи (северный и южный). В гравитационном поле южный ареал развития толщи наиболее четко оконтуривается отрицательными аномалиями на картах локальных аномалий с радиусом осреднения  $0,5 \text{ км}$ , причем, наиболее глубокие минимумы ( $0,75 \text{ мГал}$ ) приурочены к экструзиям подтолщи. В гравитационном поле северный ареал развития второй толщи также четко очерчен на картах локальных аномалий с радиусом осреднения  $0,5 \text{ км}$ . Аномалии имеют изометрично-удлиненную или линейные формы, вытянутые в северо-западном направлении. Глубокий минимум (до  $2 \text{ мГал}$ ) приурочен к полям развития экструзий дацитового состава.

Магнитное поле участков развития подтолщи сложное неоднородное. Форма аномалий и их ориентировка несколько различна в северной и южной частях площади.

На широте Южно-Джусинского рудопроявления оно состоит из мозаики мелких субизометричных или слабовытянутых отрицательных аномалий интенсивностью  $200-400 \text{ нТл}$ , редко – до  $-500 \text{ нТл}$ .

Чуть южнее интенсивность аномалий меняется от  $+250$  до  $-350 \text{ нТл}$ . В Карабутакском блоке характер и интенсивность аномалий напоминают северную часть, но рисунок поля здесь резко нарушается узкими линейными и дугообразными аномалиями, секущими как вторую подтолщ, так и вышележащие и имеющими явно более позднее происхождение. Это подтверждается и несовпадением простираций аномалий магнитного и гравитационного поля в этой части.

На космоаэрофотоснимках можно наблюдать только коры выветривания по отложениям подтолщи, для которых характерны светло-серые фототона. Участками на площадях их развития просматриваются структурные элементы, представленные прямолинейными и дугообразными разломами высоких порядков, кольцевыми границами экструзивных тел и реликтами наслоения.

В северной части площади второй подтолще выделяется три пачки. Первая из них сложена туфами дацитов от псаммитовой до агломератовой размерности (с преобладанием псефитовых), реже встречаются лавы, игнимбриты, прослои тефроидов и кремнистых туффитов. Вторая состоит из лав умереннокислого состава с подчиненными горизонтами туфов того же состава. Редко в низах разреза встречаются туфы и лавы основного состава. Третья – представлена туфами умереннокислого, реже смешанного и основного состава с редкими горизонтами лав уме-

реннокислого и основного состава, а также тефроидами и кремнистыми туффитами.

Обнажения и естественные разрезы первой пачки на современном эрозионном срезе отсутствуют. Ее отложения вскрыты большим количеством скважин в районе Джусинского месторождения и в долине балки Будамша. Наибольшую площадь развития ее образования имеют западнее Восточно-Теренсайского взброса, где они в виде извилистой полосы шириной 0,5–0,7 км протягиваются в субмеридиональном направлении от Джусинско-Карабутакского водораздела до ст. Теренсай. На запад они погружаются под отложения второй пачки.

Небольшие их выходы на поверхность наблюдаются в ядре антиклинали, на юго-западном фланге Джусинского рудного поля и в 3 км северо-восточнее развалин 2-го отделения совхоза Каинды-Кумакский.

Разрезы восточной и западной площадей развития подтолщи резко различны. На востоке в составе подтолщи широко развиты игнимбриты дацитового, реже риодацитового и андезидацитового составов псефитовой размерности. Мощность слоев колеблется от 4 до 30 м, слои часто разделены силлами и дайками габбродолеритов мощностью до 6 м, реже – 25 м среди игнимбритов встречаются горизонты осыпных брекчий риодацитов мощностью до 8 м и туфов кислого и умереннокислого составов со следами спекания мощностью 5 м, реже – 50 м (оп. скв. 39). Далее на север по этой полосе игнимбриты сменяются туфами умереннокислого состава литовитрокластическими псефитовой, псефопсаммитовой, реже лапиллиевой размерности. Под туфами и игнимбритами повсеместно с незначительными перерывами залегают лавы дацитов мощностью до 300 м (оп. скв. 39). Мощность отложений первой пачки в этой полосе очень непостоянна. Так к северо-востоку от 2-го отделения совхоза Каинды-Кумакского на протяжении 700 м она изменяется от 20 м в скважине № 39 до 400 м в других скважинах. К северу от станции Теренсай она достигает 400 м. Южнее скважины № 39 первая пачка совсем выпадает из разреза и лавы дацитов второй пачки через пояс габбродолеритов ложатся на первую подтолщу.

В пределах Джусинского месторождения разрез первой пачки представлен туфами дацитового состава от псаммитовой до лапиллиевой размерности. Среди них встречаются горизонты лав того же состава мощностью до 7 м и тонкообломочных слоистых тефроидов мощностью до 40 м и туффитов. На западном фланге месторождения в скважине № 27, в интервале 1 172,8–1 399,7 м разрез представлен переслаиванием туфов и лав умереннокислого состава. Мощность слоев от 1 до 30 м и более. Ближе к забою лавы преобладают над туфами. На северном фланге месторождения подтолща сложена такими же туфами с маломощными горизонтами лавокластитов (до 5 м) и спекшихся туфов дацитового состава.

Мощность первой пачки, по геофизическим расчетам и геологическим данным, в этой части площади достигает 700 м.

Породы в районе Джусинского рудного поля сильно изменены процессами гидротермальной деятельности (серицитизированы, окварцованы, хлоритизированы, пирититизированы), вплоть до образования метасоматитов, среди которых располагается большая часть рудных тел месторождения, поэтому они трудно диагностируются. Часто улавливаются только реликты первичных структур и текстур, по которым и восстанавливаются первичные породы.

Вторая пачка развита значительно шире, чем первая. Она изучена по разрозненным выходам по балке Будамша и по многочисленным скважинам. В ее составе преобладают кластолавы андезидацитового состава, лавы, экструзии и осыпные брекчии андезидацитов, дацитов, реже – риодацитов. Среди них встречаются маломощные горизонты туфов этого же состава, а также туфов и лав основного состава.

Разрезы пачки на площади быстро меняются. Широко развитые в нем кластолавы андезидацитов часто сменяются более однородными лавами и экструзиями дацитов, андезидацитов. Один из таких разрезов вскрыт скважинами на Джусинском месторождении. Здесь выше залежи колчеданных руд залегают дациты однородные или со следами течения, насыщенные дайками габбродолеритов у контакта с рудами, превращенные в кварц-серицитовые метасоматиты. Общая их мощность по скважине 170 м, выше дациты через пакет даек габбродолеритов сменяются туфами третьей пачки.

Мощность второй пачки меняется в широких пределах от 170 до 700 м.

Обнажений третьей пачки на площади не известно. Образования ее вскрыты множеством скважин в различных частях полосы развития второй подтолщи и в карьере Западно-Карабутакского месторождения. Пачка сложена туфами кислого, умереннокислого и смешанного состава с горизонтами лав дацитов, андезидацитов, редко – туфов и лав основного состава. Мощность ее колеблется от 200 до 500 м.

Риолиты, риодациты, дациты, андезиты лавовой фации второй подтолщи обычно порфиоровые от редко-мелковкрапленных с единичными фенокристаллами менее 1 мм до густовкрапленных, в которых вкрапленники около 1 или 3–5 мм составляют 10–20 % от объема породы.



Форма мелких фенокристаллов удлинённая, более крупных – часто широкопластинчатая. В риолитах и риодацитах они иногда оплавлены. Вкрапленники обычно представлены альбитом, в андезитах и дацитах последний часто ассоциирует с тем или иным количеством эпидота. В риолитах встречается антипертит. Изредка в фенокристаллах наблюдается зональность, включения стекла и иголок апатита. Последний в виде более крупных призмочек, обычно в ассоциации с рудным, иногда образует скопления около вкрапленников. Структуры основной массы обычно микролитовые с ориентированным или беспорядочным расположением микролитов, в кислых разностях склеенных кварцем с небольшим количеством хлорита, в андезитах – хлоритом, иногда с примесью эпидота. В риолитах и риодацитах развиты также микросферолитовые и микропйкилитовые структуры. Спорадически встречается перлитовая отдельность. В миндалекаменных разностях пустоты выполнены кварцем, в андезитах – кварцем, хлоритом, эпидотом.

Лавы брекчиевидные, реже – массивные, флюидалность развита слабо. Иногда встречаются дезинтегрированные лавы, состоящие из округлых обособлений одинаковых размеров (3–10 мм), плотно прилегающих друг к другу и не имеющих концентричного или радиально-лучистого строения. Судя по форме обособлений, дезинтеграция происходила в разогретом состоянии.

Лавобрекчия риодацитового, дацитового состава состоит из обломков пемзы дацитового состава с вкрапленниками плагиоклаза. Миндалины составляют до 50 % от объема, они выполнены кварцем, вокруг них развиваются сферолиты. Обломки составляют до 50 % от общей массы породы. Цемент представлен стеклами риодацитового, дацитового состава.

Для эффузивов кислого и умереннокислого состава характерны брекчиевидность и такситовость от грубой до тонкой. Часто лавы, имеющие облик однородных, под микроскопом обнаруживают такситовость. Последняя заключается в микропятнистости, обособлении участков кварц-полевошпатового и более основного состава. Форма, размер и взаимоотношения этих обособлений различны и, возможно, происхождение их различно. Часто встречаются обособления имеющие обломковидный характер, более основной состав вкрапленников и реликтовые структуры базальтов и андезитов даже при частичном переплавлении. Размер их самый различный от долей мм до 3–5 см. При наличии таких обломков лавы переходят в кластолавы, пользующиеся широким распространением в подтолще.

Игнимбриты дацитов, риодацитов светло-серого, серого цвета пятнисто-флюидалные, полосатые. В них наблюдаются тени обломков и обломки фьяммевидной формы от 2 до 15 мм в поперечнике.

Среди туфов преимущественным развитием пользуются разности от лапиллиевых до крупнообломочных, литокластические, кристаллолитокластические и витролитокластические. Литокласты аналогичны лавам, витрокласты представлены перлитом. Состав обломков часто смешанный, вплоть до присутствия литокластов основного состава. Иногда наблюдается спекание. Цвет туфов серый, зеленовато-серый, форма обломков неправильно изометричная.

Осыпные брекчии отличаются от туфов однотипностью состава, облика, структуры обломков угловатой и округлой формы и отсутствием их сортировки. Цемент обычно слабо развит и представлен тем же измельченным материалом, часто замещенным вторичными минералами.

Тефроиды представлены псаммитовыми и алевритовыми разностями и состоят из материала кислого или основного состава. Слоистость в этих породах четкая горизонтальная, часто ритмичная. Обломочная часть в тефроидах кислого состава представлена кристаллокластами альбита, перлитом, реже – литокластами, в тефроидах основного состава – кристаллокластами плагиоклаза и витрокластикой.

Лавы и туфы основного состава, встреченные в андезитодацитовой толще, по своим структурно-текстурным особенностям и вторичным изменениям аналогичны таковым в первой подтолще.

Региональный зеленокаменный метаморфизм пород подтолщи характеризуется площадным развитием парагенезисов таких минералов, как альбит, эпидот, хлорит, кварц, соответствующих хлорит-эпидотовой субфации. Преобразование пород завершается локальным развитием вдоль наиболее проницаемых зон процессов поздней пропилитизации. Более высокотемпературная пропилитизация приводит к образованию биотита и кварца, продукты более низкотемпературной пропилитизации представлены кварцем, хлоритом, серицитом и сульфидами.

Химические составы пород второй подтолщи образуют непрерывный ряд с содержаниями кремнезема от 48 до 75 %, в котором составы с содержаниями от 58 до 68 % составляют 70–80 % [56]. Породы основного состава в этом ряду присутствуют в ограниченном количестве, не превышающем 5 %. По своему составу они близки к базальтоидам вышеописанной первой подтолщи.

Среди пород андезит-дацитового ряда по содержанию щелочей преобладают разновидности с повышенной щелочностью (трахиандезиты, трахидациты). В риодацитах и риолитах содержания щелочей падают и большинство из них относится к породам нормального состава. По отношению калия к натрию породы толщи относятся к натриевой и калиево-натриевой группам. По вариациям коэффициента фракционирования и содержания титана в составах отчетливо видно, что породы подтолщи принадлежат к известково-щелочной серии.

В геохимических составах пород отчетливо видно увеличение от трахиандезитов к риодацитам содержания литофильных элементов и уменьшение сидерофильных и халькофильных элементов.

Плотность пород подтолщи колеблется в широких пределах и зависит как от первичного состава породы, так и от вторичных изменений. Самая низкая плотность ( $2,57-2,67$  г/см<sup>3</sup>) характерна для риолитов, самая высокая ( $2,84-2,98$  г/см<sup>3</sup>) – для туфов и лав основного состава. В метасоматитах кварц-хлорит-серицитового состава плотность зависит от содержания сульфидов и при заметных количествах последних превышает  $3$  г/см<sup>3</sup>.

Во всех породах подтолщи, от кислых до основных, разновидности с низкой магнитной восприимчивостью (менее  $100 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС) преобладают и составляют  $65-85$  %. Более высокая магнитная восприимчивость ( $(100-3\ 800) \cdot 10^{-6}$  ед. СГС) обусловлена, как правило, присутствием аксессуарного магнетита или титаномагнетита. Низкотемпературная пропилитизация приводит к разложению магнетита и снижению магнитной восприимчивости, в связи с чем, зоны кварц-серицитовых метасоматитов характеризуются самыми низкими значениями магнитного поля.

*Третья подтолща* ( $D_2al_3$ ) наиболее распространена в пределах площадей развития александринской толщи. Особенно широко она развита в центральной и восточной частях Узельгинско-Ириклинской подзоны, образуя почти непрерывную полосу, протягивающуюся в субмеридиональном направлении почти через всю площадь листа. В Уйско-Домбаровской подзоне породы подтолщи развиты в долине р. Караганды, где слагают Карагандысайскую грабен-синклиналь, и фрагментарно севернее, в тектонических блоках высокого порядка.

Третья подтолща сложена вулканитами, среди которых преобладают массивные, брекчиевые, реже – подушечные лавы и кластолавы афировых, плагиофировых, пироксен-плагиофировых базальтов, андезибазальтов, туфы аналогичного состава от агломератовых до грубообломочных, туффиты, тефроиды. Спорадически встречаются лавы и туфы кислого состава, и прослойки кремней, кремнистых туффитов и пирокласто-осадочных пород кислого и смешанного состава. Преобладают пирокластические разрезы подтолщи. Лавовые фации здесь развиты локально, вдоль ее восточной окраины и в ядре Дуненской палеовулканической постройки (оп. скв. 23). Мощность их достигает  $1\ 200$  м.

В Уйско-Домбаровской подзоне наряду с пирокластическими и лавовыми фациями в ее разрезе часто встречаются тефроиды, реже туффиты, силициты. В этой подзоне нижняя часть разреза подтолщи обнажается в обрывах приустьевой части балки Будамша (оп. р. 28). Сложена, в основном, туфами пузыристых базальтов агломератовой, агломерато-лапиллиевой, реже – псефито-лапиллиевой размерности с единичными горизонтами кластолав плагиофировых базальтов, туфов плагиофировых, пироксен-плагиофировых базальтов и смешанного состава аналогичной размерности.

Мощности горизонтов от  $2$  до  $2,3$  м, реже –  $50$  м. Общая мощность подтолщи по балке  $400$  м.

Восточнее этого разреза в низах подтолщи развиты агломератовые туфы пироксен-плагиофировых базальтов с горизонтами лав дацитов мощностью до  $6$  м. Выше туфов залегают лавы пироксен-плагиофировых базальтов мощностью  $70$  м.

К северу от балки Будамша разрез подтолщи вскрыт профилем глубоких скважин. Здесь в ее составе широко развиты туфы афировых и плагиофировых базальтов от псефопсаммитовой до лапиллиевой размерности, вверху проявляются горизонты тефроидов. Мощность слоев  $1-11$  м. Надо отметить, что внизу подтолщи преобладают туфы афировых базальтов. Мощность ее в этой части  $250-350$  м (оп. скв. 36).

Северо-западнее Джусинского месторождения подтолща представлена туфами афировых базальтов от псаммитовой до лапиллиевой размерности с горизонтами тефроидов мощностью до  $3$  м. Мощность ее здесь до  $150$  м.

К западу и северо-западу от станции Теренсай подтолща представлена туфами афировых, плагиофировых, пироксенофировых базальтов от агломератовой до псаммитовой размерности с редкими маломощными горизонтами лав аналогичного состава. Мощность подтолщи здесь  $420$  м.

В западной приграничной полосе Уйско-Домбаровской подзоны, в обрамлении Восточно-Карагандысайского грабена и западнее Западно-Акжарского разлома в Узельгинско-Ириклин-

ской подзоне в разрезе подтолщи преобладают лавы базальтов, часто с подушечным строением с прослоями плагиофировых, редко пироксен-плагиофировых базальтов, андезибазальтов, гиалокластитов, тефроидов и силицитов.

Микроскопически базальты подтолщи – темно-зеленовато-серые породы от афировых до густопорфировых с вкрапленниками плагиоклаза, пироксена или пироксена и плагиоклаза размером 0,3–2,5 см в количестве до 20–25 %.

Породы массивные, реже – брекчевидные, иногда комковатые. Плагиоклаз во вкрапленниках замещен альбитом, часто с примесью эпидота, хлорита, карбоната, пироксен – бледно-зеленым амфиболом, реже – хлоритом или эпидотом. Структуры основной массы апогиалопилитовые, интерсертальные. Стекло полностью замещено хлоритом, эпидотом, актинолитом, карбонатом. Этими же минералами выполнены пустоты в миндалекаменных разностях. Аксессуары представлены магнетитом, титаномагнетитом, апатитом.

Андезибазальты по сравнению с базальтами обеднены темноцветной составляющей и иногда обогащены магнетитом. Изредка они образуют обособления или обломки в лавах обычных базальтов.

Туфы основного состава состоят преимущественно из лапиллей и бомб округло-изометричной формы литокластов аналогичных лавам, часто сильно ошлакованных. Цемент обычно слабо развит и состоит из более мелкозернистого материала того же состава. В туфах смешанного состава присутствуют литокласты кислых эффузивов.

Туфы и лавы кислого состава, спорадически встречающиеся в толще, аналогичны таковым во второй подтолще. Исключение составляют вулканогенные породы, отсортированные, со следами перемыва, состоящие из обломков кислого состава, пиритизированные, причем пирит двух генераций. Более ранний присутствует в рудокластах, более поздний развивается в прожилках. Часто в них присутствуют литокласты основного состава со следами перемыва тефрогенного или вулканогенного происхождения.

Тефроиды основного состава состоят из того же материала, что и туфы, только обломки в разной степени обработаны и отсортированы.

Кремнистые туффиты зеленовато-серые, тонкозернистые, массивные или слабослоистые породы, состоящие из перекристаллизованного кремнистого материала с примесью эпидота и хлорита.

Химические составы пород третьей подтолщи образуют слабо прерывистый ряд, в котором преобладают породы с содержанием кремнезема от 46 до 54 % и редко встречаются с 68–72 %. Базальтоиды толщи по содержаниям и дисперсии большинства элементов очень близки к таковым первой подтолщи и на всех диаграммах они образуют единое поле [56]. Для них также характерны повышенные содержания щелочей, особенно натрия и они в большинстве своем относятся к умереннощелочным базальтам. По отношению щелочей преобладают натриевые составы, в меньшем количестве присутствуют калиево-натриевые. Низкие содержания элементов группы железа и отсутствие признаков накопления их при фракционировании указывает на принадлежность пород толщи к известково-щелочной серии.

Химические составы умереннокислых пород практически не отличаются от составов пород второй подтолщи. В геохимических составах пород подтолщи отчетливо выражен известково-щелочной тренд с тенденцией к накоплению Cu, Sr, V, Ba, Ga, Sc.

Региональный зеленокаменный метаморфизм пород подтолщи характеризуется площадным развитием альбит-эпидот-актинолит-хлоритовой ассоциации при полном сохранении первичных структурно-текстурных особенностей породы.

Плотность базальтов колеблется от 2,7 г/см<sup>3</sup> в сильно измененных разностях до 3,09 г/см<sup>3</sup>, составляя в среднем 2,86 г/см<sup>3</sup>, а в туфах – от 2,75 до 2,98 г/см<sup>3</sup> при среднем 2,82 г/см<sup>3</sup>. По магнитной восприимчивости породы толщи можно разделить на 2 группы. 63 % базальтов и 35 % туфов имеют низкую магнитную восприимчивость –  $(17-50) \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Во второй группе она колеблется в широких пределах –  $(125-16\ 750) \cdot 10^{-6}$  ед. СГС и связана с наличием как первичного, так и наложенного, обусловленного вторичными процессами магнетита.

На карте локальных аномалий с радиусом осреднения 5 км гравитационное поле подтолщи устойчиво положительное со значениями 1–3 мГал. В Карагандысайской грабен-синклинали, где подтолща находится в нормальном залегании, ей соответствует положительное гравитационное поле интенсивностью до 2,5 мГал, тем, где она образует тектонический покров, гравитационное поле отрицательное интенсивностью до 2 мГал. Наличие покрова подтверждается узкими полосками осадочных отложений каменноугольного возраста, приуроченными к границам тектонических блоков или даже оконтуривающими их.

Магнитное поле подтолщи западнее Восточно-Карагандысайского грабена в основном спокойное отрицательное, слабой интенсивности, с мелкими положительными аномалиями (100–

200 нТл), связанными обычно с выходами субвулканических тел. Исключение составляет полоса севернее истоков р. Караганды, где отрицательное поле резко сменяется положительными (до –600 нТл).

На аэрофотоснимках обнаженные участки пород подтолщи выделяются темно-серым фототонем, со слабо различимым структурным рисунком, отражающим следы наслоения туфов и лав. На площади развития кор выветривания по ее образованиям фототона более светлые, также с реликтами наслоения.

Возраст подтолщи на исследуемой площади определяется положением в общем разрезе района и находками конодонта, характерных для бийского и афонинского горизонтов.

*Четвертая подтолща* ( $D_2aL_4$ ) развита у южной границы площади, на западном склоне долины р. Карабутак и в центре, где ее породы слагают полосу, состоящую из серии блоков высокопорядка протягивающуюся вдоль западной границы Уйско-Домбаровской подзоны от верховьев р. Караганды до долины р. Кумыс-Тюбе.

Естественные разрезы четвертой подтолщи на площади отсутствуют. О ее составе можно судить по редким обнажениям и разрезам многочисленных скважин.

В скважине № 26 на забое вскрыты базальты (58,7 м) и тефроиды (4,5 м) третьей подтолщи, на которых через залежь габбродолеритов залегают плагиофировые андезидациты субвулканической фации (15,3 м), а еще выше дациты лавовой фации с дайками габбродолеритов. Заканчивается разрез скважины трахидацитами с миндалекаменной брекчиевидной-флюидальной текстурой. В соседних скважинах пакет даек на контакте третьей и четвертой подтолщ отсутствует и породы последней, залегают на пропилитизированных базальтах третьей подтолщи. В большинстве разрезов скважин подтолща сложена лавами, кластолавами, лавокластитами, осыпными брекчиями и туфами, реже – игнимбритами от риолитового, трахириолитового до андезитового состава. Количественные взаимоотношения этих разновидностей меняются в широких пределах. В целом наблюдается значительно увеличение в разрезах подтолщи, развитых западнее р. Карабутак, пород с повышенной щелочностью (трахириолитов и трахидацитов). На остальных площадях последние находятся в разрезах в резко подчиненном количестве. Мощности горизонтов колеблются от 3 до 62 м. Наибольших мощностей (40–82 м) достигают горизонты осыпных брекчий и экструзивные залежи дацитов. Общая мощность подтолщи колеблется в широких пределах, достигая максимальных значений (до 600 м) в долине р. Карабутак.

Лавы от риолитового до андезитового состава нормального ряда и умереннощелочного уклона зеленовато-серого, серого, темно-серого до черного цвета, иногда с лиловыми и вишневыми оттенками. Зеленоватые и светло-серые разности чаще встречаются в западной полосе, для восточной характерны темно-серые и черные цвета, как за счет значительной примеси магнетита, так и за счет сильной биотизации. Общей особенностью всех лав является то, что разности нормального и умереннощелочного ряда практически не отличимы друг от друга под микроскопом, лишь в последних чаще встречаются вкрапленники пертита. Кроме того, в лавах любого состава отмечаются большие колебания в содержании хлорита (биотита), магнетита и лейкократовой части, в связи с чем, отмечаются разности их от лейко- до меланократовых. Акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом, апатитом, ортитом, цирконом.

Риолиты и риодациты афировые или с немногочисленными мелкими 1–1,5 мм вкрапленниками альбита, микропертита, очень редко калишпата. Некоторые фенокристаллы оплавлены. Основная масса массивная, брекчиевидная, редко флюидальная. Структура ее фельзитовая, микропйкилитовая, сферолитовая, аповитрофировая с перлитовой отдельностью.

Среди дацитов и трахидацитов встречаются разности, по количеству и размерам фенокристаллов аналогичные риолитам, и породы с более крупными (4–5 мм) вкрапленниками альбита и пертита, количество которых достигает иногда 20 %. Породы часто имеют брекчиевидный облик, встречаются сферолоидные лавы и с шаровым строением, причем, промежутки между сферолоидами обычно выполнены хлоритизированным стеклом более основного состава. Основная масса микролитовая, сферолитовая, аллотриморфнозернистая, аповитрофировая с перлитовой отдельностью.

Лейкократовые андезиты и трахиандезиты макроскопически не отличимы от дацитов. Мезомеланократовые разности имеют зеленый или черный цвет. В лавах иногда наблюдается шаровое строение, причем, шарини могут иметь более кислый и более лейкократовый состав, а цемент представлен витрокластическим хлоритизированным материалом андезитового или андезибазальтового состава. Основная масса микролитовая, пилотакситовая, гиалопилотакситовая, трахитоидная.

Туфы кислого состава чаще средне- и крупно-, реже – грубообломочные. Это обычно массивные породы. Обломочная структура более уверенно диагностируется в грубообломочных разностях, которые состоят из угловатых и неправильно изометрической формы литокласт,

аналогичных лавам. Средне- и крупнообломочным разностям туфов свойственна обычно плотная фельзитоподобная основная масса, в которой лишь под микроскопом видны мелкие обломки кристаллов и аллотриоморфнозернистая основная масса, образовавшаяся за счет перекристаллизации спекшейся витрокластик. Изредка в спекшихся туфах наблюдается флюидальность.

Туфы андезитов имеют однотипный облик. Это обычно темно-серые, реже зеленые крупнообломочные витрокластические, со следами спекания, флюидальные породы с расплющенной витрокластикой. Иногда они содержат крупные 3–5 мм, равномерно распределенные кристаллы плагиоклаза и больше похожи на сплюснутые капельные лавы. С появлением обломков кислого состава туфы андезитов переходят в туфы смешанного состава, причем, цемент обычно преобладает.

Осыпные брекчии характеризуются однотипным обломочным материалом кислого состава, различными размерами обломков – от нескольких сантиметров до 1,5 м, слабо развитым цементом, представленным перекристаллизованным хлорит-кварц-альбитовым материалов или сплюснутой витрокластикой андезитового состава.

Продуктами регионального метаморфизма, наблюдаемые вне зон биотитизации, в породах кислого состава являются альбит, калинатровый полевой шпат, кварц, хлорит, серицит, в породах среднего состава – альбит, хлорит, эпидот.

Химические составы пород подтолщи образуют непрерывный ряд от андезибазальтов до риолитов. Наблюдают породы с составами кремнезема 65–75 % и довольно редки породы с содержанием его до 60 % [56]. По сумме щелочей они относятся к породам нормальной и повышенной щелочности. Соотношения щелочей в породах варьируют в очень широких пределах, что, видимо, связано с процессами биотитизации, калишпатизации и альбитизации. Большинство из их составов относятся к калиево-натриевому ряду. По содержанию железа, титана, а также по изменчивости коэффициента фракционирования породы толщи относятся к известково-щелочной серии [56].

В геохимических составах пород среднекислой группы наблюдается повышенное содержание галлия и, в меньшей степени, группы литофильных элементов.

Физические свойства пород толщи сильно изменчивы даже в породах одного и того же состава и одной фациальной принадлежности и часто зависят от содержания магнетита. Средняя плотность риолитов и их туфов составляет  $2,7 \text{ г/см}^3$  при колебаниях  $2,6–2,75 \text{ г/см}^3$ , дацитов и их туфов –  $2,71 \text{ г/см}^3$  при колебаниях  $2,62–2,76 \text{ г/см}^3$ , андезитов и их туфов –  $2,78 \text{ г/см}^3$  при колебаниях  $2,7–2,88 \text{ г/см}^3$ . Магнитная восприимчивость во всех разновидностях пород колеблется в широких пределах от  $(1–2) \cdot 10^{-6}$  до  $10\,000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Разности с низкой магнитной восприимчивостью (менее  $100 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС) чаще встречаются в Восточно-Карагандысайском грабене.

Для подтолщи характерны пониженные значения поля силы тяжести. На карте локальных аномалий с радиусом осреднения 5 км в блоках обрамляющих Восточно-Карагандысайский грабен ей соответствуют отрицательные аномалии интенсивностью до  $-1,5 \text{ мГал}$ . В южной части площади для участков развития подтолщи установлено чередование положительных и отрицательных аномалий, сменяющих друг друга по простиранию, что обусловлено, вероятно, разной мощностью толщи на отдельных ее участках. Но даже в случае положительных аномалий, интенсивность их ( $0,5 \text{ мГал}$ , редко –  $1 \text{ мГал}$ ) значительно ниже, чем в поле развития основных пород ( $1,5–2 \text{ мГал}$ ), что позволяет уверенно оконтуривать образования подтолщи в гравитационном поле. Магнитное поле подтолщи очень сложное неоднородное, интенсивность его меняется как вкрест, так и по простиранию толщи от  $-500$  до  $+1\,000 \text{ нТл}$ . Аномалии высокоградиентные, форма их вытянутая. Для южной части площади характерно сочетание изометричных и удлиненных аномалий. Дешифрируемость подтолщи плохая. Площадь ее практически на всем протяжении распаханна.

Образования четвертной толщи на всех площадях без признаков несогласия, иногда через зоны тектонитов с телами субвулканических тел, залегают на породах третьей подтолщи.

В Узельгинско-Ириклинской подзоне отложения четвертой толщи согласно перекрываются вулканитами урлядинской свиты (южнее площади), причем, последняя, без признаков несогласия перекрывает и отложения третьей толщи. В Уйско-Домбаровской подзоне в северной части Восточно-Карагандинского грабена четвертая подтолща перекрывается нерасчлененными отложениями копаловской (аналог урлядинской) и арсинской толщ.

Приведенные данные позволяют предположить разновозрастность отложений верхней части разреза третьей и четвертой подтолщ александринской толщи и фациальные переходы между последними. Подобные взаимоотношения характерны для разновозрастной карамалыташской свиты Западно-Магнитогорской СФЗ.

Фаунистически надежно охарактеризована только третья подтолща александринской толщи.

В Узильгинско-Ириклинской подзоне на левобережье р. Суундук (восточное окончание Ириклинского водохранилища) найдены конодонты: *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *P. trigonicus* Bisch. et Zieg., южнее площади в овраге Каменный Тастыбутак отпечатки конодонтов: *Polygnathus* aff. *robusticostatus* Bisch. et Zieg.

В Уйско-Домбаровской подзоне в разрезах по р. Кумык найдены конодонты: *Polygnathus pseudofoliatus* Wit., *P. aff. angustipennatus* Bisch. et Zieg. В 300 м восточнее, в искусственной расчистке: *P. linguiformis pinguis* Wed., *P. eiflius* Bisch. et Zieg., *P. linguiformis linguiformis* Hinde, *P. linguiformis linguiformis* Hinde mpht. *gamma* Bult., *P. linguiformis pinguis* Wed., *Tortodus* sp. [5].

По заключению В. А. Маслова и О. В. Артюшковой конодонты характерны для карамалыташской свиты Западно-Магнитогорской СФЗ.

По приведенным определениям, учитывая находки фауны в подстилающих и перекрывающих отложениях, принимается среднедевонский (эйфельский, лангурский горизонт) возраст александринской толщи.

Гумбейская свита ( $D_{2gm}$ ) выделена в 2002 году В. М. Мосейчуком. На площади листа распространена в западной части одноименной подзоны, где представлена – лавами и туфами базальтов, андезибазальтов, реже андезитов, лавами долеритов с прослоями и пачками туффигов и туфоалевролитов. Мощность отложений составляет 600–1 000 м. Они картируются в виде полосы шириной до 3,5 км простирающейся от Бриентского массива на юг на 8 км.

Граница с нижележащими образованиями на площади листа не вскрыта, вышележащая новобуранная толща залегает на ней согласно с переслаиванием. Граница между ними часто условная, проводится по нижней границе пачки туффигов не повсеместно распространенной в низах новооренбургской толщи, либо по резкому преобладанию в составе отложений туфов; более надежно по появлению биогерма и обломков известняков с фауной стрингоцефаловой зоны.

Базальты и долериты свиты по внешнему виду темно-зеленые, зеленовато-серые породы, мелкозернистые плотные с афировой или спородафировой структурой.

В шлифах четко различается диабазовая и микродиабазовая структура основной массы, состоящей из беспорядочно расположенных тонких лейсточек сосюритизированного или серицитизированного плагиоклаза, в промежутках между которыми развиваются мелкие изометричные зерна амфиболитизированного пироксена. Участки стекловатого базиса замещаются хлоритом и амфиболом.

Вкрапленники в долеритовых порфиритах редкие и представлены мелкими короткими призмочками амфиболитизированного, реже свежего пироксена и более крупными таблицами плагиоклаза – лабрадора № 62–70, обычно хлоритизированного или сосюритизированного.

Пироксен во вкрапленниках относится скорее к группе диопсида или магнезиального диопсида.

Андезиты, андезибазальты – макроскопически это зеленовато-серые и темно-серые с зеленоватым оттенком тонкозернистые плотные афировые породы, обнаруживающие спородафировую структуру лишь под микроскопом. Вкрапленники плагиоклаза мелкие, сильно удлинённые, плагиоклазы деанортизированы и представлены то альбитом № 1–3, то олигоклаз-андезином с № 23 по № 36. Еще реже отмечаются фенокристаллы темноцветного минерала, полностью замещенного хлоритом. Структура основной массы обычно переходная от интерсертальной к гиалопилотакситовой. Она характеризуется наличием субпараллельных и пересекающихся под острыми углами микролитов и изогнутых лейсточек плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены мелкими чешуйками биотита и хлорита, обычно со значительной примесью магнетита. Реже в промежутках развит амфибол. Изредка встречаются миндалины неправильной формы, выполненные хлоритом. Наряду с описанными разностями встречаются пироксенофировые и афировые разности.

Туфы базальтового состава кристаллолитокластические и литокластические мелкообломочные с плохо различимой обломочной структурой. Под микроскопом они отличаются тем, что на 80–90 % состоят из обломков плагиоклазовых базальтовых порфиритов с мелкопузыристой основной массой и осколков довольно крупных зерен плагиоклаза. Плагиоклаз во вкрапленниках эффузивных пород представлен битовнитом № 70–75. Стекловатая основная масса эффузивов в обломках замещена буроватым или зеленым хлоритом или тонковолокнистым амфиболом, игольчатые индивиды и волокна которого зачастую образуют лучистые агрегаты. В некоторых грубообломочных разностях туфов различаются обломки андезитовых или андезитодацитовых порфиритов с окварцованной основной массой.

Туфы андезитобазальтового состава, как правило, среднеобломочные и крупнообломочные с плотно прилегающими обломками пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов, зачастую похожие на лавы с брекчиевой текстурой. Цвет их бурый, лиловый, реже – темно-зе-

ленный и серый.

На площади листа отложения гумбейской свиты фаунистически не охарактеризованы. На стратотипе в ней найдены конодонты лангурского и высотинского горизонтов [43]. На основании этих определений принят среднедевонский (эйфель–низы живета) возраст свиты.

### СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Породные комплексы нерасчлененных среднего и верхнего отделов девона широко распространены в западной части площади и представлены породами урлядинской и новобуранной толщ, а также нерасчлененными стратонами александринской (третья подтолща), копаловской и арсинской толщами нерасчлененными.

Александринская (третья подтолща) и копаловская толщи нерасчлененные ( $D_{2-3}al_3$ -кр) выделяются в Уйско-Домбаровской подзоне, в южной части карагандысайской грабен-синклинали. Здесь они выполняют небольшие брахиформные синклинали – межгорные (межхребтовые) впадины.

Отложения стратона представлены ритмично (флишоидно) переслаивающимися грубообломочными тефроидами, вулканомиктовыми (тефрогенными) гравелитами, песчаниками, алевролитами, где ведущим является материал основного состава, спорадически встречаются лапиллиево-грубообломочные туфы основного состава прослой и линзы кремней и кремнистых алевролитов. Судя по многочисленным элементам залегания флиш ложится согласно на нижележащие породы третьей и четвертой подтолщ александринской толщи участками, фациально замещающая верхние части их разреза, контакты с более молодыми палеозойскими образованиями на площади листа не известны. Мощность отложения стратона составляет 100–500 м.

Грубообломочные тефроиды и тефроидные песчаники имеют светло-зеленый цвет и полностью тождественно по составу. В обломках присутствуют гиалобазальты, кристаллы полевого шпата, пироксена, пузыристое стекло. В грубых разностях преобладают литокласты, в более мелких – кристаллокласты. Пузыристое стекло в том или ином количестве всегда присутствует в породе. Кислая пирокластита представлена литокластами, кристаллами альбита и пертита, а чаще – пемзой. Цемент мелко- и тонкообломочный того же состава.

В тефрогенных алевролитах и алевропелитах кристаллокласты пироксена и полевого шпата погружены в тонкозернистый землистый агрегат хлорит-эпидотового реже эпидот-актинолитового состава.

Кремнистые туффиты, обычно состоят из тонкозернистого землистого эпидота, хлорита и светлого кремнистого материала. Кремнистые сланцы – афанитовые зеленые или вишневые породы, иногда с чередующимися полосами того и другого цвета. Они сложены мельчайшими зернами кварца с волнистым угасанием с незначительной примесью мельчайших чешуек серицита и хлорита. Некоторые прослой содержат до 10–20 % скелетов радиолярий.

Лапиллиево-грубообломочные туфы и лавы плагиофировых и пироксен-плагиофировых базальтов во всем аналогичны таковым в третьей подтолще александринской толщи.

Вторичные минералы представлены альбитом, хлоритом, эпидотом, актинолитом.

Химические составы пород циклитовой толщи образуют почти непрерывный ряд от базальтов до андезитов с содержаниями кремнезема от 47–62 %, в котором резко преобладают базальты с 49–50 %  $SiO_2$ . По содержаниям щелочей они относятся в основном к породам с нормальной щелочностью, а по их отношению к калиево-натриевому ряду, реже – к натриевому. По поведению в составах железа, титана, а также по изменению в них коэффициента фракционирования породы толщи очень близки к породам третьей подтолщи александринской толщи и относятся к известково-щелочной серии.

В низах разреза стратона В. Н. Барышевым были найдены конодонты: *Polygnathus costatus patulus* Klap., *P. linguiformis baltinski* Wod. нижней части бийского горизонта эйфеля [56]. О. В. Артюшковой была пересмотрена коллекция В. Н. Барышева и сделаны дополнительные сборы на той же точке. В нижней части разреза, в маломощной пачке (1–1,5 м) слоистых зеленоватых и гематитизированных кремней обнаружены многочисленные довольно мелкие конодонты: *Polygnathus costatus patulus* Klap., *P. linguiformis* Hinde, *P. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Tortodus* cf. *koskelianus australis* (Jack.) [5].

Южнее площади в разрезах по р. Кумак в биогермах известняков залегающих среди аналогичных пород были найдены брахиоподы высотинского горизонта живетского яруса. Верхняя часть разреза стратона сопоставляется с нижней частью разреза копаловской и арсинской толщ нерасчлененных охарактеризованных фораминиферами живетского и франского ярусов и остракодами губинского горизонта франского яруса.

По приведенным данным и, учитывая определения фауны, севернее площади и положение в

разрезе возраст александринской и копаловской толщ нерасчлененных принимается средневерхнедевонским (верхняя часть эйфеля, живет и нижняя часть франского яруса – верхи лангурского, высотинский и бродовский горизонты).

Урлядинская толща ( $D_{2-3}ur$ ) развита в Узельгинско-Ириклинской подзоне, занимая большую часть ее площади. Ее образования в виде почти непрерывной полосы шириной до 12 км, протягиваются с юга на север восточнее долины рр. Мусогатка, Караганка, Базарбай через всю площадь листа. Составы разрезов толщи отличаются большим разнообразием и фациальной изменчивостью слагающих пород. Преобладают пирокластические и пирокластоосадочные породы: туфы основного состава, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, в меньших количествах встречаются лавы базальтов, андезибазальтов, андезитов, дациандезитов, дацитов, риодацитов, их туфы и биогермные известняки. Мощность толщи составляет 800–1 200 м.

Наиболее полные разрезы толщи описаны по р. Суундук, в 65 км ниже устья Джусы (оп. р. 17) и в скважинах № 21, 22, 23. В этих разрезах образования толщи залегают на лавах базальтов, реже – их туфах третьей подтолщи александринской толщи. В их составе преобладают агломератовые, лапиллиевые и грубообломочные литовитрокластические туфы пироксен-плаггиофировых, плаггиофировых базальтов, реже – андезибазальтов в разной степени шлакованных. Среди них встречаются горизонты туффитов от алевритовых до гравийных, реже – агломератовых с обломочным материалом основного, с примесью среднего и кислого состава и известняков. Наслоение указанных пород нарушается субвулканическими телами дайкообразной формы андезитов, трахиандезитов, андезидацитов, дацитов, реже – риолитов и габбродолеритов. Верхние контакты тел часто пологие, согласные с наслоением, нижние крутые секущие. К верхам разреза субвулканические тела умереннокислого состава сменяются экструзивными с появлением в верхних частях брекчиевых лав, кластолав и осыпных брекчий. В скважине № 21 андезиты, трахиандезиты, андезидациты экструзивно-лавовой фации с прослоями псаммитовых туффитов слагают пачку мощностью более 80 м, завершающую разрез толщи. Тонкослоистые пирокласто-осадочные породы и туффиты от псаммитовой до пелитовой размерности с прослоями кремнистых туфопелитов, силицитов чаще встречаются в верхней части разреза толщи. Линзы известняков присутствуют на всех его уровнях. Мощность толщи 800–1 200 м.

Минеральные ассоциации пород образовались в условиях низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации метаморфизма.

Химические составы пород урлядинской толщи характеризуются лейкократовостью, повышенной глиноземистостью, натриевым и калиево-натриевым типом щелочности и отчетливо выраженным известково-щелочным трендом фракционирования.

Плотность пород толщи колеблется от 2,6 до 2,8 г/см<sup>3</sup>, в среднем – 2,7 г/см<sup>3</sup>; магнитная восприимчивость от  $20 \cdot 10^{-6}$  до  $360 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

В поле силы тяжести площади развития толщи, характеризуются сочетанием высокочастотных в основном положительных аномалий с интенсивностью от 1 до 3 мГал. Магнитное поле преимущественно пониженное от 0 до 300 нТл с локальными положительными аномалиями до +330 нТл. Последние связаны с субвулканическими телами, экструзиями и лавами андезитов, андезидацитов верхней части разреза Тастыбутакской кальдеры.

Границы с подстилающими образованиями александринской толщи и с наслоениями вышележащей бабарыкинской толщей согласные. В известняках найдена фауна брахиопод и кораллов, строматопор, гониатитов, тентанулитов: *Stringocephalus burtini* Defr., *Uncinulus subcordiformis* (Schnur.), *Spinatrypa bifidaeformis* (Tschern.), *Uncites gryphus* (Schloth.), *Slachyodes verticillata* (McCoy), *S. singularis* Yavor., *Pachythea irregularis* Yanet, *Thamnopora nicholsoni* (Frech.), *Caliapora battersbyi* (M.-Edw. et Haime), *Stringophyllum isactis* (Frech.), *Thamnophyllum monozonatum* (Soshk.), *Tornoceras simplex* (Buch.), *Viriatella* aff. *petrovi* G. Ljasch. Указанные находки определяют возраст урлядинской толщи как живетско-франский (высотинский, бродовский, нижняя часть губинского горизонтов). В алевролитах отмечалась ископаемая макрофлора *Lepidodendropsis theodori* (Zal.) Jongm., характерная для улутауской свиты Западно-Магнитогорской СФЗ [75, 76].

Новобуранная толща ( $D_{2-3}nb$ ) выделена В. М. Мосейчуком в 2000 г. На рассматриваемой территории широко распространена в Гумбейской подзоне, где представлена туфами, реже – лавами пироксен-плаггиофировых андезибазальтов, базальтов, редко – андезитов, дацитов с прослоями туфогенно-осадочных пород и линзами рифогенных известняков. Мощность отложений составляет 1 000–1 400 м.

Эффузивы и туфы новобуранной толщи и гумбейской свиты по структуре и составу идентичны таковым гумбейской свите. Отличие заключается в резком преобладании в новобуранной толще туфов над лавами, большим количеством прослоев туфогенно-осадочных пород,



появлением туфов смешанного состава, состоящих из обломков туфов смешанного состава, состоящих из обломков туффитов (до 30–40 %) и пирокластики от основного до кислого состава, а также появлением биогерм и обломков известняков с фауной.

В основании толщи не всегда, но часто залегают несколько прослоев или один прослой кремнистых тонкообломочных туффитов светло-серого, коричневатого-серого и бордового цветов. Они нередко служат границей разделяющей новобуранную и нижележащую гумбейскую толщи. При отсутствии туффитов граница проводится условно по преобладанию в разрезе туфов, но более надежно по появлению биогерм и обломков известняков содержащих фауну зоны *Stringocephalus burtini*. Контакт с вышележащей бабарыкинской толщей согласный с переслаиванием, часто с постепенной заменой туфов туфогенно-осадочными породами.

Средне-позднедевонский (верхи высотинского–низы губинского горизонтов) возраст новобуранной толщи определен по положению в разрезе, находками фауны зоны *Stringocephalus burtini* и находками конодонтов в стратотипической местности.

Копаловская и арсинская толщи нерасчлененные ( $D_{2-3}kr-an$ ) распространены в Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ, где участвуют в строении Восточно-Карагандысайского грабена, занимая большую его часть. Из-за плохой обнаженности расчленить стратон на составляющие толщи не представляется возможным. Разрез изучен по скважинам. Для него характерно преобладание темно-серых песчаников, алевролитов и углисто-глинистых сланцев при постоянном присутствии конгломератов, количество которых переменное. Резко подчиненную роль играют кремнистые сланцы. Линзы известняков также встречаются редко, но обломки их часто присутствуют, как кластогенный материал в конгломератах, песчаниках, а в более тонких разностях карбонатный материал присутствует в цементе. В южной части грабена одной из скважин вскрыт биогерм известняков мощностью до 120 м. В северной части грабена отмечаются маломощные линзы и прослои базальтов, андезибазальтов и их туфов. Скважиной № 37 в основании разреза вскрыт горизонт полимиктовых конгломератов с обломками базальтов, туфов, тефроидов, кремней, известняков, углисто-глинистых сланцев, кислых эффузивов. Ниже этого горизонта залегают конденсированные отложения андреевской, джусинской и александринской толщ нерасчлененных. Автор считает, что конгломераты в основании стратона являются внутрiformационными, залегающие согласно без стратиграфического перерыва (турбидитовая фация).

В самой северной части грабена, в одном из тектонических блоков на отложениях стратона без видимого несогласия залегают туфы умереннощелочного, кислого состава мощностью до 400 м, условно отнесенные к шелудивогорской толще.

Конгломераты стратона представляют собой пестроокрашенные породы, в которых наряду с хорошо окатанными встречаются и слабо окатанные, часто остроугольные обломки. Размеры галек от 1–2 до 10 см, валунов – до 25–50 см, а иногда и более. В обломках наблюдаются базальты плагиофировые, пироксен-плагиофировые, эффузивы и субвулканические породы кислого состава известняки, кремни, тефрогенные алевролиты, углисто-глинистые сланцы, алевролиты. Количественные взаимоотношения обломков разного состава меняются в широких пределах. Встречаются разности, похожие на туфы, состоящие, в основном, из обломков базальтов с незначительной примесью галек иного состава. В других разностях обломки базальтов играют подчиненную роль. Цемент мелкообломочный того же состава, что и обломки, иногда с примесью углистого материала. Песчаники и алевролиты темно-серые, очень редко зеленые. Состав обломков полимиктовый, соответствует составу конгломератов. Цемент выполнения пор, резко базальный, углисто-глинистый, иногда с примесью карбонатного материала. Углисто-глинистые сланцы темно-серые тонкозернистые, сланцевато-слоистые филлитизированные.

Известняки темно-серые с углисто-глинистым материалом, обычно обломочные.

Вторичные изменения выражаются в слабой серицитизации и хлоритизации обломков и цемента, причем контуры обломков хорошо сохраняются.

Плотность пород колеблется от 2,58 до 2,88 г/см<sup>3</sup>, составляя в среднем – 2,73 г/см<sup>3</sup>. Наибольшие плотности характерны для разностей с преимущественным развитием обломков базальтов или содержащих вкрапленность пирита. Магнитная восприимчивость низкая –  $(2-87) \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

В прослоях и биогермах известняков найдена фауна брахиопод, кораллов, фораминифер живетского и франского ярусов: *Idiostroma uralicum* Yavor., *Pentagonocyclus* cf. *ligatus* (Quenst.), *P.* cf. *operus* Dubat., *Anthinocrinus floreus* Yelt., *A.* cf. *quinqueangularis* Dubat., *Thamnopora* ex gr. *cervicornis* Blainv., *Caliopora* sp., *Irregularina* aff. *lobata* Reitl., *Orientina* cf. *multicamerata* McMacl., *Ivanovella* cf. *tomskiensis* Zador. et Yuf., *Paratextularia proboscida* (Cuschm. et Staind.), *Incella* sp., *Asterosphaera pulchra* Reitl.; остракоды губинского горизонта франского яруса: *Ellesmeria* aff. *ivcognita* Gleb. et Zasp., *Amphissites* aff. *irinae* Gleb. et Zasp., *Bairdia* aff. *kelleri* Eg.,

*Microcheilinella aff. costata* Netch. Принят верхнеживетско–франский возраст стратона.

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Породные комплексы, относящиеся только к верхнему отделу распространены в Восточно-Магнитогорской СФЗ.

Бабарыкинская толща (D<sub>3</sub>bk) имеет незначительное развитие в Узельгинско-Ириклинской и Гумбейской подзонах.

В Узельгинско-Ириклинской подзоне отложения толщи прослеживаются в виде полосы меридионального простирания шириной до 2 км от Южно-Базарбайского массива на юг на 16 км, а севернее массива – в тектоническом блоке шириной до 1,3 км и протяженностью 13 км. В строении толщи здесь участвуют преимущественно вулканогенно-осадочные породы: вулканические и полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, подчиненным развитием пользуются туффиты, глинистые, углисто-глинистые и кремнистые сланцы и линзы известняков. Обломочные компоненты, слагающие кластогенные породы толщи, представлены порфиоровыми андезибазальтами, андезитами, кристаллами кислого плагиоклаза, гиалопилитами, стеклом. В подчиненном количестве встречаются обломки дациандезитов, дацитов, кварца, пироксенов, кремнистых пород и известняков. Все обломки эффузивных пород аналогичны вулканитам александринской и урлядинской толщ. Отмечается общая тенденция уменьшения размерности обломочного материала в северном направлении.

Мощность толщи в Узельгинско-Ириклинской подзоне составляет 150–600 м. Установлено ее согласно залегание на урлядинской толще и несогласное с размывом перекрытие шумилинской свитой.

В гумбейской подзоне бабарыкинская толща развита в междуречье рр. Желдыбак и Жингальдинка. В отличие от разрезов Узельгинско-Ириклинской подзоны здесь преобладают мелко-тонкообломочные породы: вулканические песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, углисто-глинисто-кремнистые сланцы. Отмечаются горизонты мелко-тонкообломочных туфов основного и смешанного состава, редко – кислого состава. Наибольшим распространением пользуются туфоалевролиты и кремнистые туффиты. Отмечаются линзы рифогенных известняков. Мощность отложений составляет 500–700 м. Контакты бабарыкинской толщи с новобуранной толщей здесь постепенные и выражаются в последовательном увеличении роли туфогенно-осадочных пород в новобуранной толще вверх по разрезу. Сами же туфогенные породы обеих толщ настолько сходны, что расчленение их проведено чисто условно – по преобладанию мелко- и тонкообломочных разновидностей в бабарыкинской толще.

В известняках толщи в Узельгинско-Ириклинской подзоне найдены: *Parapugnax schubar-tauensis* G. Step., *Spinatrypa rubaecostata* (Paeck.), *Hypothyridina emmonsii* (Hall. et Whitt.), *Undispirifer undiferum* (Roem.) и др. губинского горизонта франского яруса [35] и ранне-среднефранские конодонты: *Polygnathus cf. dengleri* Bisch. et Zieg., *P. cf. decorosus* Stauff., *P. pennatus* Hinde, *P. angustidiscus* Young., *P. olgae* Ovnat. et Kuzm., *P. cf. alatus* Huddle, *P. aff. rudkinensis* Ovnat. et Kon., *Ancyrodella* sp. [59].

В Гумбейской подзоне в линзах известняков найдены франские кораллы: *Thamnopora polyforata* (Schloth.), *Thamnophyllum monozonatum* Soshk.; гониатиты *Tornoceras simplex*; брахиоподы: *Pugnax acuminata* Mart., *Hypothyridina cf. cuboides* Sow. и др. бродовского и губинского горизонтов. Имеются находки фауны зоны *Stringocephalus burtini*, по-видимому, переотложенной.

По этим определениям, с учетом положения в разрезе, возраст бабарыкинской толщи принимается франским (верхи бродовского–губинский горизонты).

Аблязовская толща (D<sub>3</sub>ab) – под этим названием впервые выделена В. М. Мосейчуком в 1990 г. при ГДП-25 (Магнитогорская площадь). Локально распространена в Гумбейской подзоне в тектоническом блоке, в зоне Кильтинского разлома. Полоса развития пород толщи прослежена на 4,5 км при ширине до 0,6 км.

Представлена толща, по-видимому, нижней частью своего разреза – полимиктовыми конгломератами, туфоконгломератами, песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами с линзами рифогенных известняков и только в верхних частях разреза появляются прослои трахириодацитов и туфов трахиандезитов характерные для аблязовской толщи стратотипа. Мощность толщи составляет 35–150 м. Она с несогласием залегает на новобуранной толще, контакты с вышележащими палеозойскими образованиями на площади листа неизвестны.

В известняках строматопоры, кораллы, криноидеи, брахиоподы: *Gypilidula comis* Owen, *Nervostophia latissima* Boch., *Hypothyridina cf. calva* Marck, *Uchtella praesemilukiana* Ljasch., *Mycrospirifer novosibirscus* Toll. и др., относящиеся к верхам франа (местная зона *Hypothyridina calva*) и отвечающие времени формирования аблязовской толщи в стратотипической местности

(верхняя часть губинского горизонта–конодонтовые зоны *Palmatolepis nassi*–*P. linguiformis*) [13].

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ– КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Породные комплексы нерасчлененных верхнего девона и нижнего карбона широко распространены в Восточно-Магнитогорской и незначительно в Алапаевско-Адамовской СФЗ.

Шумилинская свита ( $D_3-C_1\dot{m}$ ) развита в Узельгинско-Ириклинской подзоне в виде полосы шириной 2–4 км субмеридионального простирания, протягивающуюся через всю площадь от р. Мусогатка на юге до р. Ташла на севере. Разрезы ее представлены трахибазальтами, трахиандезитами, латитами, трахидацитами, риолитами, их туфами, туфоконгломератами, с подчиненными количествами туфопесчаников, туфоалевролитов, известняков, известняковых конгломератов, туффитов и углисто-глинистых сланцев.

Наиболее полный разрез свиты с нормальными стратиграфическими взаимоотношениями с ниже- и вышележащими отложениями наблюдается по ручью Чилижному (Солончатка) (оп. р. 20). В нем на наслоении осадочных пород бабарькинской толщи залегает пачка переслаивания полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников алевролитов и аргиллитов мощностью 35 м. Выше залегает толща мощностью до 540 м. кристаллолитокластических средне-грубозернистых туфов пироксен-плагиофировых и роговообманково-пироксен-плагиофировых андезибазальтов, реже – андезитов с покровами лав того же состава мощностью 20–55 м. Выше развиты агломератовые туфы роговообманково-пироксен-плагиофировых трахиандезитов гематизированных с горизонтами лав трахиандезитов, а в верхах туфопесчаников, алевролитов и аргиллитов с отпечатками растений. Мощность этой пачки около 200 м. Завершающий разрез наслоение мощностью 100–200 м лав пироксен-плагиофировых андезибазальтов и базальтов. Последние перекрываются со значительным размывом осадочными породами с комплексом брахиопод и фораминифер турнейского яруса.

Южнее этого разреза в скважинах встречены лавы и кластолавы плагиофировых андезитов, трахиандезитов, реже андезибазальтов, дацитов, тефроидов и туффитов.

Мощность свиты составляет от 1 200 до 1 400 м.

Порфиновые эффузивы от базальтового до андезитового и трахиандезитового состава, преобладающие в разрезе шумилинской свиты, плотные, реже – флюидално-брекчиевидные, обычно розоватых, лиловых и сургучных тонов, реже – зеленовато-серые. Вкрапленники составляют от 10 до 30 % от основной массы. Плагиоклаз в фенокристаллах № 26–38 (до 60) имеет полисинтетические двойниковые, часто замещен цеолитом или представлен альбитом. Пироксены во вкрапленниках, как правило, моноклинные, размер их не превышает 1–2 мм. Амфиболы представлены идиоморфными кристаллами зеленой роговой обманки, часто со сглаженными гранями, почти всегда нацело опациitizedованными. Для группы характерна свежесть пироксенов при сильном изменении плагиоклазов (серицитизации, пренитизации, цеолитизации и др.). Основная масса в породах этой группы сильно обеднена темноцветной составляющей. Преобладающие структуры – пилотакситовая, гиалопилитовая, трахитоидная. аксессуарные представлены магнетитом, кальменитом, апатитом.

Пирокластические породы среди образований свиты также пользуются очень широким распространением. Представлены они, как правило, пестроокрашенными, за счет неравномерной гематитизации туфами с размерностью от глыбовоагломератовой до псаммитовой. Состав обломков дублирует лавовую фацию и, различаясь по степени раскристаллизации, гематитизации, миндалекаменности, имеет обычно очень однородный состав. Наряду с туфами, имеющими цемент, довольно широко представлены и бесцементные агломератовые разности (рр. Мусогатка, Караганка), указывающие на близость центров извержения. Цемент туфов представлен кристаллами плагиоклазов, пироксенов и их обломками, обрывками стекол, продуктами поствулканической деятельности (карбонаты, цеолиты, кварц, хлорит), нацело гематитизированной пелитовой массой и мелкими обломками пород, аналогичных слагающим крупную фракцию. Преобладающая форма обломков шарообразная, остроугольная, оскольчатая.

Туффиты и тефроиды, являясь пирокластическими породами, прошедшими до литификации водную обработку, обладают, как следствием этого, лучшей сортировкой, окатанностью обломочного материала, слоистостью и меньшей выдержанностью в составе обломков.

Минеральные ассоциации всех типов пород отвечают низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев.

Плотность лав и кластолав свиты в зависимости от их состава колеблется от 2,67 до

2,98 г/см<sup>3</sup>, туфов в среднем – 2,78 г/см<sup>3</sup>, тефроидов и туффитов – 2,76 г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость – от  $54 \cdot 10^{-6}$  до  $1\ 800 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

На картах локальных аномалий поля силы тяжести площади распространения свиты характеризуются сочетанием положительных и отрицательных аномалий интенсивностью от –1,5 до +1, мГал, отражающих неоднородность и фаціальную изменчивость ее разрезов. Магнитное поле также дифференцированное, в основном отрицательное от 0 до –200 нТл, с локальными положительными аномалиями до 100 нТл, связанными с узлами субвулканических тел и зонами ороговикования.

Подавляющая часть химических составов пород отмечается повышенной щелочностью и относится к группе умереннощелочных андезитов и андезибазальтов. От аналогичных пород урлядинской толщи весь ряд отличается повышенными содержаниями щелочей, особенно калия, повышенной глиноземистостью и пониженным количеством суммарного железа. Эти изменения отражают общую тенденцию в эволюции известково-щелочного типа фационирования составов вулканитов.

Известково-щелочной тренд эволюции расплавов отчетливо проявлен и в геохимических составах вулканитов свиты.

В алевролитах и аргиллитах шумилинской свиты найдены отпечатки растений: *Sublepidodendron kasachstanicum* Radez., *Lepidodendropsis thejdori* (Zal.) Yong., *Suvundukia aciculata* Zal., *Rhodeahochhtteri* Stur. и другие (в основном эндемические) виды. По заключению Г. П. Радченко возраст их наиболее вероятный – этренский. Южнее, на листе М-40-ХІІ, в известняках свиты определены фораминиферы раннего турне [52].

В южной части площади шумилинская свита с несогласием залегает не только на бабарынской толще, но и на урлядинской толще.

Гальки в базальных конгломератах шумилинской свиты, представлены следующими разновидностями:

1. Гематитизированные андезитовые и андезибазальтовые порфириты схожие по облику и составу с эффузивами самой шумилинской свиты и, возможно, относящиеся к полностью или частично размытыми вулканитами аблязовской и новоивановской толщ (последняя известна севернее площади).

2. Эффузивы основного и среднего состава аналогичные таковым из третьей подтолщи александринской толщи и урлядинской толщи.

3. Эффузивы кислого состава аналогичные таковым из урлядинской толщи и четвертой подтолщи александринской толщи.

4. Интрузивные породы по составу, отвечающие аляскитовым гранитам и лейкократовым плагиогранитам состоящим на 80–85 % из призматического полевого шпата, в промежутках между которыми наблюдается кварц, темноцветные компоненты в заметном количестве отмечаются в отдельных гальках. Структура гранитов мелкозернистая или порфировидная. Описанные гранитоиды в Узельгинско-Ириклинской подзоне самостоятельных массивов не образуют. Похожие по составу плагиограниты Уйско-Домбаровской подзоны отмечаются во второй фазе теренсайского комплекса.

5. Разные породы: кремни, туфы кислого состава с обломками горных кремней, кварц-гематитовые породы, источник сноса которых определить затруднительно.

Состав обломков свидетельствует о том, что вулканической деятельности, приведшей к формированию пород свиты, предшествовал подъем территории и глубокий размыв вплоть до обнажения гранитоидных гипабиссальных массивов. Последнее, по-видимому, связано с событиями причленение островной дуги к окраине микроконтинента и превращение ее в активную окраину кордильерского типа. Эти события подтверждаются также краснокаменными изменениями вулканитов шумилинской свиты, свидетельствующих о мелководности морского бассейна и обилие флористических остатков в алевролитах свиты.

По приведенным данным возраст шумилинской свиты на площади, с учетом стратиграфических перерывов, позднефаменский–раннетурнейский. Севернее площади, где стратиграфические перерывы отсутствуют – фаменско–турнейский (позднешамейско–косьвинский) [43].

Березняковская толща (D<sub>3</sub>–C<sub>1br</sub>) занимает незначительную площадь в Алапаевско-Адамовской СФЗ, в верховьях р. Айдырля. Полоса ее развития северо-западного простирания с юго-запада ограничена разломом, с северо-востока субвулканической интрузией трахидацитов, комагматичной вулканитам толщи. В пределах площади обнажения ее отсутствуют. Шурфами были вскрыты в различной степени выветрелые туфоконгломераты, туфопесчаники с прослоями тонкослоистых кремнистых туффитов, реже – углисто-кремнистых сланцев [93]. На поверхности встречаются полосы элювиальных развалов дацитов и трахидацитов. Полные разрезы толщи вскрыты разведочными скважинами севернее площади, в Айдырлинском рудном районе.

Они состоят из туфоконгломератов в основании, туфопесчаников, тонкообломочных туффитов, в меньшем количестве прослоев лав и туфов андезитового, дацитового и трахидацитового состава, углисто-кремнистых туффитов с отпечатками флоры фаменско-раннетурнейского возраста. В серийной легенде возраст березняковской толщи принят в объеме франского (верхи)-турнейского (низы) ярусов.

Мощность толщи в пределах площади определить трудно, за ее пределами она варьирует от 1 000 до 1 300 м.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Породные комплексы нижнего карбона откартированы во всех подзонах Восточно-Магнитогорской и Алапаевско-Адамовской СФЗ.

Кугутыкская свита (С<sub>1</sub>kg) выделена Е. А. Перепечиной в 1939 г., в районе Домбаровского месторождения угля. Как самостоятельный (необъединенный с другими подразделениями) стратон занимает небольшие площади в Джусинско-Акжарской и Джарлинско-Домбаровской подзонах.

В Джусинско-Акжарской мегаграбен-синклинали кугутыкская свита выделяется в тектоническом блоке прослеженным от северной рамки листа в южном направлении на 24 км. Здесь в приустьевой части р. Якши-Акжар (оп. обн. 4) разрез свиты, представлен переслаиванием полимиктовых песчаников, алевролитов, углисто-глинистых сланцев с редкими прослоями конгломератов и гравелитов. Восточнее обнажения преобладают алевролиты и углисто-глинистые сланцы с редкими прослоями конгломератов и гравелитов и линзами известняков. Породы дислоцированы и собраны в мелкие складки. Мощность отложений достигает 1 000 м.

По фауне и флоре, отобранной из разных частей разреза, возраст свиты в Джусинско-Акжарской мегаграбен-синклинали позднеурнейский [64].

В восточной части Уйско-Домбаровской подзоны, в Джарлинско-Домбаровской мегаграбен-синклинали породы кугутыкской свиты, распространены в долине р. Джарлы от южной границы площади до юго-восточного контакта Карабутацкого массива. Скважинами и горными выработками в разрезе свиты, выделены четыре толщи (снизу вверх): песчаников, глинисто-углистых сланцев, известково-глинистых сланцев и алевролитов, глинистых и углисто-глинистых сланцев общей мощностью до 1 300 м.

Толща песчаников в структуре мегаграбен-синклинали расположена у его восточного борта и, вероятно, является самой нижней частью разреза свиты. Представлена она песчаниками, алевролитами, углистыми алевролитами и песчаниками, реже – конгломератистыми песчаниками и углисто-глинистыми сланцами.

В связи с расположением во внешней восточной части грабена, породы описываемой пачки оказались вовлеченными в зону смятия и динамометаморфизма. Помимо контактового воздействия Карабутацкого массива они были подвергнуты интенсивному динамотермальному метаморфизму с процессами мигматизации и гранитизации в отдельных зонах. Мощность этой толщи точно не установлена, можно предположить, что она не менее 150–200 м. Продуктом метаморфизма песчаников являются биотитовые плагиогнейсы. Это серые или темно-серые породы массивной или сланцеватой, реже полосчатой структуры. Состоят они из плагиоклаза, кварца и биотита. Присутствуют иногда в небольших примесях эпидот, гранат, графит. Из аксессуарных встречаются сфен, рутил, циркон, турмалин, пирит и магнетит. Структура обычно гранобластическая или пойкилобластическая (в ороговикованных разностях), реже встречаются остаточные – обломочные структуры.

Толща глинисто-углистых сланцев в структуре грабена расположена обычно во внешней его зоне, но иногда встречается и в центральной части, примыкая непосредственно к толще известняков, в этом случае глинисто-углистые сланцы обычно надвинуты на известняки. Состоит описываемая толща из углистых, глинисто-углистых, глинистых сланцев и углистых алевролитов, реже – песчаников и известковисто-глинистых сланцев. В южной части грабена среди углисто-глинистых сланцев встречаются прослои углистых окремненных известняков мощностью 1–2 м. Наиболее слабо метаморфизованные разности углистых и глинисто-углистых сланцев находятся в южной части площади. Это черные или темно-серые породы со сланцеватой текстурой с пластинчатой или плитчатой отдельностью. Состоят они из серицитизированного глинистого материала, рутилизованного и иногда турмалинизированного углистого вещества и с примеси алевролитовых частиц кварца. Структура их бластопелитовая или микролепидобластовая. В экзоконтакте Карабутацкого массива сланцы превращены в амфибол-биотитовые ро-

вики, а известковистые разности – в эпидот-биотит-скополитовые сланцы и роговики. Роговики представляют собой серые и темно-серые до черных породы со сланцеватой, реже – массивной текстурой. Главными породообразующими минералами в них являются амфибол, биотит, плагиоклаз, кварц, графит, скаполит, оттрелит, эпидот, а в микроклинизированных разностях – микроклин. Структура роговиков порфириобластическая, микрогранобластическая и пойкилобластическая (ситовидная). В порфириобластах, чаще всего, встречается оттрелит, реже – амфибол и биотит. Лейкократовая часть породы часто имеет реакционные взаимоотношения с темноцветными минералами, корродируя их, прорастая и частично замещая их в форме полосы прожилков. Особенно этот процесс замещения характерен для новообразований кварца и микроклина. Мощность толщ не менее 300 м.

Толща известковисто-глинистых сланцев и алевролитов залегают непосредственно на пачке глинисто-углистых сланцев и приурочена к синклиналим зонам приосевой части грабена. Представлена она глинистыми, известково-глинистыми сланцами, алевролитами с прослоями углисто-глинистых сланцев и линзами битуминозных известняков. В зоне контакта указанные породы превращены в различные роговики, из которых наиболее часто встречаются актинолитовые и актинолит-биотитовые разности. Известняки в зоне контакта превращены в мелкозернистые графитистые мрамора. Мощность толщи составляет около 250–300 м.

Заканчивается разрез кугутыкской свиты мегаграбен-синклинали толщей углистых, углисто-глинистых сланцев и алевролитов. Эта толща в северной части структуры выполняет центральные части мелких синклиналей, а с южной границы площади, подстилает толщу известняков кизильской свиты. Мощность толщи достигает 500 м.

Органические остатки в описанном разрезе свиты отсутствуют.

Физические свойства песчано-сланцевых отложений кугутыкской свиты характеризуются довольно низкой плотностью (2,55–2,65 г/см<sup>3</sup>) и магнитностью ((0–42)·10<sup>-6</sup> ед. СГС) и очень высокой проводимостью в 5–20 Ом. На фоне пород других комплексов породы свиты создают отрицательные гравитационные поля с понижением до 3–4 мГал. Магнитное поле обычно пониженное и имеет спокойный характер.

Карбонатно-терригенная толща (C<sub>1</sub>ct) как самостоятельный стратон выделяется в Уйско-Домбаровской подзоне, в отдельных тектонических блоках в северной и южной частях Джусинско-Акжарской мегаграбен-синклинали (в центральной ее части толща не отделена от подстилающей кугутыкской толщи).

Представлена толща темно-серыми, серыми, редко – светло-серыми известняками с подчиненными прослоями углисто-глинистых сланцев, песчаников, редко – черных кремней. Мощность отложений 250–500 м.

Контакты толщи с выше- и нижележащими отложениями тектонические. В центральной части мегаграбен-синклинали карбонатно-терригенная толща теряет свои отличительные особенности. Известняки частично замещаются углисто-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками. Провести границу между схожими по составу нижележащими отложениями кугутыкской свиты становится затруднительно. Поэтому кугутыкская и карбонатно-терригенная толщи на картах показаны нерасчлененными. В южной части мегаграбен-синклинали толща с несогласием стратиграфическим перерывом перекрывается известняками каморзинской толщи.

В известняках толщи найдена фауна брахиопод, кораллов, фораминифер, остракод косьвинско-бурлинского горизонтов. На основании этих определений принят турнейско (самые верхи)–ранневизейский возраст толщи.

Кугутыкская свита и карбонатно-терригенная толща нерасчлененные (C<sub>1</sub>kg-ct) распространены в Узельгинско-Ириклинской, Уйско-Домбаровской подзонах Восточно-Магнитогорской СФЗ.

В Узельгинско-Ириклинской подзоне отложения стратона участвуют в строении Ириклинской мегасинклинали, образуя прерывистую полосу субмеридиального простирания, вытянутую вдоль западной границы площади от долины р. Мусогатка на юге до северо-западного склона долины р. Ташла на севере.

Отложения нижней части стратона сопоставляемые с кугутыкской свитой на площади не обнажаются. Разрез их вскрыт шурфами и скважинами в долине р. Мусогатка и состоит из тонкого переслаивания светло-серых, серых и темно-серых, иногда с зеленоватым оттенком, аргиллитов, глинистых и углисто-глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, местами отмечаются линзы и прослои известняков [97].

В основании толщи можно выделить базальную пачку, залегающую на вулканитах шумилинской свиты. Она вскрыта канавой № 20, скважиной № 221 и в виде аллювиальных развалов прослеживается в 2,5 км севернее долины ручья Свистун. Пачка представлена чередующимися горизонтами конгломератов, сероцветных и красноцветных песчаников, алевритов и аргилли-

тов. В сероцветных аргиллитах иногда присутствует углистый материал. Конгломераты состоят из полуокатанных и окатанных галек размером до 10 см, сцементированных песчаным материалом. В составе галек преобладают эффузивные породы различного состава. В резко подчиненном количестве встречаются граниты, граносиениты. Мощность пачки около 50 м.

Мощность отложений колеблется от 300 до 600 м и увеличивается по направлению на юг. В линзах известняков на правом берегу р. Мусогатка собрана фауна брахиопод турнейского яруса и определены фораминиферы верхнетурнейского облика. Южнее на левом берегу реки в известняках фауна характерная для косьвинского горизонта.

Верхняя часть разреза стратона, сопоставляемая с карбонатно-терригенной толщей состоит из переслаивания тех же пород, что и в нижней части разреза, лишь прослои известняков в нем более многочисленны и имеют большую мощность. Перекрываются они без видимого несогласия, но с стратиграфическим перерывом известняками кизильской свиты.

Отложения характеризуются северо-западным простиранием  $310\text{--}360^\circ$  с углами падения слоистости от  $50$  до  $45^\circ$  на юго-запад. Мощность верхней части стратона 300–400 м.

Общая мощность отложений 600–1 000 м.

На правом берегу р. Мусогатка в 4 км севернее станции Новоорск в известняках была собрана фауна, являющаяся, по заключению Лапиной Н. Н., нижевизейской [78, 97]. Здесь же Е. П. Медведевой определены фораминиферы визейского яруса. В 1969 г. Е. П. Медведевой в 1 км севернее вышеописанной точки был определен комплекс фораминифер нижевизейского подъяруса.

Большинством исследователей кугутыкская свита датируется верхнетурнейской, карбонатно-терригенная – нижевизейской. Эти толщи выделяются в отдельных разрезах, но из-за плохой обнаженности их трудно протянуть по карте и граница их является несколько условной [97]. Таким образом, возраст терригенно-карбонатных отложений нерасчлененного стратона позднеурнейско-ранневизейский.

В Уйско-Домбаровской подзоне кугутыкская и карбонатно-терригенная толщи нерасчлененные участвуют в строении Джусинско-Акжарской, Кировско-Коскульской и Джарлинско-Домбаровской мегаграбен-синклиналей.

В Джусинско-Акжарской мегаграбен-синклинали разрез стратона представлен алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, углисто-глинистыми сланцами с прослоями известняков и редкими линзами графитизированных углей. Общая мощность отложений по геологическим и геофизическим данным составляет 800–1 000 м. Контакты с нижележащими образованиями здесь тектонические. Вышележащая корозинская толща залегает на них со стратиграфическим перерывом.

По латерали кугутыкская свита и карбонатно-терригенная толща фациально замещают вулканиты одновозрастной березовской свиты.

В Кировско-Коскульской мегаграбен-синклинали разрез стратона аналогичен таковому в Джусинско-Акжарской мегаграбен-синклинали только в южной ее части, на юго-западном склоне р. Урус-Кискен в разрезе появляются горизонты лав базальтов, дациандезитов и их туфов. Мощность их составляет 5–23 м. Эта часть разреза, видимо, является переходной к наслонениям распространенной здесь одновозрастной полоцкой толщи.

Мощность стратона составляет здесь до 1 000 м.

В Джарлинско-Домбаровской мегаграбен-синклинали отложений кугутыкской и карбонатно-терригенной толщ занимают практически ее всю площадь, лишь в южной части перекрываются известняками каморзинской толщи. Обнаженность пород слабая: разрез изучен скважинами. Преимущественным развитием пользуются терригенные породы, часто превращенные в слюдяно-кварцевые сланцы.

В подчиненном количестве присутствуют мраморизованные известняки. В целом в разрезе толщи по направлению вверх уменьшается грубость терригенного материала и увеличивается карбонатность. Контакты с нижележащими породами тектонические и совпадают с границами грабена.

Нижняя часть разреза (200–250 м) представлена грубообломочными терригенными породами: конгломератами, гравелитами, реже – песчаниками, с редкими линзами эффузивов кислого состава.

Средняя часть разреза (400–450 м) отличается от нижней меньшей грубостью обломочного материала и появлением прослоев известняков. Она представлена переслаиванием гравелитов, песчаников, слюдяно-кварцевых сланцев с реликтовой обломочной структурой, углисто-глинистых сланцев и мраморизованных карбонатных пород. Мощность прослоев меняется от долей метра до нескольких десятков метров.

Верхняя часть разреза (200–300 м) отличается от средней лишь тем, что увеличивается ко-

личество и мощность прослоев известняков и углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев. Эту часть разреза можно сопоставить с карбонатно-терригенной подтолщей.

Общая мощность разреза толщ составляет 800–1 000 м. Органических остатков здесь не найдено.

В целом площадям развития пород кугутыкской и карбонатно-терригенной толщ нерасчлененных отвечают отрицательные магнитные и гравитационные поля.

Позднетурнейский–ранневизейский возраст отложений определен на площади листа, так и на сопредельных площадях.

Березовская свита (С<sub>1</sub>br) развита во всех подзонах Восточно-Магнитогорской СФЗ северной половины территории, от широты рр. Солончатка–Кумус-Тюбе до ее северной границы.

При ГДП-200 [59] П. В. Лядским в ее строении выделялось три подсветы: первая представленная терригенными породами с прослоями лав и туфов кислого и основного состава; вторая – эффузивы и туфы основного состава и третья – лавы, туфы и тефроиды кислого, среднего и умереннощелочного состава. Такое расчленение не подтверждается на сопредельных площадях (различными авторами выделяется разное количество подсвет – только вулканогенных до четырех [35]). Нет надежного фаунистического подтверждения такого расчленения и на изученной площади. По этому, на подготовленных к изданию геологических картах березовская свита, показана нерасчлененная на подсветы. При этом площади пород разного состава, выделенные П. В. Лядским сохранены на картах и выделены крапом соответственно преобладанию вулканических пород; площади, занятые терригенными отложениями, показаны без крапа.

В Узельгинско-Ириклинской подзоне березовская свита участвует в строении Ириклинской мегасинклинали и Нижнеджусинской грабен-синклинали.

В Ириклинской мегасинклинали отложения березовской свиты выделяются на двух участках. Первый расположен южнее Ириклинского водохранилища, протягивается узкой полосой в южном направлении вдоль рамки листа на 16 км. В скважинах и обнажениях отложения свиты здесь представлены долеритами, базальтами, их туфами, среди которых, западнее, за границей листа, встречаются прослои туффитов, тефроидов и известняков. Мощность отложений составляет 800–1 200 м.

Второй участок с наиболее полным разрезом выделяется у северной рамки листа (оп. р. 20) по р. Ташла. В основании разреза у границы площади залегает пачка с видимой мощностью 200 м. плагифирированных базальтов миндалекаменных. Вышележащая основная часть разреза состоит из переслаивания трахириолитов, трахидацитов, риолитов, туфов смешанного состава, реже – трахиандезитов, известняков. В известняках найдены брахиоподы и фораминиферы кизеловского и косьвинского горизонтов верхнего турне. Мощность отложений составляет 500–600 м. Контакты с выше- и нижележащими отложениями здесь тектонические. В южной части участка предполагается фациальное замещение вулканических свиты одновозрастными терригенно-карбонатными отложениями кугутыкской и карбонатно-терригенной толщ нерасчлененных.

В Нижнеджусинской грабен-синклинали березовская свита с размывом и базальными конгломератами в основании залегает на шумилинской свите. Здесь в основании разреза свиты залегает терригенная пачка мощностью 100–200 м, представленная песчаниками и гравелитами с маломощными линзами конгломератов в основании. Галька конгломератовая хорошо окатана и состоит из дацитовых, андезитодацитовых и андезитовых порфиритов, сцементированных песчаным материалом. В цементе конгломератов и песчаниках состав обломочного материала более разнообразен: кроме вышеперечисленных порфиритов в них наблюдаются риолиты, базальты и кремнистые породы. Азимут падения слоистости – 170° и угол – 15°. На левом берегу р. Джуса в составе нижней пачки кроме песчаников и гравелитов наблюдаются углисто-глинистые и кремнистые сланцы, туфы кислого состава. Судя по меняющимся элементам залегания, породы этой пачки на левом берегу смяты в мелкие складки. Залегающие выше отложения представлены переслаиванием базальтов и андезибазальтов темно-серых до черных свежего облика с андезитами и дацитами, реже туфами смешанного и кислого составов. Общая мощность отложений березовской свиты в нижнеджусинской грабен-синклинали составляет 400–500 м.

В Уйско-Домбаровской подзоне березовская свита выделяется в северо-западной части Джусинско-Акжарской мегаграбен-синклинали. В нижней части разреза (вторая подтолща по П. В. Лядскому) представлена, в основном, вулканическими основными и среднего составов. Разрезы ее подсветы наблюдаются по рр. Джаман-Акжар и Якши-Акжар. Первый из них более протяженный (до 2 400 м) слагают различные типы лав, туфов базальтов и андезибазальтов (оп. р. 3). Преобладают подушечные лавы с разными размерами обособлений, реже встречаются глыбовые с обособлениями угловой формы от 0,2 до 1 м в поперечнике. Базальты афировые, реже – плагифирированные и миндалекаменные. В западном конце разреза пачка мощностью до 120 м пи-



роксен-плаггиофировых базальтов с пластовой отдельностью. В начале разреза встречены микрокварциты на протяжении 22 м, возможно, по известковым породам, в конце – прослой кремнистых туффитов мощностью 1 м.

Более пестрый по составу разрез наблюдается по р. Якши-Акжар (оп. р. 2), состоящий из переслаивания базальтов, андезибазальтов, их туфы, андезитов, дацитов, тефроидов, реже – известняков. В верхах его залегают туфы умереннокислого состава от псаммитовой до псефитовой размерности, спекшиеся туфы витролитокластические того же состава и тонкофлюидальные лавы трахириодацитов сиреневого цвета. Мощность второй подсвиты в указанных разрезах от 800 до 1 200 м.

Верхняя часть разреза (третья подтолща по П. В. Лядскому) представлена риолитами, дацитами, трахириолитами, трахидацитами, туфами кислого и смешанного состава с прослоями туффитов и известняков. В известняках фауна верхнего турне–нижнего визе. Мощность третьей подтолщи 600–800 м.

Общая мощность березовской свиты в Уйско-Домбаровской подзоне составляет 1 400–2 000 м.

По латерали березовская свита замещается отложениями кугутыкской и карбонатно-терригенной толщ нерасчлененных, контакты в выше- и нижележащими отложениями – тектонические.

Базальты березовской свиты – породы серо-зеленого, зеленого, зеленовато-серого цвета с подушечной, реже – глыбовой отдельностью. Структура в них микрозернистая, офитовая, интерсертальная, порфиристая, пилотакситовая, реже – гиалопилитовая, текстура флюидальная, миндалекаменная, реже – массивная. Они состоят из лейст альбита ( $Ап=2-5\%$ ) или плаггиоклаза, замещенного сосюритом, скоплений и псевдоморфоз актинолита, уралита и хлорита по пироксену и полностью разложенного стекла. Порфиристые разности содержат вкрапленники плаггиоклаза размером от 0,5 до 2 мм, реже – до 3 мм (от 5 до 18 %), полностью сосюритизированного и редко – моноклиального, иногда ромбического пироксена. Миндалины выполнены эпидотом, кварцем, реже – хлоритом, биотитом и карбонатом. Из акцессорных минералов обычно присутствуют апатит, сфен. Редко ильменит, магнетит и гематит.

Андезибазальты, по сравнению с лейкобазальтами более обеднены темноцветной, оставляющей и иногда содержат в своем составе кварц.

Андезиты представляют собой породы серого, зеленовато-серого цвета, часто порфиристые с мелкими (до 1 мм) вкрапленниками деанортизированного плаггиоклаза (до 10 %), реже – афировые, микрозернистые с пилотакситовой, гиалопилитовой структурой, флюидальной, трахитоидной и миндалекаменной текстурой. Они состоят из лейст плаггиоклаза, замещенных альбитом, эпидотом, серицитом и стекла, превращенного в агрегат хлорита, эпидота иногда с примесью пылевидного магнетита и карбоната.

Дациты имеют светло-серую, серую, темно-серую и зеленовато-светло-серую окраску, состоят из порфиристых выделений плаггиоклаза (вторично альбита или кислого олигоклаза) размером 0,3–2 мм в поперечнике (от 5 до 15 %) и микрозернистой до стекловатой основной массы. Структура их порфиристая, с микрогранобластовой, микролитовой, реже – витрофировой основной массой; текстура флюидальная, полосатая, реже – массивная и миндалекаменная.

Риодациты и риолиты отличаются присутствием во вкрапленниках кварца и большим его количеством в основной массе, а также незначительным количеством или полным отсутствием среди вторичных минералов хлорита и эпидота. Эффузивы умереннокислого и кислого состава обычно в разной степени серицитизированы и окварцованы, реже – биотитизированы. Трахириолиты и трахидациты обладают лиловато-бордовым, темно-бордовым, розовато-бурым, редко – белым, розовато-белым цветом и, как правило, флюидальной текстурой. Последняя чаще прекрасно проявлена, но иногда она выражается лишь в четкой ориентировке длинных вкрапленников бурого полевого шпата. Для трахидацитов характерна тонковолокнистая структура, для трахириолитов микропойкилитовая и сферолитовая. Первая из них обусловлена параллельной ориентировкой тонких бурых микролитов полевого шпата, как бы пропитанных и склеенных кварцем. Для микропойкилитовой структуры характерно образование нечетких «лапчатых», иногда округлых обособлений кварца, проросших большей частью параллельными четкими призмочками полевого шпата. Иногда в расположении микролитов отмечается тенденция к образованию сферолитоподобных структур. Изредка округлые выделения кварца отделяются друг от друга тонкими оболочками хлорита и непрозрачных частиц, что делает структуру похожей на глобулярную. Флюидальная текстура определяется обособлением кристаллических составляющих по их размерам в отдельные тонкие потоки и микропотоки. Сферолитовая структура обусловлена наличием довольно четких кварцево-полевошпатовых сферолитов, в которых отдельные минеральные волокна или неразличимы или довольно четко обособляются

по составу. Промежутки между сферолитами выполнены мелкозернистым кварцево-полевошпатовым агрегатом, с микропйкилитовой или волокнистой структурой. Иногда сферолиты в виде шариков  $d=3-4$  мм хорошо выкалываются из породы.

Вкрапленники в описываемых породах представлены пятнистым калишпатом, который, судя по оптическим константам, соответствует промежуточному ортоклазу и промежуточному триклинному ортоклазу или шахматному занозистому альбиту № 4–5. Довольно часто в трахириолитовых разностях в обилии развиваются неправильные по форме зерна и агрегаты зерен кварца. Они имеют вид вторичных, но иногда отдельные зерна обладают четкими, оплавленными контурами и очень напоминают вкрапленники кварца.

Характерный для этих пород бордовый и лиловый цвет обусловлен, скорее всего, тончайшей примесью окислов железа, окрашивающий как полевые шпаты, так и стекловатую основную массу. Трахиандезиты этой толщи окрашены в довольно светлые: зеленовато-серые, коричневатосерые, лиловато-серые тона. Для них отмечается как афировая, так и порфировая структура с мелкими четко выраженными призмочками полевого шпата. Под микроскопом выявляется характерная для них четко выраженная пилотакситовая, трахитовая структура. Она обусловлена параллельным расположением тонких длинных микролитов и лейст плагиоклаза (олигоклаза № 12–андезина). Иногда они плотно прилегают друг к другу, а чаще промежутки между ними выполнены агрегатом чешуек хлорита и непрозрачных частиц, к которым в трахиандезитодацитовых разностях присоединяется кварц. Калишпат, видимо, присутствует в виде тончайшей вкрапленности в этом же «межмикролитовом» пространстве. В шлифах он обнаруживается только при окрашивании кобальтинитратом.

Иногда в этих породах встречаются узкие, также ориентированные миндалины кварца. Вкрапленники представлены серицитизированным, пелитизированным андезином № 40. Довольно часто они обрастают каемкой калишпата, а иногда полностью калишпатизированы. Изредка можно в шлифе заметить вкрапленники темноцветного минерала, полностью замещенного хлоритом (роговая обманка или пироксен).

Туфы трахидацитов и трахиандезитов состоят из угловатых реже несколько овальных обломков кислой лавы как бы слепленных друг с другом и лишенных цемента, часто переходя в сваренные туфы. Цвет туфов розовато-коричневый, зеленовато-коричневый, реже – грязно-белый, зеленовато-желтый. Под микроскопом видно, что они состоят из четко различимых обломков трахиандезитов и трахидацитов, заключенных в базальный цемент. Последний состоит из мелкозернистого кварцево-полевошпатового агрегата, к которому присоединяется в одних случаях мелкочешуйчатый хлорит, в других – тонкая бурая вкрапленность окислов железа.

Довольно часто, в описываемой подсвете встречаются лавовые брекчии и кластолавы. Наиболее распространены они в группе трахиандезитов, трахиандезитодацитов и дацитов. По внешнему виду они аналогичны эффузивам того же состава, но отличаются различной участками обломочной текстурой. Обломки трахиандезитов, трахидацитов и дацитов цементируются лавовым цементом по составу и структуре аналогичным трахиандезитам. Иногда цемент полностью окремнен, но в нем заметна реликтовая миндалекаменная текстура.

Туфы смешанного состава зеленовато-серого, коричневатосерого и желтовато-зеленого цвета с четкой среднеобломочной структурой. Состоят из обломков андезитов базальтов, шлаков, реже – риолитов, трахидацитов и трахириолитов. Цемент базальный, пленочный, представлен пирокластическим материалом алевритовой размерности, часто замещен агрегатом хлорита, землистого эпидота и кварца.

Субвулканические породы березовской свиты, представлены в основном габбродолеритами, мелкие тела и дайки которых часто встречаются в нижней половине ее разреза.

Вторичные минералы в большинстве пород березовской свиты, представлены альбитом, хлоритом, эпидотом, серицитом, карбонатом, кварцем, реже – актинолитом и биотитом. Ассоциации этих минералов отвечают в основном хлорит-эпидотовой, реже – актинолит-эпидотовой субфациям зеленокаменного метаморфизма.

Химические составы эффузивных пород образуют непрерывный ряд от базальтов до риодацитов, с содержаниями кремнезема от 48 до 73 %. По содержанию щелочей они относятся к породам с нормальной и повышенной щелочностью. По соотношению щелочей преобладают составы натриевого, реже калиево-натриевого ряда. Содержания железа, титана и вариации коэффициента фракционирования указывают на принадлежность вулканитов свиты к известково-щелочной серии. Геохимические составы пород свиты также подтверждают принадлежность их к известково-щелочной серии.

Физические свойства пород березовской свиты варьируют в широких пределах, в зависимости от их первичного состава и вторичных изменений. Плотность базальтов, лейкобазальтов, андезибазальтов колеблется от 2,75 до 2,93 г/см<sup>3</sup>, в среднем составляя 2,8 г/см<sup>3</sup>. Плотность да-

цитов, риодацитов – от 2,5 до 2,58 г/см<sup>3</sup>, в среднем – 2,52 г/см<sup>3</sup>.

Магнитная восприимчивость в основных породах – от  $6 \cdot 10^{-6}$  до  $183 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, редко – до  $270 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, в среднем –  $(20-22) \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, в умереннокислых – от  $1 \cdot 10^{-6}$  до  $5 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

В поле силы тяжести площади развития образований свиты характеризуются в основном положительными значениями от 0,5 до 1,5 мГал, с появлением в пределах распространения пород третьей подвиты отрицательных аномалий с интенсивностью до –1,5 мГал.

Магнитное поле на площади распространения свиты в основном отрицательное со значениями от –10 до –300 нТл, имеет сложную структуру, обусловленную сочетанием высокочастотных отрицательных аномалий разной формы и размеров.

Позднетурнейский–ранневизейский возраст березовской свиты установлен по находкам флоры: *Lepidodendron acuminatum?*, *L. glincanum* Bisch., *Lepidodendropsis fusiformis* Tschick., в прослоях известняков фауны: *Plectogyra* cf. *antiqua* (Raus.), *Bairdla zaninac* Pocr., *B. kalugarensis* Sam., *Syringopora capitlacea* Ludw.

Полоцкая толща (C<sub>1</sub>pl) распространена в Уйско-Домбаровской подзоне в северной части Кировско-Коскульской мегаграбен-синклинали. Разрез толщи представлен, в основном, наложением лав базальтов, лейкобазальтов, андезибазальтов, реже – андезитов с редкими горизонтами лав дацитов, гиалокластитов, туфов, кремнистых туфопелитов и углисто-глинистых сланцев. Этот тип разреза распространен на южном склоне долины р. Урус-Кискен. На отдельных участках в разрезе появляется значительное количество лав андезитов, дацитов, их туфов и тефроидов. Мощность толщи варьирует от 250 до 500 м, снижаясь на участках его выклинивания до нескольких метров.

Вулканиды толщи по простиранию фациально (через тефроиды и туффиты) замещаются карбонатно-терригенными отложениями кугутыкской и карбонатно-терригенной толщ нерасчлененных, перекрывается со стратиграфическим несогласием (контакты недоизучены) отложениями каморзинской толщи, контакты с нижележащими отложениями – тектонические.

Состав пород толщи аналогичен таковому одновозрастной березинской толщи (см. описание выше).

На детальных картах остаточных аномалий площади распространения полоцкой толщи выражаются, в основном положительными аномалиями интенсивностью от 0,25 до 1,25 мГал. Магнитное поле над отложениями преимущественно отрицательное (–100–300 нТл).

Возраст полоцкой толщи по аналогии с фациально замещающими ее кугутыкской и карбонатно-терригенной толщами принят позднетурнейский–ранневизейский.

Солнечная толща (C<sub>1</sub>sl) распространена в южной части Челябинско-Суундукской подзоны, в бассейне рр. Суундук и Урус-Кискен. Породы ее слагают нижнюю часть нижнекаменноугольного разреза южной выклинки Кваркенской мегаграбен-синклинали, обнажаясь в ядрах положительных структур. Толща в основном сложена терригенно-осадочными в разной степени углефицированными породами с редкими прослоями известняков. Наиболее полный разрез наблюдается по правому берегу р. Урус-Кискен ниже пос. Энбекши (оп. р. 12). Разрез сложен переслаиванием полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников, углистых алевропелитов, углисто-глинистых сланцев. Преобладают песчаники темно-серого до черного цвета полимиктовые с разным количеством углистого вещества. Мощность толщи до 800 м.

Нижние контакты толщи тектонические и только у северной рамки листа она с размывом залегает на гранитоидах неплюевского комплекса. Контакты с вулканидами березиновской толщи – фациальные с замещением по простиранию вулканогенных пород (через тефроиды и туффиты) терригенными. Перекрывается толща без видимого несогласия известняками биргильдинской толщи.

Грубообломочные породы толщи, конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники имеют светло-серый, серый, темно-серый почти до черного цвета. Обломочный материал в них содержится в количестве 50–94 %. Форма обломков угловатая, угловато-сглаженная, изометричная, окатанная, уплощенная и линзовидная. Сортировка по размерности самая разная, но чаще плохая.

Основная масса конгломератов относится к внутрiformационным и содержит часто значительное количество обломков мягких пород: филлитов, глинистых и углисто-глинистых сланцев, алевролитов. В обломках также чаще присутствует кварц, кварциты, кремнистые породы, песчаники, реже встречаются метабазальты, полевошпат-амфиболовые сланцы, долериты, дациты, аплиты, плагиограниты и гранодиориты.

Песчаники по минералого-петрографическому составу обломков в большинстве своем относятся к семейству кварцевых граувакк, реже – граувакк. По составу обломочных пород среди них преобладают лититовые граувакки, редко встречаются кремневые и полимиктовые.

Цемент в обломочных породах по количеству и распределению относится к базальному, открытому поровому, поровому, реже к контурному и прерывистому контурному. По составу он бывает алевролитовым, алевропелитовым, глинисто-углистым, углисто-серицитовым, кварцево-серицитовым и полевошпат-кварц-серицитовым с биотитом.

Алевролиты – породы серого, темно-серого до черного цвета, состоящие в основном из кварца, кислого плагиоклаза, зерен кремнистых и кварцитовидных пород, сцементированных в разной степени серицитизированным глинистым и углисто-глинистым веществом.

Углисто-глинистые сланцы зеленовато-серого, серого до черного цвета с тонкой плитчатой отдельностью, состоят из разной степени серицитизированного глинистого вещества, углистого графитизированного, иногда слабо рутилизированного материала и примеси алевритовых частиц кварца, иногда зерен, линзочек и полос карбоната, реже – тонкоагрегатного кварца.

Вторичные изменения в породах солнечной толщи выражаются в перекристаллизации кварца с образованием регенерационных каемок, гидрослюдизации и последующей серицитизации, реже – хлоритизации цемента, зерен плагиоклаза, обломков магматических и глинистых пород. Часто в цементе встречаются новообразования турмалина.

Ассоциации вторичных минералов отвечают в основном условиям низких ступеней зеленосланцевого метаморфизма.

В геохимических составах пород толщи наблюдаются самые высокие среди всех парапород площади содержания элементов группы железа: Ni, Cr, Mn, Ti, V.

Плотность конгломератов и гравелитов – от 2,59 до 2,66 г/см<sup>3</sup>, песчаников и алевролитов – 2,69 г/см<sup>3</sup>, углисто-глинистых сланцев – 2,72 г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость колеблется от  $9 \cdot 10^{-6}$  до  $35 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС и только в редких случаях, в некоторых разновидностях песчаников поднимается до  $930 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. В поле силы тяжести в трансформанитах с радиусом от 1 до 5 км площади развития толщи представлены отрицательными аномалиями интенсивностью от 0,25 до 2 мГал. Магнитное поле над ее образованиями в основном отрицательное до –300 нТл.

На аэрофотоснимках площади развития толщи характеризуются серым, светло-серым тоном с полосчатым рисунком.

В известняках толщи микрофауна: *Brunsia cf. spirillinoides* (Grosd.), *Endothyra (Spihoendothura) ex gr. spinosa* N. Tchern., *E. (Latiendotyra) ex gr. kosvensis* Lip., *Archaediscus karrery* Brady и др. позднетурнейско–ранневизейского возраста.

С учетом находок фауны и флоры на сопредельных площадях возраст солнечной толщи отвечает интервалу от верхов турнейского яруса до жуковского горизонта виле включительно [43].

Березиновская толща (C<sub>1</sub>bz) распространена в Челябинско-Суундукской подзоне в Кваркенской мегаграбен-синклинали, преимущественно в восточном и западном ее бортах. На южной части структуры разрез толщи состоит из дацитов, андезидацитов, андезитов экструживно-лавова фации с горизонтами туфоконгломератов, туфов умереннокислого состава, вулканогенно-терригенных песчаников и углисто-глинистых сланцев мощностью от 2 до 20 м (оп. скв. 11). Вулканические породы слагают линзовидные тела мощностью до 400 м, представляющие собой экструживно-лавовые куполовидные постройки. В связи с этим эффузивы кислого и среднего состава в разрезе обычно не выдержаны и на юго-западном, и юго-восточном крыльях структуры они участками сменяются андезибазальтами, лейкобазальтами, тефроидами и вулкано-терригенными породами.

Пестрый по составу разрез имеет толща на западном крыле антиклинали. Здесь в низах его преобладают лавы лейкобазальтов, андезибазальтов, а в верхах – дациты, андезиты и тефроиды псаммитовой и псефитовой размерности. К северу количество лейкобазальтов в разрезе сокращается.

Восточное и северо-восточное крылья складки сложены в основном дацитами, риолитами, тефрогенными песчаниками, с подчиненным количеством игнимбритов, туфов кислого состава и туфоконгломератов.

Мощность толщи колеблется от 80 до 350 м, редко, поднимаясь до 500 м и, падая до нескольких метров.

Севернее, в долине р. Суундук, толща состоит исключительно из подушечных лав базальтов и лейкобазальтов. Мощность их колеблется от первых метров до 300 м.

Базальты и лейкобазальты – породы серо-зеленого, зеленого, зеленовато-серого цвета с подушечной, реже – глыбовой отдельностью. Структура в них микрозернистая, офитовая, интерсертальная, порфиристая, пилотакситовая, реже – гиалопилитовая; текстура флюидальная, миндалекаменная, реже – массивная. Они состоят из лейст альбита (An=2–5 %) или плагиоклаза, замещенного соссюритом, скоплений и псевдоморфоз актинолита, уралита и хлорита по пироксену и полностью разложенного стекла. Порфиристые разности содержат вкрапленники

плаггиоклаза размером от 0,5 до 2 мм, реже – до 3 мм (от 5 до 18 %), полностью сосюритизированного и редко моноклиального, иногда ромбического пироксена. Миндалины выполнены эпидотом, кварцем, реже – хлоритом, биотитом и карбонатом. Из акцессорных минералов обычно присутствуют апатит, сфен, редко – ильменит, магнетит и гематит.

Андезибазальты, по сравнению с лейкобазальтами, еще более обеднены темноцветной составляющей и иногда содержат в своем составе кварц.

Андезиты представляют собой породы серого, зеленовато-серого цвета, часто порфиновые с мелкими (до 1 м) вкрапленниками деанортизированного плаггиоклаза (до 10 %), реже – афировые, микрозернистые с пилотакситовой, гиалопилитовой структурой, флюидальной, трахитидной и миндалекаменной текстурой. Они состоят из лейст плаггиоклаза, замещенных альбитом, эпидотом, серицитом и стекла, превращенного в агрегат хлорита, эпидота иногда с примесью пилевидного магнетита и карбоната.

Дациты имеют светло-серую, серую, темно-серую и зеленовато-светло-серую окраску, состоят из порфировых выделений плаггиоклаза (вторичного альбита или кислого олигоклаза) размером 0,3–2 мм в поперечнике (от 5 до 15 %) и микрозернистой до стекловатой основной массы. Структура их порфировая, с микрогранобластовой, микролитовой, реже – витрофировой основной массой, текстура флюидальная, полосатая, реже – массивная и миндалекаменная.

Риодациты и риолиты отличаются присутствием во вкрапленниках кварца и большим его количеством в основной массе, а также незначительным количеством или полным отсутствием среди вторичных минералов хлорита и эпидота. Эффузивы умереннокислого и кислого состава обычно в разной степени серицитизированы и окварцованы, реже – биотитизированы.

Туфы риолитов, риодацитов имеют светло-серую пятнистую окраску и состоят из обрывков стекол с микрофельзитовой структурой и пемз. Они обычно сильно серицитизированы и окварцованы.

Вулкано-терригенные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники) представляют собой светло-серые, серые и темно-серые образования, часто с пятнистой окраской, состоящие из обломков риолитов, дацитов, андезитов, реже – кремнистых пород, микрокварцитов, кварца и андезибазальтов. Цемент в них представлен алевролитопелитовым, глинисто-пелитовым и углисто-глинистым материалом, реже – серицитом.

Тефрогенные породы отличаются более однообразным составом и меньшей степенью окатанности обломков и лучшей их сортировкой. Цемент в них того же состава, что и обломки. Преобладают тефроиды с обломочным материалом умереннокислого состава.

Вторичные минералы в большинстве описанных пород представлены альбитом, хлоритом, эпидотом, серицитом, карбонатом, кварцем, реже – актинолитом и биотитом. Ассоциации этих минералов отвечают в основном хлорит-эпидотовой, реже – актинолит-эпидотовой субфациям зеленокаменного метаморфизма.

Химические составы эффузивных пород по толщине образуют непрерывный ряд от базальтов до риодацитов с содержаниями кремнезема от 49 до 69 %. По содержанию щелочей они относятся в основном к породам с нормальной щелочностью и только среди лейкобазальтов появляются умереннощелочные разности. По соотношению щелочей преобладают составы натриевого и калиево-натриевого ряда. Содержания железа, титана и вариации коэффициента фракционирования указывают на принадлежность вулканитов толщи к известково-щелочной серии.

Геохимические составы пород толщи подтверждают принадлежность их к известково-щелочной серии. В базальтах наблюдаются очень низкие содержания элементов группы железа (Ni, Co, Cr, Mn, Ti, V) в полтора–два раза ниже кларка основных пород и высокие содержания S, Ba, Y, Zr, La. В дацитах содержания выше кларковых имеют Sr, Ba, La, Ce, V, Y. Наиболее высокие, в полтора–два раза выше кларковых, содержания редкоземельных элементов отмечаются в дацитах, их туфах и вулкано-терригенных породах Мироновского участка.

Физические свойства пород толщи варьируют в широких пределах, в зависимости от их первичного состава и вторичных изменений. Плотность базальтов, лейкобазальтов, андезибазальтов колеблется от 2,75 до 2,93 г/см<sup>3</sup>, в среднем составляя 2,8 г/см<sup>3</sup>. Плотность дацитов, риодацитов – от 2,5 до 2,58 г/см<sup>3</sup>, в среднем – 2,52 г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость в основных породах от 6·10<sup>-6</sup> до 183·10<sup>-6</sup> ед. СГС, редко – 270·10<sup>-6</sup> ед. СГС, в среднем – (20–22)·10<sup>-6</sup> ед. СГС, в умереннокислых – от 1·10<sup>-6</sup> до 5·10<sup>-6</sup> ед. СГС. На картах остаточных аномалий пояс силы тяжести (R=1–5 км) площади распространения толщи выражаются в основном положительными аномалиями интенсивностью от 0,25 до 1,25 мГал. Магнитное поле над отложениями толщи преимущественно отрицательное (от –10 до –30 нТл). Однако на отдельных участках оно приобретает дифференцированный характер и состоит из цепочек небольших положительных, реже отрицательных аномалий интенсивностью от –100 до +200 нТл, вытянутых вдоль верхнего

контакта толщи. Эти аномалии связаны с гидротермально-метасоматическими процессами, особенно сильно проявленными в кислых породах толщи.

На аэрофотоснимках, обнаженные участки пород толщи характеризуются темно-серым, серым фототонном со слабо различным структурным рисунком, отражающим следы наслоения. На площадях развития кор выветривания фототон светло-серый до белого, иногда со следами полосчато-слоистого рисунка.

Березиновская толща с переслаиванием залегает на фаунистически охарактеризованных наслоениях солнечной толщи и при выклинивании фациально замещается осадочными породами последней. В основании вышележащей биргильдинской толщи, на отдельных участках встречаются горизонты углисто-глинистых известняков с визейской микрофауной. Эти данные свидетельствуют о позднеурнейском и ранневизейском возрасте толщи.

Брединская свита ( $C_1bd$ ) занимает незначительную площадь в Копейско-Ушкотинской подзоне, в северо-восточном углу листа. Обнажения пород свиты отсутствуют и о составе ее разреза на площади можно судить только по редким шурфам. В них вскрыты выветрелые полимиктовые конгломераты с галькой туфов основного состава, реже – базальтов, андезитов, кварца, кварцитов и силицитов; полимиктовые гравелиты, песчаники, известняки и туфопесчаники. Эта ассоциация пород, скорее всего, относится к подугленосной толще свиты, широко развитой севернее за пределами площади, в Синешиханской синклинали. Мощность толщи до 400 м, полная мощность брединской свиты в указанной структуре 1 100–1 600 м, контакты березиновской свиты с нижележащей березняковской толщей тектонические, вышележащая биргильдинская толща залегает на ней с стратиграфическим перерывом.

Позднеурнейско–ранневизейский возраст свиты, установлен по фораминиферам в разрезах севернее площади.

Биргильдинская толща ( $C_1bg$ ) откартирована в долине рр. Суундук и Каинда, где самостоятельно слагает тектонические блоки Кваркенской мегаграбен-синклинали Челябинско-Суундукской подзоны и занимают небольшие площади в северо-восточном углу площади в Копейско-Ушкотинской подзоне. В кваркенской мегаграбен-синклинали фрагменты ее разреза наблюдаются по берегам рр. Крыкла, Суундук и Каинда, а также вскрыты многочисленными скважинами. Толща состоит из известняков, мраморов, вторичных доломитов с прослоями глинисто-известковистых, углисто-глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, песчаников, реже – гравелитов и конгломератов (в среднем течении р. Крыкла, за северной границей площади). Мощность толщи 400–600 м.

Наиболее протяженный разрез толщи можно наблюдать по р. Суундук, от устья р. Крыклы до пос. Октябрьского (оп. р. 8). Здесь он сложен мраморизованными и доломитизированными известняками, мраморами, доломитами и слабо перекристаллизованными известняками. У пос. Первомайского на известняках залегает пачка серо-зеленых полимиктовых песчаников и алевролитов мощностью 34 м.

В разрезах рр. Крыкла и Суундук отчетливо видно, что в основании толщи залегает пачка темно-серых углисто-глинистых известняков. Среди них преобладают органогенные (криноидные, коралловые, сиригапоровые, реже – ракушечные) и органогенно-детритовые разности, иногда с маломощными (до 2 м) горизонтами тонкослоистых углисто-глинистых пелитоморфных известняков. Мощность этой пачки колеблется от 40 до 100 м.

Выше описанной пачки почти во всех разрезах залегают серые, светло-серые известняки со слабовыраженной слоистостью. Среди них в равной степени развиты органогенные (чаще – криноидные), хемогенные и смешанные разности. В большинстве случаев они в разной степени перекристаллизованы, мраморизованы, реже – доломитизированы. В долине р. Крыклы на этом уровне разреза залегает пачка доломитов мощностью от 50 до 170 м с останцами доломитизированных криноидных известняков. Полную мощность этой пачки установить трудно, в существующих неполных разрезах она колеблется от 200 до 400 м. Общая мощность толщи составляет 400–600 м.

Плотность известняков колеблется от 2,60 до 2,75 г/см<sup>3</sup>, в среднем она равна 2,66 г/см<sup>3</sup>. Углисто-глинисто-известковистые сланцы имеют плотность 2,7 г/см<sup>3</sup>. Плотность доломитизированных и мраморизованных известняков из разреза р. Суундук (выше устья Крыклы) достигает 2,76 г/см<sup>3</sup>, доломитов – 2,83 г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость пород толще колеблется от 0 до  $20 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. На картах остаточных аномалий ( $R=1-5$  км) площади распространения толщи представлены положительными аномалиями интенсивностью 0,5–1,5 мГал. Положительную аномалию интенсивностью до 1,5 мГал, вытянутую в субмеридиональном направлении вдоль долины р. Крыкла, образуют доломиты и доломитизированные известняки, обладающие очень высокой (2,8–2,9 г/см<sup>3</sup>) плотностью. Магнитное поле на площадях развития толщи спокойное, отрицательное (от –150 до –300 нТл).

На аэрофотоснимках выходы коренных пород биргильдинской толщи характеризуются серым до светло-серого фототонном со слабополосчатым рисунком.

Образования толщи несогласно залегают на породах полоцкой толщи и брединской свиты. В известняках найдены фораминиферы: *Archaeodiscus* ex gr. *krestovnikovi* Raus., *Eostaffella* ex gr. *mosquensis* Viss., *Globolndothyra ishimica* (Raus.), *Dainelta* ex gr. *elegantula* Brazhn. и др. визейского–серпуховского ярусов.

## НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Кизильская свита ( $C_{1-2}kz$ ) распространена в Восточно-Магнитогорской СФЗ, в западной части Узельгинско-Ириклинской подзоны.

Породы свиты картируются в долине р. Мусогатки, где они в виде полосы протягиваются от южной границы площади на север до широты пос. Тасбулак. В этой полосе свита сложена известняками органогенными и органогенно-детритовыми с прослоями доломитов, сланцев глинисто-известковистых, аргиллитов, алевролитов, песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов и с линзами конгломератов в основании. В зоне гипергенеза карбонатные породы окремнены и часто превращены во вторичные кварциты. Мощность образований свиты более 600–1 000 м. В известняках обильная фауна поздневизейского–серпуховского возраста [97]. Севернее площади верхняя граница ограничена башкирским ярусом (не моложе аскынбашского времени [2]). Свита без видимого несогласия, но со стратиграфическим перерывом в фаунистических комплексах в объеме жуковско–каменноуральского горизонтов, залегают на кугутыкской и карбонатно-терригенной толщах нерасчлененных. Контакты с вышележащей чапаевской свитой – тектонические.

Каморзинская толща ( $C_{1-2}kp$ ) распространена в Уйско-Домбаровской подзоне, в Джусинско-Акжарской, Кировско-Коскульской и Джарлинско-Домбаровской мегаграбен-синклиналях.

В Джусинско-Акжарской мегаграбен-синклинали отложения толщи выполняют серию кулисорасположенных синклиналей и тектонических блоков протягивающихся от южной до северной границы площади. В составе толщи здесь преобладают известняки от темно-серого до светло-серого цвета, мраморизованные и окремненные с остатками криноидей, кораллов и брахиопод. Подчиненным развитием пользуются прослой песчаников, алевролитов, углисто-глинисто-карбонатных сланцев, калькаренитов. Мощность толщи составляет 600–1 000 м.

На образованиях кугутыкской свиты и карбонатно-терригенной толщи нерасчлененных известняки залегают несогласно с вулканитами березовской свиты, контакт тектонический (севернее площади с базальными конгломератами в основании).

В породах в этой полосе ее развития обильные комплексы поздневизейских–серпуховских брахиопод и фораминифер поздневизейского и серпуховского возраста [64].

В Джарлинско-Домбаровской мегаграбен-синклинали отложения толщи картируются в северном и южном экзоконтактах Карабутакского массива, где представлены мраморизованными известняками, мраморами и кальцифирами. Мощность их до 400 м.

В Кировско-Коскульской мегаграбен-синклинали она занимает площадь, вытянутую от долины р. Урус-Кискен до северной границы листа. Здесь в верховьях балки Бадымча и на правобережье балки Сарыадыр картировочными скважинами и шурфами в разрезе толщи вскрыто переслаивание углисто-известковых аргиллитов, алевропелитов, известняковых алевролитов, реже – мелкозернистых песчаников (калькаренитов), углисто-глинистых и пелитоморфных известняков, алевролитов, мелкозернистых полимиктовых песчаников и углисто-кремнистых пород. Иногда встречаются прослой мощностью от 0,2 до 1 м сидеритов. Слоистость в породах спокойная, чаще тонкая (от 2 до 50 мм, реже – до 1 м), иногда со следами градуирования (оп. скв. 5, 6). Южнее, на северном склоне долины р. Урус-Кискен в разрезе толщи преобладают известняки. В низах разреза севернее пос. Энбекши в известняках встречаются горизонты и целые пачки, состоящие из переслаивания пород разреза, вскрытого на правобережье балки Сарыадыр. Среди известняков толщи выделяются органогенные, органогенно-обломочные и хемогенные. Все они в разной степени претерпели перекристаллизацию с укрупнением кристаллов кальцита. Основную часть толщи слагают умеренно и сильно перекристаллизованные известняки, утратившие первичные черты своего строения и часто переходящие в мраморы. Мраморизация часто сопровождается процессами осветления пород, в результате появляются все переходы от серых слабо или умеренно перекристаллизованных известняков до пятнистых, светло-серых и чисто белых мраморов.

Мощность отложений до 1 000 м.

Углисто-известковые аргиллиты, алевропелиты, известняковые алевролиты (калькарениты)

представляют собой породы полосатой окраски, от серого до темно-серого и черного цвета, с микрозернистым и тонкозернистым строением, с тонкой слойчатостью и плитчатой отдельностью.

Калькарениды состоят из обломков уплощенной формы углисто-глинистых известняков алевритовой, реже – псаммитовой размерности. Цемент в них контактовый или поровый, представлен глинистым или углисто-глинистым материалом. Встречаются слойки от 2 до 20 мм темно-серых пелитоморфных известняков, также содержащих примесь глинистого и углистого материала.

Все породы этой группы претерпели метагенез и превращены в углисто-известково-глинистые и углисто-глинисто-известковые сланцы. Довольно часто наблюдается замещение глинистого материала серицитом, перекристаллизация с укрупнением зерен карбоната, перераспределение углистого вещества, реже – появление порфириобласт хлоритоида, биотита и турмалина.

Песчаники толщи состоят из зерен плагиоклаза (олигоклаза № 10–12) – 60–80 %, кварца – 8–15 %, обломков известняков – 5–10 % и кремнистых пород – до 3 %. Цемент в них базальный до открытого порового, представлен углисто-глинисто-известковым материалом, а в филлитизированных разностях – углисто-карбонат-серицитовым.

Ассоциация вторичных минералов в породах толщи, представленная серицитом, кварцем, карбонатом и хлоритоидом, распространена в основном вдоль зон крупных разломов и тектонических покровов. По минеральному составу и тесной связи со складчато-разрывными деформациями она отвечает хлорит-серицитовой (филлитовой) ступени динамометаморфизма.

В геохимических составах пород толщи наблюдаются высокие содержания в 2–5 раз, иногда в 10 раз превышающие кларк карбонатных пород, элементов группы железа (V, Co, Ni, Cr, Mn, Ge). Повышенные содержания, относительно кларковых, имеют также элементы редкометалльной группы (Sn, Mo, W, Be, Nb, Li, La). Ниже кларковых имеют содержания Sr, P, Y, Au [57].

Физические свойства пород толщи в основном так же как в породах карбонатно-терригенной толщи. На картах остаточных аномалий поля силы тяжести ( $R=1-5$  км) площади распространения пород толщи представлены отрицательными аномалиями интенсивностью от 1,25 до 3 мГал. Исключение представляет площадь, расположенная в верховьях балки Бадымча, которая располагается в пределах положительной аномалии (до 1,25 мГал). Последняя, скорее всего, связана с нижележащими плотными породами, возможно, с базальтоидами полоцкой толщи или габброидами коскульского комплекса. Магнитное поле на площадях развития толщи в основном спокойное, отрицательное (от  $-200$  до  $-300$  нТл) и только в верховьях балки Бадымча оно становится положительным. Выявленная здесь положительная аномалия интенсивностью до 40 нТл имеет подковообразную форму и плохо коррелируется с распространением литологических разностей пород на поверхности. Последние обладают очень низкой магнитной восприимчивостью и не могут служить причиной указанной аномалии. Скорее всего, она вызвана наличием здесь на небольшой глубине интрузивного тела габброидов коскульского комплекса.

Каморзинская толща без видимого несогласия, но со стратиграфическим перерывом перекрывает отложения полоцкой, кугулыкской и карбонатно-терригенных толщ нерасчлененных. В известняках выявлена микрофауна: *Endothyra* cf. *alviterna* Durck., *Globoendothyra ichimica* (Raus.), *Archaediscus spiroides* Pop. В легенде Уральской серии листов ГК-1000/3 толща отнесена к верхневизейскому подъярису–башкирскому ярусу нижнего–среднего карбона (верхи жуковского–низы асатауского горизонтов) [2, 43].

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Чапаевская свита ( $C_2\text{чр}$ ) выделена в Узельгинско-Ириклинской подзоне у западной границы листа, на водоразделе рр. Караганка и Мусогатка. Породы ее занимают полосу шириной 200–300 м, вытянутую вдоль границы площади на 5 км. В горных выработках, пройденных на этой площади, разрез свиты состоит из переслаивания алевролитов, аргиллитов, песчаников, углисто-глинистых сланцев и известняков. Предположительно, эта ассоциация пород относится к нижней части разреза свиты, нижнечапаевской подсвите, распространенной западнее, на сопредельной территории.

Полная мощность свиты на указанной территории 300–450 м. Возраст ее по комплексам фораминафер, найденных западнее площади – сюранский–асатауский горизонты башкирского яруса [51].

Уртазымская свита ( $C_2\text{ур}$ ) выделена в Узельгинско-Ириклинской подзоне в самой северной части Ириклинской мегасинклинали у северной рамки листа. Участок выделен при увязке листа с сопредельной с севера площадью.



По данным А. В. Тевелева разрез свиты, представлен известковистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями известняков. Мощность отложений на изученной площади предположительно не превышает 200 м. Возраст свиты охарактеризован севернее площади фораминаферами верейского–каширского подъярусов московского яруса.

## МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

### ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Отложения юрского возраста известны только в юго-западном углу листа в Орской депрессии и представлены континентальными образованиями среднего отдела.

К среднему отделу в серийной легенде относятся свиты: орская и романкульская. На рассматриваемой территории палеонтологических данных для подобного расчленения нет и наряду с этим разрезы свит по литологическим признакам имеют большое сходство между собой.

### СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Орская и романкульская свиты нерасчлененные ( $J_2or-rm$ ) представлены алевролитами и слюдистыми глинами зеленовато-серого и темно-серого цвета с прослоями углистых глин, линзовидными стяжениями сидеритов, песчаниками, песками и галечниками, пластами бурых углей. В темно-серых глинах отмечены маломощные прослои лигнитов. Мощность свит достигает 165 м. Разрез отложений юры изучен по керну скважин. Фациальный состав орской и романкульской свит изменчив и доминирующую седиментацию выделить сложно, вероятно, процессы озерного и озерно-аллювиального осадконакопления по интенсивности были равны.

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Алапаевская толща ( $K_1ap$ ) выявлена на незначительной площади восточнее устья реки Жаман-Акжар, представлена так называемыми «беликами» – отложениями несортированного материала, состоящего из глинистого песка, глин с обломками окремненных известняков, галечников и конгломератов. Формирование характеризуемых отложений, вероятно, происходило путем сноса горными потоками и реками рыхлого обломочного материала в карстовые воронки и промоины, образовавшиеся при выщелачивании известняков. Мощность «беликов» непостоянна, ее значения находятся в интервале от 3 до 60 м. Возраст принят по аналогии с выделенными на соседней площади образованиями мелового возраста, выполняющими древние карстовые депрессии, и в соответствии с Уральской серийной легендой.

## МЕЗОЗОЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Нерасчлененные мезозойские образования представлены корой выветривания и, хотя они не являются стратифицированными образованиями, описание их, обычно, приводится в главе «Стратиграфия».

Мезозой нерасчлененный распространен повсеместно и представлен **корой выветривания (MZ) площадного и трещинно-линейного типов**. Первая наблюдается на всех более древних породах, за исключением районов интенсивного проявления неотектонических процессов, и в долинах рек. Средняя мощность площадной коры выветривания равна 15–30 м, на интенсивно эродированных площадях современных поднятий – 5–7 м. Кора выветривания трещинно-линейного типа в «чистом» виде наблюдается редко и связана постепенным переходом с площадной. Четко выраженная кора этого типа отмечается в зонах регионального разломов, в тектонически ослабленных зонах и в зонах мелких нарушений. Таким образом, четко прослеживается прямая связь мощности с особенностями тектонического строения палеозойского фундамента. Мощность кор трещинно-линейного типа достигает 100–120 м. В обоих случаях, в самом общем виде, в корах выветривания выделяется три зоны (снизу вверх): дезинтеграции, выщелачивания и охр.

По минералогическому составу в районе выделяется несколько профилей выветривания: нонтронитовый, силицифицированный, охристо-глинистый и гидрослюдистый. Первые два

приурочены к ультраосновным породам, остальные встречаются на породах кислого, среднего, основного состава и метаморфических образованиях.

По вещественному составу выделяются следующие коры выветривания:

- кора выветривания пород гранитоидного ряда, гнейсов, вулканитов кислого состава;
- кора выветривания по интрузивным, эффузивным и пирокластическим породам основного и среднего состава;
- кора выветривания по ультрабазитам;
- кора выветривания по сланцам;
- кора выветривания по известнякам.

*Кора выветривания по породам гранитоидного состава* имеет значительное развитие и представлена в основном площадным типом. Она перекрывает примерно две трети всей площади гранитных массивов и почти целиком все участки развития гранитоидных пород, гнейсов и вулканитов кислого состава. Строение коры выветривания по кислым породам представляется в следующем виде (снизу вверх):

- дресвяные образования зоны дезинтеграции ..... 1–1,5 м
- дресвяно-гидрослюдистые образования ..... 10–20 м
- гидрослюдисто-каолининовые образования ..... 10–15 м
- каолининовые глины ..... 15–20 м
- охристо-каолининовые глины ..... до 4 м

Характерным для коры выветривания кислых пород является присутствие циркона, монокита, ксенотима, граната и ильменита.

Спектральными анализами установлены незначительно повышенные по сравнению с коренными породами содержания ванадия, меди, циркония, стронция, реже – бериллия, ниобия и редкоземельных элементов. В общем случае содержание всех микроэлементов за исключением свинца, кобальта и никеля возрастает снизу вверх по разрезу.

*Кора выветривания по основным и средним интрузивным породам*, эффузивам и их туфам развита почти повсеместно на площадях развития этих пород. Типичный разрез этого типа коры выглядит следующим образом (снизу вверх):

- зона дезинтеграции ..... 8 м
- гидрослюдисто-монтмориллонитовая и каолинит-монтмориллонитовая зона ..... до 13 м
- охристо-каолининовая зона, сложенная красными, малиново-красными глинами ..... первые метры

Кора выветривания по туфам среднего состава обычно сиреневого цвета. Для кор выветривания по metabазальтам характерны новообразования карбонатов в виде тонких прожилков. Спектральными анализами установлено увеличение по сравнению с коренными породами содержания следующих элементов: никеля, меди, свинца, цинка, ванадия.

*Кора выветривания по серпентинитам* развита на всех ультрабазитовых массивах района и представлена площадным и трещинно-линейным типами. Характеризуется наличием следующих зон (снизу вверх):

- зона дезинтегрированных карбонатизированных серпентинитов ..... до 50–70 м
- наиболее развитая зона выщелоченных серпентинитов ..... 15–20 м
- зона нонtronитовых глин ..... 1–5 м, редко – 8 м
- зона охристо-кремнистых пород ..... 3–5 м

С продуктами разложения серпентинитов связаны повышенные, до промышленных, концентрации никеля и кобальта.

*Кора выветривания по сланцам* представлена (снизу вверх):

- дезинтегрированными породами ..... 2–3 м
- светлоокрашенными каолининовыми и каолинит-гидрослюдистыми глинами ..... 12–20 м
- серыми, желтыми, розовато-коричневыми обохренными глинами ..... 2–3 м

*Кора выветривания по известнякам* пользуется в данном районе ограниченным распространением. Наблюдается только силицифицированный профиль коры выветривания. Окремнение известняков носит гипергенный характер и проявляется в виде густой сети тонких опалово-халцедоновых прожилков, заполняющих трещины отдельности породы либо в частичном (или полном) замещении кремнем по массе. Возраст коры выветривания разными авторами трактуется по-разному, но большинство исследователей считают возраст максимального корообразо-

вания позднеэретским–раннемеловым. Незначительные по масштабам эпохи корообразования существовали и позднее, а на открытых участках эти процессы продолжают и поныне.

Авторами данной объяснительной записки возраст основного корообразования принят как мезозойский.

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кайнозой картируемой территории представлен палеогеновой, неогеновой и четвертичной системами.

### ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

#### ЭОЦЕН

Казацкая свита ( $P_2kz$ ) представлена кварцевыми разномелкозернистыми песками желтого и ржаво-бурого цвета с горизонтальной и кривой слоистостью. В верхней части разреза залегают кварцевые песчаники, ожелезненные мощностью до 1,5 м.

Мощность отложений до 18 м.

Отложения среднего эоцена залегают с размывом на палеозойских породах и коре выветривания мезозойского возраста. Генезис отложений казацкой свиты озерно-аллювиальный. Возраст устанавливается по отпечаткам листьев, характерным для ксерофитной флоры верхнего эоцена.

### НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

#### МИОЦЕН

Образования данного подразделения представлены чаграйской и наурзумской свитами.

Чаграйская свита ( $N_1cg$ ) характеризуется локальным развитием. Представлена развалами перлювия в западной части площади, преимущественно в Восточно-Уральской СФцЗ. В составе свиты кварцевые песчаники грубо и среднезернистые, конгломераты и брекчии на железистом цементе. Кластический материал представлен угловатыми и окатанными обломками кварца, яшмовидных пород и кварцитов. В песчаниках встречаются редкие остатки кремневой и ожелезненной древесины. Образования чаграйской свиты залегают на мезозойской коре выветривания или более древних породах. Возраст свиты определен по литологическому сходству с флористически охарактеризованными образованиями в Тургайской впадине.

Мощность отложений до 3 м.

Наурзумская свита ( $N_1nr$ ) развита на водоразделах рек Мусогатка–Караганды, Базарбай–Жалдыбай, Джуса–Жаман-Акжар. На поверхности образования свиты встречаются в балке Аксукпай, в остальных случаях – вскрыты скважинами. Свита представлена песками глинистыми разномелкозернистыми голубовато-серыми; глинами серовато-белого цвета с прослоями кварцевых галечников. Иногда в глинах отмечаются линзы лигнитов и тонкие прослойки угля. В верхней части разреза обычно залегают пестроцветные глины (с преобладанием голубых, зеленых, красных, охристо-желтых оттенков), часто пятнистой текстуры. Литологический состав позволяет предположить озерный или озерно-аллювиальный генезис образований наурзумской свиты. Залегают свита на мезозойской коре выветривания, перекрывается отложениями средне-го–верхнего миоцена. Возраст свиты принимается по положению в разрезе и по аналогии с породами в карьере у пос. Речной, содержащими флору этого возраста.

Мощность отложений до 15 м.

Светлинская свита ( $N_1sv$ ) как и вышеописанные образования миоцена залегают преимущественно в западной части площади. На востоке отложения свиты встречаются лишь на междуречье Джарлы и Урус-Кискена в виде небольших участков овально-вытянутой формы. Светлинская свита, представлена озерными образованиями: преимущественно зеленовато-серыми глинами с линзами и прослоями разномелкозернистых песков. В глинах отмечаются кристаллы и маломощные пласты гипса. Средняя часть разреза нередко представлена характерными образованиями, состоящими из аргиллитоподобных малиново-красных глин, пронизанных разнонаправленными голубовато-серыми прослоями, и большого количества железисто-марганцовистых бобовин и обломков кремнистых пород. В основании разреза обычно залегают серые обожженные глины, иногда разрез свиты заканчивается песчано-гравийно-галечным горизонтом.

Галька кварцевая, хорошо окатана. В других случаях наблюдается постепенный переход от светлинской свиты к наурзумской через голубоватые, зеленоватые или пестрые глины. Перекрывается светлинская свита четвертичными суглинками или отложениями кустанайской и жиландинской свит. Возраст дан в соответствии с легендой Уральской серии.

Мощность свиты до 30 м.

## ПЛИОЦЕН

Жиландинская свита ( $N_2\check{z}l$ ) широко распространена на площади листа. Это образования озерного генезиса, приуроченные к водораздельным пространствам, гипсометрический уровень которых превышает отметку 330 м. Изучены по керну скважин и в естественных обнажениях. Представлены глинами пестроцветными, красно-коричневыми и кирпично-красными вязкими, интенсивно загипсованными, прослоями песков. В нижней части разреза присутствует железистый и железисто-марганцовистый бобовник. В верхнем слое глина карбонатизирована. Описанные отложения согласно залегают на образованиях светлинской свиты и с размывом – на мезозойской коре выветривания, рифейских и палеозойских породах. Возраст свиты, определен по положению в разрезе и в соответствии с легендой Уральской серии.

Мощность отложений невыдержанная и меняется от 5 до 42 м.

Кустанайская свита ( $N_2ks$ ). Отложения свиты на территории листа развиты фрагментарно и связаны, вероятно, с реликтовыми участками плиоценовой речной сети, находясь на водоразделах и склонах речных долин Суундука, Ташлы, Бол. Кумака. Литологический состав свиты представлен суглинками и глинами бурыми и красно-бурыми с гравием и прослоями песков. Зерна гравия хорошо окатаны, отмечаются практически по всему разрезу. Свита залегают на мезозойской коре выветривания и на образованиях миоценового и палеозойского возраста. Перекрывается четвертичными отложениями различного генезиса. Возраст свиты дан с учетом изменения границы квартера в общей Стратиграфической шкале (МСК, 2008, 2012, с дополнениями 2013).

Мощность отложений от 5 до 15 м.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

На площади листа образования четвертичной системы принадлежат Уральской СФцЗ в пределах Урало-Гумбейского района. С разной степенью достоверности в квартере выделены стратиграфические подразделения от эоплейстоцена до голоцена. Образования четвертичной системы представлены многочисленными генетическими типами. Наибольшее развитие на площади получили породы стратона «Элювий и делювий» нерасчлененного квартера и делювий различного возраста. Аллювий часто занимает незначительные по величине площади, что в масштабе карты затрудняет его раздельное изображение на разных террасовых уровнях. Поэтому на карте объединены аллювий русла и пойм, а также аллювий пойм и первой надпойменной террасы.

## ПЛЕЙСТОЦЕН

### ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ ЗНЕНО

*Лёссовид и элювий почвенной фации* ( $L, e_p Q_{E-}; L, e_p E-I^*$ ) выделяются в западной части листа и небольшим участком – в северо-восточной. К отложениям толщи отнесены лёссовидные суглинки, глины буровато-коричневые песчанистые, известковистые; суглинки с прослоями полимиктовых песков, с постоянной примесью известковистых стяжений и хорошо окатанной гальки кремней, яшмоидов, кварца. Образования толщи с размывом залегают на всех более древних образованиях, перекрываются аллювием третьей надпойменной террасы и покровными суглинками и супесями элювиального и делювиального генезиса.

Мощность толщи достигает 50 м.

**Лозьвинский горизонт.** *Делювий и аллювий* ( $d, \alpha Q_{E-}; d, \alpha E-IIz$ ) закартированы на границе с листом М-41-1 и приурочены к склону долины реки Акташка. Представлены они ярко-коричневыми и буровато-рыжими гидрослюдистыми глинами, содержащими мелкие железистые бобовинки, а в основании разреза – валуны и галька. Залегают они на отложениях разного

\* Индекс подразделения на карте четвертичных образований.

возраста: от палеозоя до плиоцена, но в основном – на мезозойской коре выветривания. Возраст дан по положению в рельефе и в соответствии с серийной легендой Южного Урала.

Мощность образований от 10 до 30 м.

## НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

### Нижнее звено

**Чернореченский и карпийский горизонты.** *Черноскутовский аллювий пятой надпойменной террасы* ( $\alpha^5 Q_{II}$ ;  $\alpha^5 I \check{c}k$ ) развит на водоразделах и в долинах рек Карабутака и Караганды. Отложения террасы изучены по керну картировочных скважин и в обнажениях на склонах долин рек на соседних листах. Участки развития древнего аллювия располагаются на 30–40 м выше уреза воды. Нижняя часть аллювиального комплекса складывается русловыми образованиями: гравием, галечниками и песками. Гравий и галечники преобладают в разрезе, они состоят из обломков кварца, кремней, реже – вулканических пород. Пески серые, темно-серые с различной сортировкой и окатанностью зерен, преимущественно кварцевые. Мощность русловых отложений до 8 м.

Верхнюю часть разреза составляют пойменные образования. Состоят они из супесей, глин и песков серого, зеленовато-серого, светло-серого цвета. Глины в отдельных прослоях песчаные, иногда с обуглившимся растительным детритом. Пески крупнозернистые, реже мелкозернистые, глинистые с карбонатными стяжениями. Мощность образований верхней части комплекса до 10 м.

Отложения черноскутовской террасы залегают с размывом на плиоценовых образованиях или на коре выветривания мезозойского возраста. Перекрывается аллювиальный комплекс средне-верхнеоплейстоценовыми суглинками (делювиальная составляющая) и эловыми песками голоценового возраста. Раннеоплейстоценовый возраст и принадлежность характеризуемых образований к черноскутовской террасе определены по положению в рельефе, литологическому составу и в соответствии с серийной легендой Южного Урала.

Общая мощность аллювия до 18 м.

### Нижнее–верхнее звенья

*Элювий и делювий* (e,dl–III) откартированы на границе с листом N-40-XXXVI, где покрывают сплошным чехлом пологовыпуклые вершины и пологие склоны, приуроченные к крупным положительным морфоструктурам. Залегают на коренных породах, иногда налегают на среднеоплейстоценовый элювий. Представлены коричневыми суглинками с прослоями и линзами песков, с бобовинами бурого железняка, гидроокислов марганца и белого карбоната, щебенниками.

Мощность варьирует от 3 до 6 м.

### Среднее звено

**Ницинский и леплинский горизонты.** *Аллювий третьей надпойменной террасы* ( $\alpha^3 Q_{III}$ ;  $\alpha^3 II \check{c}c+I p$ ). Эти отложения формируют третью надпойменную террасу в долинах рек Суундук, Джуса и Джарлы, где вскрыты скважинами и шурфами. Аллювиальные образования сложены желтыми и охристо-желтыми крупнозернистыми песками с гравием и галькой. В составе обломков преобладают кремни и кварц, реже встречаются галька и гравийные зерна песчаников, известняков и других осадочных пород. Пески полимиктовые, в отдельных линзах – кварцевые. Верхняя часть аллювия (пойменная фация) представлена суглинками и супесями желтовато-коричневой и желтовато-серой окраски, местами песчанистыми.

Аллювий залегают с размывом на мезозойской коре выветривания и на коренных отложениях палеозоя, перекрывается согласно аллювием стрелецкого и ханмейского горизонтов в долине реки Суундук, в остальных случаях находится под маломощным чехлом покровных супесей и суглинков.

Мощность отложений изменяется от 5 до 10 м.

Возраст отложений определяется костными остатками *Bison sp.*, *Elephas cf. armeniacus* Falc., *E. aff. tongonteri* Pohl., *Megaloceros sp.*, собранными В. С. Шарфманом на левом берегу реки Суундук, в 1 км восточнее западной рамки планшета (в настоящее время эта местность находится в пределах акватории Ириклинского водохранилища). По определению Э. А. Вангенгейм эти животные – представители фауны первой половины среднего плейстоцена [12].

В отложениях обнаружены россыпи золота.

**Среднеуральский надгоризонт.** *Делювий и лимний нерасчлененные (d, lllsr)* распространены в межгорных впадинах и предгорьях, где слагают полого-увалистые равнины и плато. Они представлены суглинками и супесями коричневато-бурыми, буровато-желтыми, карбонатными, иногда черными, тонко или неясно-слоистыми, с включениями щебня и дресвы, и линзами супесей и песков, лёссовидные. В рельефе образуют плоские поверхности иногда с остаточными изометричными западинами, в том числе с открытой водой. Залегают на дочетвертичных породах. Их можно считать нерасчленяемыми, так как их аккумуляция происходила в процессе сноса обломочного материала в понижения, занятые озерами, в период, когда реки не функционировали, и озерные фации отчасти смешивались с гравитационными обломочными. В основном озерные фации присутствуют в верхних частях разреза.

Мощность 3–10 м.

### Среднее–верхнее звенья

*Делювий и аллювий (d, aQ<sub>II–III</sub>; d, aII–III)* слабодифференцированным чехлом перекрывают сближенные уровни второй и третьей надпойменных террас и их пологие склоны, а также выполняют высокопорядковые эрозионные ложбины, сопряженные с этими уровнями. Они представлены бурыми и красноватыми лёссовидными суглинками с линзами и горизонтами песков, щебенников, галечников, иногда – маршаллитов. В целом связаны с древними пологими долинами, переработанными позднеплейстоценовой–голоценовой речной сетью.

Мощность пород до 5–7 м.

*Делювий (dII–III)* развит широко на площади и слагает склоны речных долин рек Мусогатка, Джуса, Караганка, Джарлы и их притоков, а также заполняет многочисленные балки временных водотоков. Комплекс данных образований сложен песками, песчаными глинами, суглинками, часто известковистыми со щебнем выветрелых подстилающих пород, супесями.

Мощность до 5–15 м.

Отложения вмещают месторождения кирпичных глин, строительного песка.

*Десертций (drII–III)* отмечается на севере листа на границе с листом N-40-XXXVI на склонах активных поднятий и на крутых склонах древних долин. Представлен суглинками, супесями, щебнем, дресвой, образующими разные склоновые фации – от серий небольших оползневых тел, созданных грубыми кластитами в суглинистом матриксе, до мелкоземных пачек, с параллельной склону слоистостью и малоамплитудными деформациями течения и срыва.

Мощность 2–3 м.

*Элювий и делювий (e, dII–III)* развиты незначительно на водоразделах восточной и северной частей листа и приурочены к пониженным участкам водораздельных склонов и долин малых рек. Представлены суглинками запесоченными, с дресвой и щебнем, содержание которых увеличивается к низам разреза, глинами, супесями. Налегают с большим стратиграфическим переывом на любые нижележащие породы.

Мощность отложений от 1,5 до 6 м.

### Верхнее звено

**Стрелецкий и ханмейский горизонты объединенные.** *Аллювий второй надпойменной террасы (a<sup>2</sup>Q<sub>III</sub>; a<sup>2</sup>IIIst+hn)* распространен на всей описываемой территории. Он приурочен к долинам рек Суундук, Урус-Кискен, Айдырля, Большой Кумак и Джарлы, где прослеживается преимущественно по их левым берегам. На остальных реках данные образования неясно выражены и представлены небольшими участками.

В основании террасы залегают крупнозернистые и грубозернистые пески и галечники. Выше по разрезу пески сменяются более тонкими разностями буровато-желтого цвета. Верхняя часть разреза представлена бурыми супесями, суглинками, алевролитами и песками с тонкими линзочками мелкого гравия.

В образцах из пойменной фации данной террасы реки Большой Кумак обнаружен спорово-пыльцевой спектр степного типа. Пыльца древесных пород составляет 5–28 %, среди них пыльца хвойных *Pinus subgen. diploxylon*, *P. sylvestris* и мелколиственных *Betula pendula*. В травянистой части спектра преобладают степные формы – *Artemisia* (26–42 %) и *Chenopodiaceae* (5–23 %). Из спор определены папоротники *Polypodiaceae* (2 %) и мхи *Sphagnum sp.*, *Bryales sp.* (2,5 %) [52].

Мощность аллювиальных образований второй надпойменной террасы 10 м, редко достигает 20 м.

К данным отложениям приурочены россыпи золота.

**Невьянский и полярноуральский горизонты объединенные.** *Аллювий первой надпойменной террасы* ( $\alpha^1 Q_{III}$ ;  $\alpha^1 III_{nv+ru}$ ) образует тела террас большинства рек площади. Отложения представлены преимущественно разнозернистыми песками с линзами гравия, галечников и алевроитистых глин, а также суглинками и супесями в верхней части разреза. Залегают с размывом на среднелепесточном аллювии или на коренных породах.

Мощность отложений до 25 м.

Возраст отложений первой и второй надпойменных террас взят по аналогии с террасами реки Кумак, где А. В. Кузнецовым [60] была собрана фауна моллюсков: *Succinea pfeifferi* Rossm., *Planorbis planorbis* L., *Paraspira leucostoma* Mill., *Segmentina nitida* Mull., *Valvata piscinalis* Mull., характеризующая верхнечетвертичные осадки.

Отложения вмещают месторождение строительного песка.

**Североуральский надгоризонт.** *Делювий* ( $dIII_{sv}$ ) перекрывает верхние части склонов речных долин и выполняет понижения рельефа на низких поверхностях выравнивания. Картируется на склонах долин рек Сундук и Айдырля. Состав отложений зависит от состава материнских пород. В зоне развития коры выветривания и плиоценовых глин делювиальные образования представлены бурыми и буровато-серыми суглинками, супесями со щебнем, и часто в основании разреза – бурыми глинами. В местах максимального распространения делювиальные комплексы образуют своеобразный полого-наклонный выположенный рельеф, и содержат не только чистый делювий, но и множество переходных делювиально-поточных и делювиально-элювиальных фаций.

Мощность делювия непостоянна и увеличивается к основанию склона до 10 м.

#### ПЛЕЙСТОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

*Элювий* ( $eP$ ) распространен ограничено в северной части территории на границе с листом N-40-XXXVI. Покрывает вершины пологих возвышенностей в пределах крупных положительных морфоструктур. Отложения представлены дресвой, суглинками, глинами с частыми выходами коренных пород.

Мощность отложений 3–7 м.

#### ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

**Невьянский и горбуновский горизонты.** *Аллювий пойм и первой надпойменной террасы* ( $\alpha Q_{III-n}$ ;  $\alpha III_{nv+Hgr}$ ), которые в масштабе карты затруднительно показать изолированно, откартированы в долинах рек Якши-Акжар и Ташла. Представлены глинами, песками, торфяниками, галечниками, суглинками, слагающими русловые отложения, пойменные и режевскую террасы.

Их суммарная мощность достигает 4–6 и более метров.

*Делювий и аллювий* ( $d, \alpha Q_{III-n}$ ;  $d, \alpha III_{nv+Hgr}$ ) откартированы в долине реки Якши-Акжар. Они выполняют долины сухих балок и оврагов, а также слабо разработанных эрозионных ложбин, соответствующих по уровню пойме и первой террасе речных долин. Имеют, как правило, небольшую ширину и выполнены потоковыми и склоновыми образованиями. Обычно возникают неоднократно на одних и тех же местах, заполняя и размывая одни и те же ложбины. Отложения представлены песками, суглинками, глинами, гравийниками, торфяниками, иногда с линзами щебня.

Мощность до 3–5 и более метров.

#### ГОЛОЦЕН

**Горбуновский горизонт.** *Лимний* ( $LHgr$ ) выполняет современные озерные ванны и пляжи. На севере площади пляжи сложены песками, днища – иловатыми глинами, илами и сапропелем. На юге лимний образован в суффозивных западинах в долине р. Баузда. Осадки дна этих озер представлены преимущественно сапропелем, а прибрежная часть – низинными торфяниками, образованными отмирающей болотной растительностью.

Общая мощность озерных образований 2–2,5 м.

К образованиям лимния приурочены проявления торфа.

*Эолий* ( $vHgr$ ) распространен в южной части описываемой площади, в районе рек Карабутак, Джарлы, Карагачка, где плащеобразным чехлом покрывает четвертичные и дочетвертичные отложения на различных гипсометрических уровнях и формах рельефа. Представлен мелкозер-

нистыми и среднезернистыми кварцевыми, реже с примесью полевых шпатов, песками, хорошо сортированными и окатанными, бурого цвета. Возраст принят голоценовым на основании того, что золотые пески залегают на террасовых отложениях рек Карабутак и Караганды.

Мощность образований до 3 м.

*Аллювий русла и пойм* ( $aQ_n$ ;  $aHgr$ ) выделен во всех районах описываемой территории. Представлен песками, супесями, суглинками, глинами, гравийниками, галечниками. Слоистость и сортировка разностей, слагающих комплекс, не наблюдается. Аллювий залегают на отложениях первой террасы.

Мощность отложений до 10 м.

С этими отложениями связаны титан-циркониевые россыпи и россыпи золота.

*Делювий и аллювий* ( $d, aQ_n$ ;  $d, aHgr$ ) развиты в многочисленных современных оврагах и балках. Они представлены в основном суглинками, супесями, часто со щебнем, состав которых связан с составом подстилающих пород. Количество и размер обломочного материала зависит от изменчивости рельефа днищ балок и оврагов.

Мощность их не превышает 4 м.

Вмещают титан-циркониевые россыпи.

**Горбуновский горизонт. Нижняя часть.** *Аллювиальные образования высокой поймы* ( $aQ_n$ ;  $aHgr^1$ ) прослеживаются на площади по правобережью рек Карабутак и Большой Кумак. Представлены бурыми супесями и суглинками, желтовато-серыми среднезернистыми песками. В основании отмечаются гравийно-галечниковые прослои и линзы. Аллювий высокой поймы залегают на отложениях первой террасы, на 2–2,5 м выше низкой поймы.

Мощность отложений 2–4 м.

**Горбуновский горизонт. Верхняя часть.** *Аллювиальные образования русла и низкой поймы* ( $aQ_n$ ;  $aHgr^2$ ) прослеживаются по обоим берегам рек Карабутак и Большой Кумак. Русловые отложения представлены гравием и галечниками из местных пород с песчаным наполнителем, а аллювий пойменной фации – супесями, суглинками с прослоями песков.

Общая мощность отложений не превышает 5 м.

*Техногенные отложения* ( $tHgr^2$ ) связаны с хозяйственной деятельностью человека. Это отвалы карьеров, насыпи шоссе и железных дорог, плотины на реках, покрытия улиц городов и поселков, свалки. Отложения представлены щебнем, суглинками, песками с гравием и галькой. Общая мощность техногенных образований до 20 м, наибольшей из которых обладают образования кварцевых карьеров вблизи пос. Речной.

## КВАРТЕР НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

*Элювий и делювий* ( $e, d$ ) нерасчлененные выделены на всей описываемой территории и покрывают маломощным чехлом дочетвертичные образования в верхних частях водораздельных склонов, среди других генетических типов доминируют. Развиты в виде сплошного чехла непостоянной мощности и представлены песками, серыми и бурыми суглинками и глинами со щебнем местных коренных пород.

Мощность достигает 10 м.

*Элювий* ( $e$ ) выделяется на всей описываемой территории и распространен в виде изометричных плащеобразных покровных образований и узких полос сложной конфигурации, в пределах наиболее приподнятых участков междуречий, на поверхности водораздельных пространств, где угол наклона поверхности не превышает 2–3°. Состав элювия связан с составом пород, по которым он развивается. В основном отложения представлены песчанистыми глинами, суглинками со щебнем и дресвой.

Мощность элювия различна – в среднем до 2,5 м.



## ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные породы в пределах листа занимают довольно значительные площади и слагают многочисленные, различные по форме и величине массивы широкого возрастного диапазона, часто полихронные и полиформационные.

Этапы магматической деятельности в значительной мере подчинены тектонической эволюции территории. Исходя из этого, выделяются следующие возрастные группы интрузий: среднеордовикско–силурийские, девонско–раннекаменноугольные и раннепермские.

### СРЕДНЕОРДОВИКСКО–СИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Чебаркульско-казбаевский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый** выделяются в пределах Восточно-Уральского мегаантиклинория (Восточно-Магнитогорская и Алапаевско-Адамовская СФЗ), где представлен несколькими небольшими по площади массивами трассирующими крупные Восточно-Крыклинский и Айдырлинско-Мироновский и более мелкие разломы. В северной части листа породы комплекса слагают южное окончание крупного (Айдырлинского) массива.

Комплекс двухфазный. *Первая фаза* представлена аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами ( $\Sigma O_2ck_1$ ); *вторая фаза* – габбро ( $vO_{2-3}ck_2$ ) и метагаббро ( $v'O_{2-3}ck_2$ ). Массивы комплекса часто имеют неправильную форму. В контактовых зонах серпентиниты часто перекристаллизованы или гидротермально переработаны в тальк-карбонатные породы. Габбро и метагаббро отличаются степенью изменения. Пироксены в них замещены актинолитом и хлоритом, иногда амфиболом, плагиоклазы – пелитизированы и серицитизированы. Широко проявлены катаклаз и рассланцовка. Массивы окаймляются вулканитами среднедевонской айдырлинской толщи и отложениями рымникской, маячной свит и энбекшинской толщи, а также метаморфическими породами яршаллинской толщи. Контакты серпентинитов, тектонические и экстррузивные.

Время первичного внедрения ультрамафитов чебаркульско-казбаевского комплекса в верхние горизонты земной коры принимается среднеордовикским и связывается со стадией рифтогенеза. Одним из подтверждений этого служит тот факт, что нижнесилурийские породы в тектонических отторженцах не несут каких-либо следов ороговикования. При последующей тектонической эволюции серпентиниты как пластичные и низкоплотностные образования, по-видимому, могли неоднократно протрудировать в вышележащие породные комплексы.

**Куликовский комплекс дунит-гарцбургитовый** локально распространен в Сысертско-Амурской подзоне Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. Наибольший массив комплекса у северной рамки листа является южным окончанием Бриентского массива, расположенного севернее площади. Массив сложен нерасчлененными аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами *первой фазы* комплекса ( $\Sigma O_2kl_1$ ).

**Крыклинский метагаббро-метадиорит-метаплагиогранитовый комплекс** довольно широко распространен в пределах Копейско-Ушкортинской и Челябинско-Суундукской подзонах (Алапаевско-Адамовская СФЗ). Породы комплекса слагают краевые части крупных полихронных плутонов: Крыклинского, Шильдинского и оторванные от них отдельные массивы и мелкие тела с причудливо изрезанными краями и сложным внутренним строением.

Образования крыклинского комплекса относятся там к самым ранним магматогенным элементам палеозоя. Интенсивно метаморфизованные породы образуют непрерывный гомодромный ряд от габброидов до плагиогранитов; при этом преобладают магматиты кислого (47–52 %) и среднего состава (36–38 %), в подчиненном количестве присутствуют апогаббровые ортоамфиболиты (12–16 %). Интрузии сформировались в три фазы: *первая* – метагаббро ( $v'O_3k_1$ ); *вторая* – гнейсодиориты ( $\delta'O_3k_2$ ) или сравнительно слабоизмененные диориты, кварцевые гнейсо-

диориты ( $q\delta'O_3k_2$ ) и гнейсотоналиты ( $p\gamma\delta'O_3k_2$ ); *третья* – гнейсоплагиограниты ( $p\gamma'O_3k_3$ ).

Породы комплекса прорывают нижнерифейские метаморфиты бескрыковской и яршалинской толщ, а также маячную свиту, энбекшинскую и кособродскую толщи ордовика. В свою очередь, они подвергнуты перекристаллизации, фельдшпатизации (чаще – микроклинизации), частичному реоморфизму и мигматизации вследствие прорывания их интрузиями копинского, джабыгасайского и других более молодых комплексов. Контакты пород крыклинского комплекса с вмещающими толщами неровные с «заливами». Форма их в значительной степени обусловлена более поздними складчатыми деформациями. Внутри массивов отмечается большое количество ксенолитов мигматизированных рифейских и раннепалеозойских пород. Минеральные ассоциации изохимического динамотермального метаморфизма отвечают условиям амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и, вероятно, образовались на глубинах, близких к уровню ультраметаморфизма (3 000–3 500 м) в условиях повышенного теплового потока. Структуры бластогипидиоморфнозернистые (до гранобластовых), бластокатакластические, порфиробластические; текстуры сланцеватые, гнейсовидные, полосчатые. В северном эндоконтакте Шильдинского массива (верховья р. Урус-Кискен) породы комплекса преобразованы в бластотектониты и диафторированы с развитием сланцев серицит-хлорит-альбитового, эпидот-альбит-хлоритового состава, часто с магнетитом.

Апогабровые амфиболиты и метагаббро первой фазы развиты в юго-восточной части Шильдинского массива, занимая его большую часть, а также встречаются в виде небольших останцов и мелких ксенолитов среди гранитоидов последующих фаз. Преобладают мезократовые разности, состоящие из сине-зеленой роговой обманки (35–60 %), плагиоклаза № 30–37 (45–60 %); реже – биотита (до 5 %), эпидота (или цоизита, клиноцоизита) (до 10 %), кварца (до 4 %). Роговая обманка обычно замещается биотитом, иногда актинолитом и хлоритом с эпидотом; плагиоклаз переполнен эпидотом, цоизитом, серицитом. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, ильменитом, апатитом, цирконом. Структура нематогранобластовая, гранобластовая, бластогаббровая; текстура аксиолитовая, полосчатая, реже – пятнистая.

Гнейсодиориты и кварцевые гнейсодиориты второй фазы слагают восточную и южную части Крыклинского массива, Яршалинский массив и, кроме того, ряд мелких тел вне их пределов. В большинстве своем они также претерпели катаклиз, милонитизацию (до высокотемпературной перекристаллизации с плагиобластезом), мигматизацию, локально развитый диафторез. Наименее измененные гнейсодиориты состоят из андезина № 30–33 (45–60 %), сине-зеленой роговой обманки (20–40 %), биотита (10–12 %), кварца (3–5 %, до 8 % в кварцевых гнейсодиоритах). Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, цоизитом, серицитом, карбонатом; акцессорные – магнетитом, апатитом, цирконом. Структура пород бластогипидиоморфнозернистая (до гранобластовой), текстура гнейсовидная, полосчатая. Доля кварцевых диоритов и тоналитов незначительна. Эти породы содержат крупные ксенолиты и целые поля (провесы кровли) силлиманитсодержащих кристаллосланцев яршалинской толщи и амфиболитизированных энбекшинских вулканитов, прорываются более молодыми гранитоидами джабыгасайского и джабыкско-санарского комплексов.

Гнейсотоналиты слагают юго-западную часть Шильдинского массива и небольшие тела в остальных полиформационных плутонах. Наименее измененные разности состоят из плагиоклаза № 27–30 (50–62 %), роговой обманки (16–20 %), биотита (12–18 %), кварца (15–22 %). Акцессорные и вторичные минералы, а также структурно-текстурные особенности и метаморфические преобразования примерно те же, что и в кварцевых гнейсодиоритах. В верховьях р. Урус-Кискен эти породы превращены в бластомилониты, бластокатаклазиты, неравномерно мигматизированные, гранитизированные и диафторированные, зачастую с полной потерей первичного минерального состава, исходной структуры и текстуры.

Гнейсоплагиограниты третьей фазы слагают западную часть Яршалинского массива. Это мелко-среднезернистые линзовидно-полосчатые породы светло-серого и серого цвета с гранобластовой, бластогипидиоморфнозернистой, бластокатакластической структурой. Главные минералы представлены плагиоклазом (45–65 %), кварцем (23–36 %), биотитом (5–10 %, редко до 22 %), микроклином (2–8 %); акцессорные – цирконом, апатитом, магнетитом, рутилом. Плагиоклаз (№ 25–28), часто раздроблен, гранулирован и замещается агрегатами кварца и микроклина. В экзоконтактах раннепермских кислых интрузий гнейсоплагиограниты обычно имеют неоднородное полосчатое строение, обусловленное процессами реоморфизма и появлением инъективного лейкогранитного материала.

Внутри массивов комплекса отмечается большое количество мигматизированных пород рамы – биотитовых гнейсов, полевошпат-биотитовых сланцев. Внешние границы массивов, как и границы с ксенолитами, часто весьма условные. Поэтому в физических полях интрузии комплекса среди вмещающих их метаморфических толщ практически не выделяются.

Химические составы пород крыклинского комплекса показывают их принадлежность к калиево-натриево-магнезиальному ряду известково-щелочной серии. На основании описанных выше взаимоотношений с вмещающими стратонами и прорывающими интрузиями возраст комплекса с некоторой долей условности принят как позднеордовикский.

**Копинский комплекс гнейсогранитовый** распространен в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, где слагает пояс небольших и немасштабных (не показанных на карте) тел, протягивающийся от южной границы листа вдоль южного борта долины р. Урус-Кискен до ее верховьев.

Представлен комплекс гнейсоплагиогранитами ( $py'S_1kp$ ), отдельные тела сложены гнейсооталитами ( $py\delta'S_1kp$ ) среди мелких немасштабных тел встречаются гнейсограниты (на картах не показаны).

Гнейсоплагиограниты – серые и светло-серые среднезернистые, реже – мелкозернистые породы, нередко полосчатые, слабосланцеватые с цветовым индексом 5–8 %. Минеральный состав: олигоклаз (№ 25–27) – 40–70 %, кварц – 20–30 %, биотит – 3–8 %, микроклин – 0–15 %; акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, магнетитом, эпидотом. В темных (мигматизированных) разностях увеличивается количество биотита (до 22 %), иногда появляется сине-зеленая роговая обманка (до 12 %), в значительных количествах присутствует сфен.

Гнейсопалиты отличаются от гнейсоплагиогранитов меньшим количеством кварца и большим количеством темноцветов и часто фациально замещаются гнейсоплагиогранитами.

Гнейсограниты распространены ограниченно, слагают маломощные дайки и от вышеописанных гнейсоплагиогранитов отличаются преобладанием гипидиоморфнозернистых структур, меньшим развитием гнейсовидных текстур, более лейкократовым составом (биотит – 4–8 %) и повышенным содержанием микроклина (от 17 до 28 %).

Среди плагиомигматитов выделяются порфиروبластический, очковый и линзовидный подтипы. В ксенолитах гнейсов и амфиболитов преобладают слоистые мигматиты, реже встречаются темные мигматиты и артериты. Лейкосомы в них представлены биотитовыми плагиогранитами непостоянного состава, содержащими иногда до 15 % микроклина; часть последнего явно образовалась позже, в результате диффузной калишпатизации. Плагиоклаз представлен олигоклазом (№ 24–26), а в зонах диафтореза – альбитом (№ 2–6).

Гнейсоплагиограниты, ассоциирующие с мигматитами, слагают пластообразные, реже уплощенные линзовидные тела мощностью от дециметров до нескольких сотен метров. Контакты этих тел обычно согласные, редко – слабосекущие. Между ними и мигматитами наблюдаются постепенные переходы через темные гнейсограниты и мигматиты. В химических составах пород наблюдаются значительные колебания содержания кремнезема, окислов железа и щелочей, особенно калия. В целом они относятся к кислым образованиям нормального ряда калиево-натриевой серии [113].

Породы копинского комплекса, вероятно, развиваются по метаморфитам бескрюковской и кособродской толщ, а также крыклинского комплекса; в свою очередь они прорываются гранитоидами позднедевонского возраста. Время образования цирконов (по изотопным составам свинца) в гнейсоплагиогранитах, развитых в долине р. Урус-Кискен, находится в диапазоне от 412 до 430 млн лет [2, 58]. В серийной легенде комплекс отнесен к раннему силуру, что, впрочем, не исключает и его более молодой, познесилурийский возраст.

## ДЕВОНСКО–РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Бриентский комплекс дунит-гарцбургитовый** ( $\Sigma D_{br}$ ) представлен Жульдыбайским массивом и рядом небольших безымянных массивов распространенных в Гумбейской и Уйско-Домбаровской подзонах Восточно-Магнитогорской СФЗ.

Жульдыбайский массив расположен на правом берегу р. Суундук, западнее пос. Кузем; приурочен к крупному разрывному нарушению субмеридионального простирания, чем и обусловлена его жиллообразная форма. Длина массива около 19 км, ширина – до 3 км. Он сложен типичными апогарцбургитовыми серпентинитами с порфирированной структурой, обусловленной наличием большого числа крупных пластинок бастита. Микротекстура серпентинитов в слабо деформированных участках массива петельчатая, в интенсивно дислоцированных – листоватая, полосчатая. В первом случае породы сложены хризотилом, во втором – преимущественно антигоритом. Бастит образует псевдоморфозы по ромбическому пироксену, реликты которого иногда встречаются в центре зерен. В других массивах бриентского комплекса выделяются и апо-дунитовые, реже – апоперцолитовые разности серпентинитов. По условиям масштаба комплекс

индексируется на карте знаком нерасчлененных ультрамафитов.

Взаимоотношения пород бриентского комплекса с окружающими девонскими образованиями тектонические. Серпентиниты у контактов рассланцованы, нередко превращены в тальковые, хлорит-тальковые, антофиллит-тальковые сланцы; смежные породы катаклазированы, милонитизированы и перекристаллизованы. В ультрамафитах иногда встречаются дайки и мелкие субизометричные тела габбро, диоритов, гранитов раннекаменноугольного петропавловского комплекса; за пределами площади породы бриентского комплекса прорваны телами позднедевонских сахаринского и верхнеуральского комплексов. Там же (лист N-40-XXXVI) установлена их пространственная связь с толеитовыми базальтами киембаевской свиты нижнего девона, на основании чего оба эти таксона объединены в «бриентскую офиолитовую ассоциацию», по целому ряду параметров отвечающую задуговым спрединговым бассейнам. На этом основании принят раннедевонский возраст комплекса.

**Киембаевские субвулканические образования** ( $v\beta D, km$ ) ограниченно распространены в Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. Представлены они двумя небольшими телами габбродолеритов приуроченных к разломам и расположенных у южной рамки листа, южнее Карабутакского массива. Габбродолериты прорывают отложения тюлькубайской толщи. В зоне контакта с Карабутакским массивом они ороговикованы.

Раннедевонский возраст киембаевских субвулканических образований принимается по возрасту комагматичных эффузивов одноименной свиты.

**Александринские субвулканические образования** представлены небольшими (до 1,5–2,0 км) силами, штоками и дайками габбродолеритов ( $v\beta D_2al$ ), андезитов ( $aD_2al$ ), дацитов ( $\zeta D_2al$ ) и трахириолитов ( $t\lambda D_2al$ ). Распространены они в Узельгинско-Ириклинской и Уйско-Домбаровской подзонах, на тех же площадях, что и комагматичная им одноименная свита. На геологических картах вынесены наиболее крупные субвулканические тела. Александринские субвулканические образования прорывают вулканы одноименной толщи. Довольно крупные ксенолиты габбродолеритов содержатся в интрузиях теренсайского комплекса. Химические составы субвулканических образований коррелируются с таковыми эффузивов александринской толщи.

Среднедевонский (эйфельский) возраст александринских субвулканических образований принят по аналогии с фаунистически охарактеризованной александринской свитой.

**Теренсайский комплекс диорит-гранодиоритовый** представлен одноименным массивом (петротип комплекса), расположенным в долине р. Джуса западнее пос. Теренсай в пределах Уйско-Домбаровской подзоны Восточно-Магнитогорской СФЗ. Небольшие выходы пород комплекса отмечены в западной части Кумус-Тюбинского массива. Кроме этого на площади подзоны отмечаются мелкие тела и дайки комплекса, последние на картах не показаны.

Комплекс представлен гомодромным рядом интрузивных пород, состоящим из габбро, габбродиоритов, умереннощелочного габбро, диоритов, монцодиоритов, кварцевых монцонитов, кварцевых диоритов, тоналитов, кварцевых сиенитов и плагиогранитов. Между перечисленными породами отмечаются фациальные переходы. Комплекс двухфазный. Расчленение его на фазы не вызывает затруднения, но выделить в пределах фаз все разнообразие пород невозможно. На геологических картах выделяются площади с преобладающими составами пород или их сочетаниями с фациальными переходами между породами. Так среди пород *первой фазы* выделяются умереннощелочное габбро и габбро нерасчлененные ( $\epsilon v-vD_2t_1$ ), умереннощелочное габбро и габбродиориты нерасчлененные ( $\epsilon v-v\delta D_2t_1$ ), монцодиориты и диориты нерасчлененные ( $\mu\delta-\delta D_2t_1$ ); среди пород *второй фазы* – кварцевые диориты ( $q\delta D_2t_2$ ), кварцевые монцониты ( $q\mu D_2t_2$ ), кварцевые диориты и тоналиты нерасчлененные ( $q\mu-r\gamma\delta D_2t_2$ ), кварцевые сиениты и плагиограниты нерасчлененные ( $q\xi-r\gamma D_2t_2$ ).

Теренсайский массив (петротип комплекса) объединяет два сближенных тела, являющиеся (по геофизическим данным) выступами одной и той же интрузии. В разрезе они имеют форму уплощенных лополитов, переходящих в пластообразные залежи, осложненные изгибами, пережимами, раздувами и складчатыми деформациями.

Ассоциация пород первой фазы (габброиды, диориты, реже – монцониты) на картографической поверхности развита крайне незначительно. Предполагается, что основная их масса сконцентрирована в нижних частях интрузивных залежей и достигает наибольших мощностей (судя по геофизическим данным) в локальных углублениях подошвы, тяготеющих к узлам пересечений разломов субмеридионального и северо-восточного простирания.

Породы второй фазы – нерасчленяемые в масштабе карты кварцевые монцониты, кварцевые диориты и тоналиты занимают почти всю площадь массива. В самых верхах залежей наряду с кварцевыми сиенитами появляются участки, сложенные альбитовыми плагиогранитами. В нижних частях массива широко развиты магматические брекчии, в которых обломки более основных пород (первой фазы) «цементированы» кислыми разностями. Вмещающие породы –

вулканиты александринской и (в восточном экзоконтакте северного тела) джусинской толщ эйфеля ороговикованы, дациты иногда превращены в кварц-альбитовые сланцы, участками фиксируются кварц-серицитовые, серицит-кварцевые и кварцевые метасоматиты. Теренсайский массив пронизан многочисленными мелкими дайками долеритов и габбродолеритов, вероятно, относящихся к копаловским субвулканическим образованиям.

Габбро и умереннощелочное габбро массива имеет переменный состав: от меланократового до лейкократового и от пироксенового до амфибол-пироксенового. В его составе преобладают: плагиоклаз, полностью разложенный (50–60 %), пироксен, всегда уралитизированный (40–50 %), реже появляется коричнево-зеленая роговая обманка (0–15 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, титаномагнетитом; вторичные – уралитом, альбитом, биотитом, эпидотом, цоизитом, хлоритом, серицитом и лейкоксомом. Плагиоклаз замещается агрегатом альбита ( $An=10\%$ ) и эпидота или олигоклаза ( $An=12-13\%$ ) и цензита. Структура чаще габброофитовая до габбровой, текстура от однородной до пятнистой. Неоднородное строение габбро обусловлено появлением в нем участков лейкократизации – замещения цветных минералов плагиоклазом, а в верхах их залежей и щелочным полевым шпатом.

Диориты и монцодиориты состоят из плагиоклаза (50–55 %), роговой обманки (30–40 %), щелочного полевого шпата (0–10 %) и кварца (3–10 %). Акцессорные минералы представлены сфеном и апатитом; вторичные – альбитом, биотитом, уралитом, эпидотом, хлоритом и серицитом. Структура гипидиопорфирозернистая до субофитовой, текстура массивная, пятнистая, полосатая. Плагиоклаз замещен агрегатом альбита ( $An=2-3\%$ ), эпидота и серицита. Роговая обманка коричнево-зеленая, часто замещается сине-зеленой, бледно-зеленой или агрегатом биотита, эпидота и хлорита. В промежутках между зернами плагиоклаза появляется в разных количествах тонкозернистый агрегат щелочного полевого шпата, иногда в микрографических сростаниях с кварцем.

Кварцевые монцониты и кварцевые диориты состоят из плагиоклаза (30–50 %), роговой обманки (15–25 %), щелочного полевого шпата (10–25 %), кварца (15–20 %); акцессорные минералы представлены сфеном, аматитом, титаномагнетитом; вторичные – альбитом, биотитом, эпидотом, хлоритом, серицитом и карбонатом. Структура пород чаще порфировая с гипидиоморфнозернистой до гранофировой основной массы, текстура пятнистая, полосатая. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, иногда зональным и роговой обманкой. В основной массе породы выделяется две ассоциации минералов, отвечающие двум фазам кристаллизации. Первая из них состоит из идиморфных кристаллов основного плагиоклаза и роговой обманки; вторая – из ксеноморфных зерен более кислого плагиоклаза (олигоклаза?), щелочного полевого шпата, микрографических сростаний его с кварцем и кварца. Щелочной полевой шпат представлен гомогенными зернами, микропертитом, антипертитом и занозистым, шахматным альбитом. Примечательно, что этот ряд его превращений меняется от подошвы к кровле массива и у последней он представлен исключительно альбитом. При этом меняется и количество его в породе, увеличиваясь к верхам интрузии. Плагиоклаз в породе полностью замещен альбитом ( $An=0-2\%$ ) и эпидотом, реже – серицитом; роговая обманка – биотитом и эпидотом, а в зоне верхнего эндоконтакта – хлоритом и эпидотом. Кварцевые монцониты и диориты различаются содержаниями щелочного полевого шпата. Они в разных количествах содержат включения ксенолитов от 0,5 до 10 см в диаметре диоритов, габбро и габбродиабазов или их реликты («те-ни»), представленные скоплениями основного плагиоклаза и роговой обманки. С увеличением содержания ксенолитов порода приобретает облик магматических брекчий.

Тоналиты – светло-серые и мелкозернистые порфировые породы, состоящие из вкрапленников плагиоклаза 0,5–2 мм в поперечнике, роговой обманки – до 1 мм в поперечнике и тонкозернистой до микрозернистой основной массы, в которой наряду с указанными минералами присутствует щелочной полевой шпат (чаще занозистый или шахматный альбит, реже – антипертит и микропертит) до 20 % и кварц – 18–25 %. Структура порфировая, серийнопорфировая, гломеропорфировая, с гипидиоморфнозернистой до аллотриоморфнозернистой, редко гранофировой основной массой. Текстура такситовая, пятнистая, полосатая, флюидальная. Плагиоклаз всегда замещен агрегатом альбита ( $An=0-2\%$ ) и эпидота, роговая обманка – хлорита и эпидота.

Кварцевые сиениты более лейкократовые по составу и отличаются большими содержаниями в основной массе альбита. Плагиограниты характеризуются большими (до 30 %) содержаниями кварца. Акцессорные минералы этой группы пород представлены магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом, редко – монацитом и ксенотимом. Вторичные изменения те же, что и в породах монцонит-диоритового ряда.

Химические составы пород комплекса образуют непрерывный ряд с содержаниями  $SiO_2$  от 47 до 70 %, в котором преобладают составы с 57–68 % кремнезема [56]. В этом ряду наблюда-

ется закономерное увеличение в содержаниях щелочей до составов с 61–62 %  $\text{SiO}_2$ , в группе с 62–65 % и некоторых породах появляется тенденция к их уменьшению, которая отчетливо выражена во всех членах группы с 65–70 %  $\text{SiO}_2$ . Количество  $\text{K}_2\text{O}$  в породах габбро-монцитовой группы постепенно растет и в них натриевые разности сменяются калиево-натриевыми. Наибольшего содержания (до 3 %) оно достигает в породах с 57–59 %  $\text{SiO}_2$  и затем резко падает, отражая полное замещение в них альбитом калиево-натриевых полевых шпатов. Указанные вариации в содержаниях щелочей и кремнезема весьма характерны для пород известково-щелочной серии. В целом химические составы пород комплекса близки к составам пород александринской толщи.

Геохимическая и металлогеническая специализация массива и в целом всего комплекса проявлена слабо. Рудной минерализации, связанной с ним, в описываемом районе не обнаружено.

Плотность габброидов теренсайского комплекса колеблется от 2,8 до 3,1 г/см<sup>3</sup>, средняя – 3 г/см<sup>3</sup>; среднекислых пород – от 2,65 до 2,8 г/см<sup>3</sup>, средняя – 2,75 г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость в породах комплекса не превышает  $100 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, поднимаясь в редких случаях до  $3\,000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

В поле силы тяжести интрузивные тела комплекса располагаются в области его положительных значений (до +0,5 мГал), западнее зоны регионального градиента. На картах остаточных аномалий (Н=500 м) Теренсайский массив образуют положительную аномалию интенсивностью до 1,5 мГал. Последняя обусловлена, видимо, малой мощностью верхней гранитоидной части интрузии, широким развитием габброидов в ее нижней части и присутствием плотных пород джусинской толщи в подошве массива. Останцы кварцевых диоритов в пределах Кумустюбинского массива из-за их незначительных размеров в поле силы тяжести практически не выделяются, за исключением останцы в центре массива, с которым связаны заметные (до 1,5 мГал) понижения  $\Delta g$ . Магнитное поле над северной частью Теренсайского массива в целом пониженное (от –10 до –140 нТл), и только у его восточного контакта наблюдается узкая положительная аномалия интенсивностью до 500 нТл, связанная с габброидами, диоритами и монцитами первой фазы.

На аэрофотоснимках площади распространения пород теренсайского комплекса из-за широкого развития в их пределах рыхлых отложений практически ничем не выделяются.

По совокупности геологических данных возраст комплекса принят среднедевонским (предположительно позднеэфельско–раннеживетским).

**Краснинский габбродиорит-гранодиорит-гранитовый комплекс** на площади представлен Куйбышевским (5), Верхне-Солончатским (13) и рядом более мелких безымянных массивов, занимает большую часть Шиликтинского (6) и Мусогатского (20) полихронных и полиформационных массивов. Все перечисленные массивы расположены в Узельгино-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ.

Комплекс на описываемой площади трехфазный. *Первая фаза* – габбро ( $vD_2kr_1$ ), габбродиориты ( $v\delta D_2kr_1$ ), диориты ( $\delta D_2kr_1$ ), дайки диорит-порфиров ( $\delta\pi D_2kr_1$ ); *вторая фаза* представлена гранодиоритами ( $\gamma\delta D_2kr_2$ ) и кварцевыми диоритами нерасчлененными ( $\gamma\delta-q\delta D_2kr_2$ ) и дайками гранодиорит-порфиров ( $\gamma\delta\pi D_2kr_2$ ); *третья фаза* – плагиогранитами ( $r\gamma D_{2-3}kr_3$ ).

Габбро первой фазы имеют небольшие выходы на восточном фланге Верхне-Солончатского массива. Габброиды разных интрузий отличаются составом, характером структур и текстур. В результате неравномерного распределения темноцветов в магматическую и постмагматическую стадии образуется ряд от меланогаббро до лейкогаббро и габбродиоритов. Переходы между ними постепенные или резкие, но чаще с признаками метасоматической гибридизации. Породообразующими являются плагиоклаз (андезин, реже лабрадор), пироксен, иногда кварц (до 5 %). Из аксессуарных минералов встречаются сфен, апатит, магнетит. Вторичные минералы представлены несколькими генерациями амфибола, альбитом, хлоритом, эпидотом, лейкоксеном. Текстура габброидов меняется от однородной до такситовой.

Диориты слагают обособленные выходы в пределах массивов, а также ряд мелких тел и даек. Они находятся в тесной пространственной связи с габброидами, часто образуя единые тела. Состоят из идиоморфных таблитчатых и призматических зерен роговой обманки (20–40 %), плагиоклаза (50–70 %), иногда кварца (0–10 %), калиевого полевого шпата (0–5 %) и биотита (0–5 %). Состав плагиоклаза меняется (в зависимости от степени деанортитизации) от альбита до андезина. Структура диоритов иногда слабо порфировидная, текстура преимущественно такситовая. Значительная их часть, возможно, является продуктом ассимиляции гранитоидами вмещающих пород.

Гранодиориты и кварцевые диориты второй фазы составляют значительную часть от объема массивов. Среди наиболее основных пород этого ряда преобладают биотит-роговообманковые разности. Плагиоклаз в них представлен порфировыми выделениями таблитчатой формы с ре-

ликтовой зональностью и короткопризматическими зернами в основной массе; преобладает андезин (№ 32–42, в краевых зонах кристаллов – № 23–27). Калиевый полевой шпат развит преимущественно в наиболее кислых членах гранитоидного ряда и представлен пертитовым ортоклазом ксеноморфных очертаний; обычно он корродирует и замещает плагиоклаз. Роговая обманка образует идиоморфные зерна размером до 2–3 мм. Биотит обычно развит в небольших количествах.

Плагиограниты третьей фазы представлены биотитовыми, реже – биотит-мусковитовыми разностями. Минеральный состав их колеблется в очень широких пределах: кварц – 20–40 %, плагиоклаз – 20–60 %, калиевый полевой шпат – 10–15 %, биотит – 0–10 %, роговая обманка – 0–5 %, мусковит – 0–2 %.

По содержанию кремнезема породы краснинского комплекса образуют непрерывный ряд с  $\text{SiO}_2$  от 47 до 74 % (преобладают составы со значениями 58–69 %). Они характеризуются нормальной щелочностью калиево-натриевого, редко натриевого типа и отчетливо выраженным на петрохимических диаграммах известково-щелочным трендом дифференциации. Важнейшими геохимическими особенностями этих образований являются высокие содержания крупноионных литофилов (Rb, Sr) и сидерофильных элементов (Cr, Ni, Co, V). По-видимому, с породами комплекса связано молибден-медно-порфиговое оруденение.

Массивы характеризуются пониженными гравитационными и магнитными полями в пределах, которых (на детальном картах) наблюдаются относительно повышенные локальные гравитационные и магнитные аномалии, фиксирующие развитие габбро и гранитоидов повышенной основности.

Породы комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные вулканогенно-осадочные образования урлядинской толщи среднего–верхнего девона и, в свою очередь, интродуцированы гранитоидами раннекаменноугольного возраста.

В серийной легенде [43] возраст первой и второй фаз комплекса принят среднедевонский, третьей – средне-позднедевонский. По мнению автора было бы логичнее принять возраст первой фазы средне-позднедевонским (т. к. она прорывает урлядинскую толщу), а второй и третьей фазы – позднедевонским. С другой стороны, большинство массивов комплекса прорывает нижнюю часть разреза урлядинской толщи охарактеризованной фауной высотинского горизонта живетского яруса, что не противоречит возрасту краснинского комплекса принятому в серийной легенде.

**Копаловские субвулканические образования** ( $v\beta D_{2-3}kp$ ) распространены в Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. К ним с долей условности отнесены многочисленные дайки габбродолеритов, прорывающие интрузивные породы теренсайского комплекса в одноименном массиве. В южной части массива насыщенность даек такова, что участками они преобладают над интрузивными породами Теренсайского комплекса. От габброидов последнего по химическому составу копаловские габбродолериты отличаются меньшим количеством щелочей и более высокими (почти в 2 раза) содержаниями окиси магния и титана.

Предполагается, что копаловские габбродолериты образовались в завершающую стадию вулканической деятельности (позднеживетское–франское время). Скопление даек в Теренсайском массиве объясняется тем, что он выполняет подводящий магматический канал. В отложениях копаловской толщи отмечаются редкие прослои базальтов, андезибазальтов и их туфов. Субвулканические образования в них не выявлены (возможно, из-за плохой обнаженности).

Средне-позднедевонский (живет–франский) возраст копаловских субвулканических образований принимается по предполагаемой их ассоциации с вулканитами фаунистически охарактеризованной одноименной толщи.

**Урлядинские субвулканические образования** представлены штоками, силлами и дайками габбродолеритов ( $v\beta D_{2-3}ur$ ), андезибазальтов ( $\alpha\beta D_{2-3}ur$ ), андезитов ( $\alpha D_{2-3}ur$ ), дацитов ( $\zeta D_{2-3}ur$ ), риодацитов ( $\lambda\zeta D_{2-3}ur$ ), трахиандезитов ( $\tau\alpha D_{2-3}ur$ ), трахидацитов ( $\tau\zeta D_{2-3}ur$ ), трахириодацитов ( $\tau\lambda\zeta D_{2-3}ur$ ).

Урлядинские субвулканические образования распространены в Узельгинско-Ириклинской подзоне. Они прорывают вулканиты одноименной толщи и нижележащей александринской толщи. Размеры интрузий достигает 0,5–2,5 км. Многочисленные более мелкие интрузии и дайки на картах не показаны.

Химические составы субвулканических образований коррелируются с таковыми из эффузивов одноименной толщи, но в процентном соотношении преобладают более кислые и более щелочные (умереннощелочные) разности.

Средне-позднедевонский (живет–франский) возраст урлядинских субвулканических образований принимается по аналогии с фаунистически охарактеризованной комагматичной одноименной толщей.

**Джабыгасайский диорит-плагиогранитовый комплекс** довольно широко представлен в пределах Челябинско-Суундукской подзоны (Алапаевско-Адамовская СФЗ), где его породы входят, преимущественно, в состав Каиндинского полихронного плутона, а также слагает западную часть Крыклинского массива и ряд более мелких массивов.

Формирование интрузивных ассоциаций комплекса происходило в три фазы: *первая* – габбро ( $vD_3d\check{z}_1$ ), габбродолериты ( $v\beta D_3d\check{z}_1$ ); *вторая* – кварцевые диориты ( $q\delta D_3d\check{z}_2$ ) и диориты ( $\delta D_3d\check{z}_2$ ); *третья* – гранодиориты ( $\gamma\delta D_3d\check{z}_3$ ), тоналиты ( $p\gamma\delta D_3d\check{z}_3$ ), дайки плагиогранитов ( $p\gamma D_3d\check{z}_3$ ).

Каиндинский массив расположен у границы площади, в долине р. Каинда; приурочен к северному замыканию Адамовского-Мугуджарского антиклинория. В плане он имеет подковообразную форму; при ширине 10–16 км вытягивается в субширотном направлении на 35 км. По геофизическим данным массив представляет собой лакколлит или пластообразную залежь мощностью до 2 км с раздувами в западной и восточной частях до 3,5 км. Западная граница оборвана Айдылинско-Мироновским разломом. Северный контакт падает под вмещающие породы (айдырлинская толща нижнего девона), южный (с крыклинским комплексом) извилистый и погружается в северных направлениях под углом от 34 до 60°.

Габбро (реже габбродиориты) распространены незначительно в краевых частях интрузий, а также в виде мелких самостоятельных тел. Они имеют непостоянный состав и, по-видимому, являются гибридными породами, образовавшимися в результате ассимиляции диоритами вулканических пород основного состава.

Диориты и кварцевые диориты тяготеют к периферической части массивов. Макроскопически они имеют средне-грубозернистые, массивные или гнейсоватые структуры. Сложены они плагиоклазом (№ 35–40) на 60–70 % и роговой обманкой, часто замещенной на 30–40 % биотитом и хлоритом. В кварцевых диоритах содержится до 10–15 % кварца. Из аксессуарных минералов присутствуют магнетит, апатит, циркон, сфен.

Гранодиориты сложены на 30–50 % плагиоклазом, 20–30 % – калишпатом, 20–25 % – кварцем, 10–15 % – роговой обманкой и биотитом. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, апатит, магнетит и сфен. Плагиоклаз обычно серицитизирован, принадлежит к ряду олигоклаза-андезина (№ 25–32), представлен неправильными несколько измененными призматическими зернами. Роговая обманка представлена призматическими и длинностолбчатыми зернами. По ней нередко развит биотит и хлорит. По химическому составу гранодиориты занимают среднее положение между нормальными гранитами и диоритами. Они умеренно богаты щелочами и пресыщены алюминием.

Тоналиты в отличие от гранодиоритов, характеризуются несколько меньшим содержанием цветных минералов, в основном представленных биотитом, и почти не содержат калишпата. Содержание плагиоклаза увеличивается до 50–60 %, кварца – до 30–35 % и на локальных участках они переходят в плагиограниты. На отдельных локальных участках и в зоне контактов с гранитоидами урускискенского комплекса в резкоподчиненном отношении присутствуют граносиениты. Они на 50–70 % сложены микроклином, 20–40 % – плагиоклазом, 15–20 % – роговой обманкой и биотитом, 5–20 % – кварцем.

Значительные вариации составов пород второй фазы объясняются с одной стороны ассимиляцией гранитоидами второй фазы диоритов и кварцевых диоритов первой фазы, с другой стороны – позднемагматическим привнесением калия в уже раскристаллизованный массив.

Среди гранитоидов описываемой площади, породы джабыгасайского комплекса имеют самые высокие концентрации никеля, кобальта, хрома, марганца; наивысшие кларки концентраций золота при повышенных содержаниях меди и вольфрама. Аксессуарная минерализация комплекса магнетит-серноколчеданная. Содержание золота в магнетитах достигает 100 мг/т и более, что говорит о высокой золоторудной перспективности комплекса.

На карте локальных гравитационных аномалий массивы комплекса характеризуются отрицательными полями слабой интенсивности (2–3 мГал), что говорит о незначительной их мощности. В магнитном поле породы комплекса характеризуются контрастными отрицательными аномалиями интенсивностью до –1 000 нТл, другие тела менее интенсивными отрицательными значениями (–100–200 нТл).

Верхнедевонский возраст комплекса определяется по геологическим данным. Гранитоиды комплекса прорывают и метаморфизуют нижнедевонские вулканы айдырлинской толщи. В свою очередь они прорываются гранитоидами урускискенского комплекса.

**Урускискенский комплекс монцонит-граносиенит-лейкогранитовый** выделяется в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Расчленяется на две фазы: *первая* – кварцевые монцодиориты ( $q\mu\delta D_3u_1$ ), нерасчлененные монцодиориты и кварцевые монцодиориты ( $\mu\delta-q\mu\delta D_3u_1$ ); *вторая* – гранодиориты и граносиениты нерасчлененные ( $\gamma\delta-\gamma\xi D_3u_2$ ). Породы этого подразделения пространственно и, возможно, генетически связаны с интрузив-



ными образованиями джабыгасайского комплекса. Самостоятельных крупных массивов они не образуют и входят в состав Каиндинского и Урусиксенского плутонов.

В Каиндинском плутоне породами урусиксенского комплекса сложена интрузия, имеющая размеры  $3 \times 18$  км. На юге она контактирует с джабыгасайскими магматитами, на севере – с вулканитами нижнедевонской айдырлинской толщи; сложена в южной части кварцевыми монцонитами и монцодиоритами, в северной части – нерасчлененными гранодиоритами и граносиенитами второй фазы.

В Урусиксенском массиве выделяются два небольших участка у восточной рамки листа, сложенные кварцевыми монцонитами и кварцевыми монцодиоритами (западнее окончания интрузий, расположенных восточнее площади). Монцодиориты состоят из деанортитизированного плагиоклаза (50–60 %), роговой обманки (15–20 %), биотита (10–16 %), кварца (1–7 %), калиево-натриевого полевого шпата, образующего микропегматитовые срастания с кварцем. Кварцевые монцониты сложены плагиоклазом (двух генераций: первая – крупные сосюритизированные зональные кристаллы – 30 %, вторая – слабо серицитизированный альбит-олигоклаз), кварцем (10–18 %), микропертитами (18–22 %), зеленой роговой обманкой (5–20 %), биотитом (3–6 %). Акцессорные минералы в обоих видах пород: сфен, апатит, монацит, магнетит, циркон; вторичные – хлорит, эпидот, карбонат.

Гранодиориты и граносиениты второй фазы отличаются от пород первой фазы меньшим количеством темноцветов и большим кварца и калиевого полевого шпата.

Химические составы пород урусиксенского комплекса характеризуются значительными колебаниями в содержании кремнезема (от 56 до 66 %), повышенными концентрациями щелочей (в среднем около 7,6 %) и калиево-натриевым типом щелочности. Средние надкларковые содержания элементов ( $n \cdot 10^{-3}$  %): Pb – 3; Cu – 4,3; Ni – 7,5; Co – 10,5; Mo – 3,2; W – 1,6. Комплекс имеет общую положительную геохимическую специализацию на золото.

В физических полях комплекс выделяется отрицательными гравитационными аномалиями и отрицательными неконтрастными магнитными аномалиями интенсивностью –100–200 нТл.

Позднедевонский (раннефаменский?) возраст подразделения определяется и по общегеологическим данным. Кислые его магматиты в Каиндинском плутоне прорывают интрузии джабыгасайского комплекса позднего франа. На дезинтегрированных урусиксенских гранитоидах залегают фаунистически охарактеризованные стратоны нижнего карбона: брединская свита (или же сразу – тугундинская толща); в прослоях конгломератов там находятся гальки среднезернистых и мелкозернистых кварцевых монцонитов, аналогичных соответствующим породам комплекса. Севернее рассматриваемой площади галька монцонитов содержится в конгломератах алтуйской свиты верхнего фамена.

**Среднеушкатинский комплекс гранодиорит-гранитовый** представлен рядом мелких массивов, входящих в состав Крыклинского, Каиндинского и Шильдинского полихронных плутонов в Челябинско-Суондукской и Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, а также нерасчлененные граниты, слагающие самостоятельный Кумус-Тюбинский массив и небольшой линейный массив гранит-порфиров в Уйско-Домбаровской подзонах Восточно-Магнитогорской СФЗ.

Комплекс однофазный, слагающие породы представлены гранитами ( $\gamma D_3su$ ), нерасчлененными гранитами и гранодиоритами ( $\gamma-\gamma\delta D_3su$ ), гранит-порфирами ( $\gamma\pi D_3su$ ) и дайками лейкогранитов ( $\gamma D_3su$ ).

В юго-западной части Каиндинского плутона среднеушкатинский комплекс обособляется в интрузию, представляющую собой лакколит с подводящим каналом на севере этого тела. Сложен он преимущественно гранитами. Жильная серия образована лейкогранитами и аплитами. Вмещающие породы – гранодиориты позднефранского джабыгасайского комплекса, а также (на юге) – сланцы маячной свиты ордовика и ортогнейсы крыклинского комплекса.

Кумус-Тюбинский массив расположен в верховьях р. Кумус-Тюбе (правый приток р. Джуса) и имеет форму, близкую к подковообразной. При ширине 3–4,5 км он вытянут на 7,5 км. В центре расположен останец (ксенолит до 1,5 км) кварцевых диоритов и гранодиоритов теренсайского комплекса. Контакты массива в основном крутые и падают под вмещающие породы, представленные ороговикованными вулканитами джусинской и александринской толщ. Восточная граница сорвана разломом. Массив состоит из биотитовых гранодиоритов, развитых в западной и северной его частях, и гранитов, преобладающих на юго-востоке. Жильная серия представлена дайками лейкократовых аплитовидных гранитов, аплитов редко, тоналит-порфиров, плагиогранит-порфиров.

В минеральном составе гранодиоритов комплекса присутствуют: зональный плагиоклаз (№ 12–27) – 36–40 %, двухщелочные полевые шпаты (микроклин, пертит, антипертит) – 30–45 %, кварц – 22–33 %, а также биотит, редко – биотитизированная роговая обманка; акцессор-

ные минералы – апатит, циркон, сфен. В гранитах содержание калиевого полевого шпата снижается до 25–30 %, увеличивается количество плагиоклаза – до 40–50 %, кварца – до 35 % и биотита – до 10 %.

По химизму все гранитоиды среднеушкатинского комплекса относятся к умереннокислым и кислым породам нормального и (незначительно) умереннощелочного рядов с калиево-натриевым типом щелочности и отчетливо выраженным на петрохимических диаграммах боуэнзовским трендом дифференциации. Микроэлементный состав характеризуется повышенными содержаниями Cu, Mo, Pb, Sn, W; комплекс имеет общую положительную геохимическую специализацию на золото. Со среднеушкатинскими гранитами связаны промышленные концентрации последнего.

Данные абсолютного возраста весьма противоречивы, позднедевонское (предположительно позднефаменское) время становления среднеушкатинского комплекса принимается на основании геологических взаимоотношений. Упомянутые граниты прорывают образования джабыгасайского комплекса франа, в конгломератах раннекаменноугольной солнечной толщи (за пределами листа) встречены галька и небольшие валуны аналогичных мусковитовых гранитов.

**Шумилинские субвулканические образования** выделяются в западной части площади листа, в Узельгинско-Ириклинской подзоне. Представлены они силлами, штоками, дайками андезитов ( $\alpha D_3-C_1\check{s}m$ ), трахидацитов ( $\tau\zeta D_3-C_1\check{s}m$ ). Массивы имеют размеры до 0,6×2 км. Мелкие массивы и дайки на картах не показаны. Прорывают они вулканы одноименной свиты и имеют аналогичный состав с ее эффузивами с преобладанием более кислых разновидностей.

Позднедевонско–раннекаменноугольный возраст шумилинских субвулканических образований принят аналогичным фаунистически охарактеризованной одноименной толщи.

**Березняковские субвулканические образования** ( $\tau\zeta D_3-C_1br$ ) представлены интрузией трахидацитов удлиненной сложной формы вытянутой в северо-западном направлении и уходящая за пределы изученной площади и более мелкими интрузиями того же состава. Внутреннее строение и характер контактов интрузии остались неизученными.

В геофизических полях площади развития толщи характеризуются пониженными значениями  $\Delta g$  до 0,5 мГал и  $\Delta T$  до –200 нТл.

**Березовские субвулканические образования** являются комагматами одноименной толщи; распространены в Узельгинско-Ириклинской подзоне, где представлены мелкими (до 2×0,5 км.) телами габбродолеритов ( $v\beta C_1br$ ) и трахириолитов ( $\tau\lambda C_1br$ ). Интрузии прорывают вулканы одноименной свиты у урлядинской толщи и шумилинской свиты.

Химический состав их аналогичен эффузивам одноименной толщи, аналогичным принят и их позднеуральско–ранневизейский возраст.

**Петропавловский комплекс габбро-диорит-гранитовый** является аналогом куйбасовского комплекса. Распространен в Гумбейской подзоне Восточно-Магнитогорского СФЗ.

Комплекс двухфазный, но на площади листа представлен только габбро *первой фазы* ( $vC_1pt_1$ ). Крупные канолиты габбро подковообразной формы отмечаются в восточной части Бриентского массива. По составу и структуре они схожи с габброидами первой фазы куйбасовского комплекса, распространенными в западной части Базарбайского массива, в них также отмечаются скопления титано-магнетитовых руд.

В восточной части Шиликтинского блока выделены два небольших массива (2×(0,4–0,7) км) габбро петропавловского комплекса, по составу схожие с габброидами первой фазы куйбасовского комплекса Шиликтинского и Мусогатского массивов Узельгинско-Ириклинской подзоны. Массивы комплекса прорывают средне-позднекаменноугольные вулканы новобуранной толщи и среднекаменноугольные отложения бабарыкинской толщи, а их ксенолиты находятся в гранитоидах мосовского комплекса.

Исходя из геологических данных и по аналогии с куйбасовским комплексом возраст петропавловского комплекса принимается раннекаменноугольным (визейским?).

**Куйбасовский габбро-диорит-гранитовый комплекс** широко распространен в Узельгинско-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. Породы комплекса участвуют в строении Базарбайского, Шиликтинского и Мусогатского полихронных массивов и слагают небольшие (~1 км<sup>2</sup>) самостоятельные тела, сложенные преимущественно габброидами первой фазы.

Комплекс двухфазный. *Первая фаза* представлена габбро ( $vC_1k_1$ ), габбродиоритами ( $v\delta C_1k_1$ ), дайками габбродолеритов ( $v\beta C_1k_1$ ); *вторая фаза* – гранодиоритами ( $\gamma\delta C_1k_2$ ), граносиенитами ( $\gamma\xi C_1k_2$ ) и дайками граносиенит-порфирами ( $\gamma\xi\pi C_1k_2$ ).

Габбро, слагающие юго-западную часть Базарбайского массива, имеют серый цвет и среднезернистую, реже крупнозернистую структуру темноцветных и светлых минералов. Структурный рисунок этих пород неустойчив и даже на небольших участках встречаются лейкократовые

разности с преобладанием плагиоклаза и меланократовые, приближающиеся по составу к пироксенитам. Габбро содержат много акцессорного ильменита (до 10–15 %), рассеянного равномерно, но иногда образующего шпировые и полосчатые скопления до образования (в тектонически ослабленных участках) сплошных и густовкрапленниковых ильменитовых руд. Под микроскопом установлено, что габбро состоят из крупных изометричных аллотриоморфных или призматических идиоморфных индивидов плагиоклаза (лабрадора) и таких же по степени идиолгорфизма зерен пироксена и роговой обманки. Из акцессорных, кроме упомянутого выше ильменита и титаномагнетита в обилии присутствует апатит, количество которого иногда достигает 10 %. Габбро, слагающие юго-восточную часть Мусогатского массива, макроскопически – средне- и крупнозернистые (редко – мелкозернистые) породы зеленовато-серого до темно (почти черно)-зеленого цвета с массивной, реже полосчатой текстурой. Под микроскопом наблюдается габбровая, иногда пойкилитовая структура, в последнем случае округлые кристаллы моноклинного пироксена содержит включения плагиоклаза. Плагиоклаз (андезин-лабрадор) довольно свежий, в виде таблитчатых кристаллов, пироксен – моноклинный содержится примерно в равных количествах с плагиоклазом, иногда встречается ромбический пироксен, представленный гиперстеном. В составе часто отмечается магнетит, реже вторичные минералы – хлорит, эпидот, кварц.

Габбродиориты, распространенные в Шиликтинском массиве и на локальных участках среди габбро Мусогатского массива, отличаются от габбро меньшим содержанием темноцветных минералов (20–30 %), более кислым плагиоклазом (андезином), появлением (наряду с пироксеном) роговой обманки и небольшого количества ксеноморфного кварца.

Граносиениты второй фазы, слагающие юго-восточную часть Шиликтинского массива по внешнему виду – массивные породы розового цвета различных оттенков, мелко- и среднезернистые, часто с порфировой структурой. В составе преобладают калиевые полевые шпаты (пертит, микроклин), образующие таблитчатые кристаллы – 55 %, кварцем, плагиоклазом (альбитом образующим полисинтетические двойники) – 10 %, биотитом, магнетитом – 5 %.

Площадям развития интрузий комплекса соответствуют отрицательные аномалии силы тяжести и контрастные положительные аномалии магнитного поля, связанные с большим количеством акцессорного магнетита и ильменита. Вокруг интрузий отмечаются широкие ореолы ороговикованных пород, хорошо выделяющиеся по положительному магнитному полю.

Для интрузивных пород куйбасовского комплекса характерна железорудная специализация, выраженная в обогащении контактовых роговиков магнетитом до 30 % и вышекларковыми содержаниями Ni, Co, Cr и V, а также молибден-медно-порфировая специализация.

Интрузии куйбасовского комплекса прорывают вулканы шумилинской свиты. Галька граносиенитов комплекса находится в конгломератах кугутыкской свиты (верхи турнейского яруса) [35]. Сами же интрузии прорываются магматитами мосовского комплекса (серпуховский век). Таким образом, по геологическим данным возраст куйбасовского комплекса, скорее всего, раннетурнейский.

**Неплюевский комплекс габбро-диорит-гранитовый** выделяется в Челябинско-Суундукской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, где участвует в строении Крыклинского полихронного массива, расположенного у северной рамки листа и ряд расположенных южнее самостоятельных массивов.

Комплекс трехфазный, на площади представлен *второй фазой* – гнейсдиориты ( $\delta'C_1n_2$ ) и *третьей фазой* – плагиограниты ( $\rho\gamma C_1n_3$ ), гнейсоплагиограниты ( $\rho\gamma'C_1n_3$ ), гнейсотоналиты ( $\rho\gamma\delta'C_1n_3$ ) и дайками лейкоплагиогранитов ( $l\rho\gamma C_1n_3$ ).

Среди гнейсотоналитов и гнейсоплагиогранитов отмечаются локальные участки по составу, отвечающие гранодиоритам и гранитам (до лейкогранитов с калинатовым типом щелочности).

В целом по минеральному и химическому составам породы комплекса схожи с выше описанным джабыгасайским комплексом, к которому они и были отнесены при ГДП-200 [59]. Севернее площади А. В. Тевелевым аналогичные породы Крыклинского массива относились к неплюевскому комплексу. При подготовке геологической карты листа М-40-VI к изданию, для решения этих противоречий из плагиогранитов и гранитов третьей фазы комплекса были отобраны 4 пробы для определения радиологического возраста микрозондовым уран-свинцовым методом по цирконам. Результаты анализов сводятся к следующему:

– во всех пробах из 10 зерен циркона 4–5 зерен имеют конкордантные значения 358,3±3,7; 342,7±4,5; 353,5±2,7; 349,4±2,4 млн лет, т. е. возраст минералов и пород определен как турнейский и граница турнейского и визейского ярусов;

– кроме этого в двух пробах получены конкордантные значения 421,5±7; 441,5±2,8 млн лет, предположительно связанные с захватом цирконов из мигматизированных (копинский комплекс) вмещающих пород крыклинского комплекса.

Интрузии комплекса прорывают средние и верхние ордовикские отложения маячной свиты, энбекшинской и кособродской толщ, верхнеордовикские гранитоиды криклинского комплекса и верхнедевонского урускискенского комплекса.

Севернее площади породы комплекса с размывом перекрываются раннекаменноугольными отложениями содержащими фораминиферы жуковского горизонта [15].

На основании приведенных данных гранитоиды были отнесены к неплюевскому комплексу, а возраст их определен как турнейский–ранневизейский (низы).

**Коскульский габбро-монцодиоритовый комплекс** выделяется в Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ, где слагает Кускульскую интрузию и более мелкие тела и дайки.

Комплекс двухфазный. *Первая фаза* представлена габбро ( $vC_1ks_1$ ), *вторая фаза* – монцодиоритами ( $\mu\delta C_1ks_2$ ) – расслоенными породами с составами от лейкогаббро до монцонитов, редко кварцевых монцонитов.

Форма тел, в плане от подковообразной до линзовидной и линейной, размеры колеблются от 0,35 до 0,6 км, в поперечнике и от 1,7 до 2 км по длине. Размеры положительных аномалий, предположительно, связанных со слепыми телами, колеблются от 1,5–2 км по ширине и 6–10 км по длине. В разрезе большинство тел представляет собой лакколиты, лополиты или пластовые залежи с мощностью от 0,1 до 0,5 км. В рельефе все тела представлены возвышенными участками с грядами мелких сопок.

Габбро первой фазы – мезократовая или меланократовая среднезернистая порода серо-зеленого, зеленого цвета с порфирированной структурой, массивной текстурой. Структура основной массы офитовая до пойкилоофитовая. Порфирированные выделения представлены относительно крупными (до 2 мм в поперечнике) зернами уралита по пироксену, часто с пойкилитовыми вросками шестоватого плагиоклаза. Основная масса состоит из длиннопризматических, шестоватых кристаллов плагиоклаза, замещенного альбитом (№ 0–2) с большим количеством включений эпидота, клиноцоизита и мелкого агрегата хлорита, уралита, ильменита и магнетита между ними. Габбродиабазы отличаются более тонкозернистым строением, появлением афировой и интерсертальной структур и такситовых, флюидальных текстур. По химическому составу породы первой фазы относятся к основным породам с нормальной или повышенной щелочностью натриевой серии. В них наблюдаются повышенные содержания титана, суммарного железа.

Породы второй фазы слагают небольшие тела с отчетливо выраженной расслоенностью. Чаще всего, в основании интрузии залегают мезократовые габброиды, часто катаклазированные и рассланцованные, иногда близкие к габбро первой фазы. Выше они сменяются лейкогаббро, лейкомонцогаббро, габбродиабазитами, монцодиоритами, редко – кварцевыми монцонитами. Мощности горизонтов указанных пород колеблются от 5 до 40 м. С возрастанием сверху залежи лейкократовости и кислотно-щелочных свойств пород в них отмечается заметное уменьшение содержания ильменита (от 10 % у подошвы до 2 % в кровле залежи). Габброиды второй фазы представляют собой серо-зеленые среднезернистые породы с массивной, реже сланцеватой текстурой. Структура, их офитовая, реже – бластокатакластическая. Минеральный состав: плагиоклаз (альбит № 0–2) – 60–65 %, хлорит (по пироксену) – 15–20 %, ильменит – 2–10 %, магнетит – до 1 %, апатит – до 1 %. Из вторичных минералов кроме хлорита, обычно присутствует карбонат (до 18 %), серицит (до 5 %), лейкоксен по ильмениту, реже – кварц и эпидот. В лейкомонцогаббро и габбродиабазитах содержания плагиоклаза достигают 75 %. В монцодиоритах и кварцевых монцонитах появляется кварц в количестве от 2 до 15 %. В целом, породы этой группы состоят из шестоватых кристаллов альбита, интерстиции между которыми выполнены агрегатом тонколистоватого хлорита с магнетитом и ильменитом. Основная масса ильменита представлена относительно крупными зернами с пластинчатой отдельностью обычно почти полностью замещенными лейкоксеном.

Альбит в породе, возможно, имеет разное происхождение и значительная часть его, видимо, является все же вторичной. По этой причине высокая щелочность пород этой группы в большинстве своем обусловлена, скорее всего, вторичными изменениями (альбитизацией, серицитизацией), которые очень широко развиты в пределах Коскульской интрузии и в окружающих ее мелких телах и дайках. Эти изменения представлены в основном пропилитизацией с образованием ассоциации: альбит+хлорит+карбонат+серицит±пирит±лейкоксен±кварц.

По химическому составу в разной степени, измененные интрузивные образования второй группы относятся к основным и средним породам, преимущественно повышенной щелочности натриевой серии. Все они отличаются большими колебаниями в содержаниях железа, титана и ярко выраженным толеитовым трендом, фракционирования.

На картах остаточных аномалий  $\Delta g$  ( $H=500$  м) тела пород комплекса выделяются положительными аномалиями с интенсивностью до 1 мГал. Магнитное поле над ними имеет диффе-

ренцированный характер со значениями от  $-50$  до  $+200$  нТл.

Интрузии комплекса прорывают вулканиты полоцкой толщи и карбонатно-терригенные отложений кугутыкской и карбонатно-терригенной толщ нерасчлененных. Химический состав интрузий схож с эффузивами полоцкой толщи. Взаимоотношение с каморзинской толщей не выяснены. Автором предполагается, что интрузии комплекса являются гипабиссальными магматами полоцкой толщи. На этом предположении и по положению в разрезе принимается ранневизейский возраст коскульского комплекса.

**Московский комплекс кварцевых монцонитов, граносиенитов и умереннощелочных гранитов** развит в Восточно-Магнитогорской СФЗ и представлен в Гумбейской подзоне Бриентским (южная часть), в Узельгинско-Ириклинской подзоне – Новоорским, Дуненским, Южно-Базарбайским и большей частью Базарбайского массивами. Отмечается ряд более мелких массивов.

Комплекс двухфазный. *Первая фаза* – гранодиориты ( $\gamma\delta C_1 m_1$ ), монцодиориты ( $\mu\delta C_1 m_1$ ), кварцевые монцодиориты ( $q\mu\delta C_1 m_1$ ), сиениты ( $\xi C_1 m_1$ ), граносиениты ( $\gamma\xi C_1 m_1$ ), дайки граносиенит-порфиров ( $\gamma\xi\pi C_1 m_1$ ); *вторая фаза* – граниты ( $\gamma C_1 m_2$ ), гранит-порфиры ( $\gamma\pi C_1 m_2$ ), умереннощелочные граниты ( $\epsilon\gamma C_1 m_2$ ), умереннощелочные лейкограниты ( $\epsilon\lambda\gamma C_1 m_2$ ), дайки гранит-порфиров ( $\gamma\pi C_1 m_2$ ) и умереннощелочных гранит-порфиров ( $\epsilon\gamma\pi C_1 m_2$ ).

Наиболее крупный массив комплекса – Новоорский. Это крупное тело изометрично-округлой формы (диаметром около 12 км); расположено в междуречье рр. Мусогатка и Баузда и сложено крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранитами и мелкозернистыми порфировидными умереннощелочными лейкогранитами первой фазы. В центральной и северной частях массива отмечаются крупные ксенолиты гранодиоритов и граносиенитов первой фазы, юго-западная периферия массива сложена монцодиоритами, кварцевыми монцодиоритами и граносиенитами первой фазы комплекса.

Биотит-роговообманковые граниты фазы занимают большую часть массива. Макроскопически это серые, розовато-серые, желтоватые и розовато-желтоватые породы средне-крупнозернистые, полнокристаллические, массивные. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 12–20) – 40–50 %, пертитовые сростания альбита с ортоклазом – 15–30 %, кварц – 25–30 %, биотит – 3 %, зеленая роговая обманка – 2 %. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон. Небольшие колебания в содержаниях кварца и пертитов приводит к тому, что можно выделить гранодиоритовые разности с содержанием кварца менее 25 % и пертитов – 10–15 %.

Химические составы пород характеризуются высокими содержаниями  $SiO_2$  – 69,2–71,6 %; суммы щелочей – 7,4–8 % (близкой к умереннощелочным гранитам); калиево-натриевым типом щелочности с незначительным преобладанием натрия над калием.

Мелкозернистые порфировидные умереннощелочные лейкограниты слагают близкие к концентрическим полосы внутри массива. Микроскопические это розовато-красные, светло-лиловые и светло-розовые породы. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 9–12) – 30–40 %; пертиты – 30–40 %, кварц – 30 %. Редкие зерна темноцветных минералов полностью замещены мусковитом и хлоритом. Акцессорные представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом.

По химическому составу они отвечают лейкогранитам ( $SiO_2$  – 72,0–75,3 %), повышенной суммой щелочей (8,1–8,7 %) калиево-натриевым типом щелочности при незначительном преобладании натрия над калием. С порфировидными гранитоидами тесно связан комплекс даек умереннощелочных гранит-порфиров, имеющих микрогранитную и микропегматитовую структуру с редкими вкрапленниками серицитизированного плагиоклаза.

Гранитоиды первой фазы в ксенолитах массива и в юго-западном его обрамлении сложены серицитизированными плагиоклазами, альбит-олигоклазом, пертитами, кварцем, длинноиглочатой щелочной роговой обманкой секущей все минералы. Значительные вариации этих минералов приводят к образованию пород по составу, отвечающим от монцодиоритов до гранодиоритов и граносиенитов.

Из-за плохой обнаженности контакты между породами недоизучены. Предполагаются постепенные переходы.

В строении Дуненского массива участвуют граниты аналогичные таковым из Новоорского массива. Преобладают крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты, которые по сумме щелочей относятся к умереннощелочным разностям. Плохая обнаженность массива не позволяет расчленить его на более дробные подразделения.

Южно-Базарбайский, Базарбайский, Бриентский и большая часть более мелких интрузий комплекса сложена, в основном, граносиенитами, гранитами и умереннощелочными гранитами. Граносиениты имеют порфировидную, гранитную, участками микропегматитовую структуру. Состав их – крупные выделения альбита с широкой каймой гематитизированных и альбитизированных пертитов – 30 %, гематитизированных и пелитизированных пертитов – 15–20 %, пелитизированных пертитов – 15–20 %.

кварца – 15–20 %, темноцветных минералов полностью замещенных хлоритом – 3 %. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, ильменит, апатит, анатаз.

Граниты и умереннощелочные граниты отличаются от граносиенита лишь вариациями в содержании кварца и пертитов. Взаимоотношения между сиенитами относимыми к первой фазе комплекса и гранитами из-за плохой обнаженности до конца не выяснены. Отмечаются как резкие интрузивные контакты, так и постепенные переходы. Возможно, граносиениты перечисленных массивов относятся уже ко второй фазе комплекса.

Во всех перечисленных породах отмечается большое количество ксенолитов диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и их щелочных аналогов. Часть из них являются породами первой фазы комплекса, часть – ассимилированными габброидами куйбасовского комплекса и магматитами урлядинской, гумбейской и шумилинской свит и толщ. Граниты и граносиениты обладают самой высокой щелочностью среди интрузий района щелочности.

*Жильный комплекс* вышеперечисленных массивов представлен граносиенит-порфирами и гранит-порфирами, развитыми, как в самих массивах, так и во вмещающих породах. Вмещающие мосовские интрузии вулканиды девона превращены в плагиоклаз-роговообманковые и альбит-эпидот-амфиболовые роговики.

Средняя плотность пород комплекса довольно постоянна и колеблется в пределах 2,56–2,58 г/см<sup>3</sup>, лишь в ксенолитах гранодиоритов – 2,67 г/см<sup>3</sup>; средняя магнитная восприимчивость изменяется от 10 до 400·10<sup>-6</sup> ед. СГС в гранитах и (400–1 500)·10<sup>-6</sup> ед. СГС в гранодиоритах.

Площадям всех интрузии комплекса соответствуют положительные аномалии силы тяжести и слабоконтрастные положительные аномалии магнитного поля с более контрастными аномалиями над полями роговиков в экзоконтактах.

Гранитоиды комплекса характеризуются железорудной и никель-кобальт-циркон-иттриевой и бериллиевой геохимической специализацией.

Наиболее молодыми образованиями прорываемыми гранитоидами мосовского комплекса на площади, являются вулканиды шумилинской свиты и габброиды куйбасовского комплекса, южнее площади они прорывают позднеурнейские отложения кугутыкской свиты.

По геологическим данным принимается раннекаменноугольный (серпуховский) возраст комплекса.

## РАННЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Джабыкско-санарский гранитовый комплекс.** Интрузии комплекса широко представлены в Восточно-Уральской СФЗ перми–триаса и входят в состав полихронных плутонов, либо составляют самостоятельные крупные массивы – Адамовский, Карабутакский, а также более мелкие тела. По форме массивы делятся на изометричные и линейные. Изометричные массивы приурочены к активизированным сиалическим блокам, как правило, имеют форму штока и большую мощность до 6 000 м (по геофизическим данным). Линейные тела приурочены к разрывным нарушениям или являются апофизами изометричных тел.

В гравитационном поле даже небольшие интрузии выделяются отрицательными локальными аномалиями высокой интенсивности, что говорит об их большой мощности. В магнитном поле они характеризуются минимумами небольшой интенсивности и часто не отделяются от вмещающих пород. Изометричные массивы приурочены к активизированным сиалическим блокам коры, отличаются значительной площадью, имеют в основном батолитоподобную или штокообразную форму и по геофизическим данным прослеживаются на глубину до 7 км, иногда до 10 км. Линейные тела тяготеют к разломам субмеридионального простирания, обладают большими размерами, относительно простым строением и глубиной заложения не более 5 км. Джабыкско-санарские граниты прорывают образования самого различного состава и формационной принадлежности: интрузивные магматиты почти всех допермских комплексов, метаморфиты яршалинской и бескрыковской толщ нижнего рифея, энбекшинскую толщу и маячную свиту ордовика, ниже-среднедевонские вулканиды, нижекаменноугольные, существенно, осадочные отложения. Контактные изменения проявлены в гранитизации и ороговоковании вмещающих пород; постмагматические процессы выражены грейзенизацией. Контакты интрузий большей частью наклонны под вмещающие породы (углы от 20 до 70°), иногда (Карабутакский массив) падают «внутрь» под углами 40–60°.

Комплекс представлен средне-крупнозернистыми (реже мелкозернистыми) биотитовыми гранитами ( $\gamma P_1 ds$ ), часто порфировидными и разгнейсованными (гнейсовидными) и лейкократовыми мелкозернистыми аплитовидными гранитами ( $l\gamma P_1 ds$ ), иногда их пегматоидными разновидностями. Жильная серия представлена лейкогранитами ( $l\gamma P_1 ds$ ), пегматитами ( $pP_1 ds$ ), редко гра-

нитпорфирами. В порфировидных гранитах более крупные зерна сложены микроклином и зональным плагиоклазом; основная масса состоит из плагиоклаза № 12–22 (30–45 %), микроклина (25–35 %), кварца (25–30 %), биотита (5–12 %); характерно обильное развитие мирмецитов. Акцессорные минералы: циркон, апатит, магнетит, сфен; вторичные – эпидот, альбит, хлорит, серицит, мусковит. Химические составы гранитов характеризуются значительными колебаниями в содержании щелочей с вариациями от нормальных до (гораздо реже) умереннощелочных; в последних отмечаются самые высокие значения окиси калия. Все породы относятся к калиево-натриевому, редко – калиевому типу щелочности; по содержанию железа, титана и коэффициенту фракционирования принадлежат известково-щелочной серии. Джабыкско-санарские магматиты имеют ярко выраженную редкометалльную (Mo-W-Be-Bi-Nb-U) геохимическую специализацию. С ними связана вольфрамовая и молибденовая минерализация кварцевого и грейзенового типов, проявления бериллия, тантала, ниобия в пегматитах.

Контактные изменения проявлены в перекристаллизации вмещающих пород и грейзенизации как в экзоконтактах, так и в эндоконтактах.

Самыми молодыми породами, которые прорываются интрузиями комплекса, являются раннекаменноугольные образования каморзинской толщи. В легенде Южно-Уральской серии листов возраст пород комплекса устанавливается как раннепермский.

---

## ТЕКТОНИКА

Территория листа М-40-VI расположена в зоне сочленения двух крупных тектонических форм – Тагило-Магнитогорского мегасинклинория и Восточно-Уральского мегантиклинория, относящихся к западному сегменту Урало-Монгольского складчатого пояса (УМСП).

### ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ

В пределах западного сегмента УМСП традиционно выделяются четыре структурных этажа. Им отвечают крупные ассоциации структурно-вещественных комплексов, отражающие главнейшие тектонические эпохи, а границы между ними фиксируются значительными перерывами в осадконакоплении (обычно сопровождаемыми пенеппенизацией и корообразованием) с региональными угловыми и азимутальными несогласиями. Этажи подразделяются на структурные ярусы, ограниченные также региональными, но стратиграфическими несогласиями, а те, в свою очередь – на подъярусы, рубежи между которыми отмечены сменой вертикальных формационных рядов и иногда локальными размывами в основании. Возрастные границы между всеми названными элементами, как правило, скользкие, что вызвано не вполне одновременным вступлением тех или иных крупных частей территории в определенные стадии своего развития. На площади листа образования нижнего (дорифейского) этажа пока недоступны для визуального изучения. Во втором (рифейско–среднекембрийском или байкальском) этаже выделяются только один (из пяти) структурный ярус – нижнерифейский. Третий снизу (каледонско–герцинский) этаж представлен всеми тремя ярусами: верхнекембрийско–нижнедевонским, девонско–среднекаменноугольным и верхнекаменноугольно–триасовым. Мезозойско–кайнозойский структурный этаж (на тектонической схеме не показан) принято подразделять на верхнетриасово–эоценовый и олигоцен–четвертичный ярусы.

### СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Структурно-формационная зональность является выражением латерально-пространственных (площадных) особенностей эволюционных этапов формирования СВК; этому отвечает такое используемое в литературе понятие как «первичные тектонические формы». Под ними понимаются обусловленные тектоническими причинами (долгоживущие структурные швы, вулканотектоника, эпейрогенические движения и др.) прогибы, поднятия и т. д., запечатленные в мощностях отложений, составе геологических подразделений, характере их смены по латерали, своеобразии конседиментационных дислокаций и т. п. Отражением «первичной тектоники» в современной структуре являются структурно-формационные (структурно-фациальные) мегазоны (мегаобласти), зоны (области), подзоны (подобласти), районы. Районирование проводится раздельно по крупным возрастным интервалам, отражающим тектонические эпохи (или главные их этапы) и весьма специфично для платформ, с одной стороны, и складчатых сооружений – с другой.

Для **байкалид** данного сегмента УМСП наиболее крупные подразделения районирования – мегазоны – не выделяются по целому ряду причин (используются условные классификационные термины). Среди структурно-формационных зон (СФЗ) на описываемой территории представлена лишь одна – *Кумакская* («Восточный Урал»). Она характеризуется отсутствием среднерифейских, верхнерифейских, вендских, кембрийских стратонов и интрузивных магматитов, а также высокой степенью метаморфических преобразований. На территории выделяются только нижнерифейские интенсивно метаморфизованные формации: одна из них платформенная терригенная, другая – континентально-рифтовая базальтоидно-терригенная.

Образования **позднекембрийско–каменноугольного («доорогенного») возрастного ин-**



**тервала** в пределах площади относятся к двум мегазонам: Магнитогорской и Восточно-Уральской. Главным критерием их выделения является тип и возраст коры, на которой формировались вещественные комплексы данного уровня. Для первой мегазоны субстрат – океанический раннепалеозойский, для второй – «смешанный» докембрийско–раннепалеозойский. Магнитогорская мегазона (подразделяется на *Западно-Магнитогорскую* и *Восточно-Магнитогорскую* зоны); на площади листа представлена последняя, характеризуется осадочно-вулканогенным типом разреза, широко проявленным гипабиссальным магматизмом, сравнительно слабым динамотермальным и интенсивным дислокационным метаморфизмом; формации отвечают обстановкам океанического (или субокеанического) рифтинга, островодужных систем и активной континентальной окраины. Наиболее заметным отличием Восточно-Магнитогорской СФЗ является отсутствие ордовикско–силурийских стратиграфических и интрузивных таксонов. Для Восточно-Уральской СФЗ (представленной на площади двумя: *Верхотурско-Новооренбургской* и *Алапаевско-Адамовской СФЗ*) характерен очень пестрый «полиформационный» (в целом – вулканогенно-осадочный) характер обобщенного разреза, интенсивный интрузивный магматизм различной основности и щелочности, разнотипный и разнофациальный метаморфизм; формации соответствуют сменяющимся обстановкам континентального рифтинга, микроконтинентов и вулcano-плутонических поясов. Выделяемые структурно-формационные подзоны (составные части СФЗ) обладают некоторыми особенностями вещественного состава и (или) возраста стратифицируемых и нестратифицируемых комплексов пород, более или менее устойчивыми в течение указанного периода (или отдельных крупных его стадий). Их названия, расположение и наполнение отражены в условных обозначениях к геологической карте доплиоценовых образований. Наименование формаций и привязка их к палеогеодинамическим комплексам даны в таблице-матрице (приложение к тектонической схеме).

Структурно-вещественные комплексы **пермско–триасового возрастного интервала** на площади листа относятся к Уральской СФЗ. Небольшой фрагмент в юго-западном углу площади принадлежит *Орско-Таналыкской СФЗ*. Характерные для СФЗ терригенные моласоидные и моласовые отложения на площади листа отсутствуют. В *Восточно-Уральской СФЗ* стратиграфические таксоны отсутствуют, фиксируются только интрузивные подразделения (на востоке рассматриваемой территории – раннепермская гранитовая формация).

Ранжирование структурно-фациальных таксонов **юрско–миоценового времени** обусловлено полнотой мезозойско–нижнекайнозойского разреза, литологическим составом стратонев, наличием или отсутствием перерывов. В *Орской СФЗ* на площади листа выделяется только глинисто-песчаная сероцветная угленосная формация. Более молодые эоцен–миоценовые отложения развиты за ее пределами. В *Восточно-Уральской СФЗ* развиты отложения песчано-кварцевой и глинистой-пестроцветной формаций.

**Плиоцен–четвертичные стратонев** площади относятся к Урало-Гумбейскому району Уральской СФЗ. Среди «рыхлых» терригенных формаций преобладают элювиальные, «склоновые» и аллювиальные образования с гранулометрическим составом, характерным для горных областей.

## ВТОРИЧНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Вторично-тектоническая структура является следствием деформаций. Интенсивность их резко различная для чехлов платформ и складчатых областей; при описании конкретных структурных форм для тех и других используются разные номенклатурные ряды. Кроме того, если в первых дислокации развиваются, как правило, «перманентно» (носят по сути конседиментационный характер) и четко привязаны к ареалам осадконакопления, то в складчатых сооружениях они возникают в заключительные этапы тектонических эпох, а из-за покровно-надвиговой тектоники могут быть значительно смещены от мест первоначального накопления формационных комплексов. В отличие от «первичных тектонических форм» главным критерием при выделении таксонов этого типа является не вещественный, а структурный – конфигурация генерализованного зеркала складчатости (однонаправленная, выпуклая, вогнутая, ступенчатая). Все описываемые ниже формы отображены на Схеме тектонического районирования масштаба 1 : 1 000 000.

Площадь листа расположена в зоне сочленения двух крупных региональных тектонических форм – Тагило-Магнитогорского мегасинклинория и Восточно-Уральского мегантиклинория.

**Тагило-Магнитогорский мегасинклинорий (1)\*** на исследуемой площади представлен во-

\* Здесь и далее номер структурной формы на схеме тектонического районирования домезозойских образований.

сточным крылом **Магнитогорского синклиория** ( $1_1$ ), имеющего сложное блоковое строение.

У западной рамки листа расположена *Ириклинская мегасинклиналь* ( $1_1^1$ ), точнее ее восточный борт сложенный моноклинально залегающими отложениями терригенно-карбонатной ( $C_1$ ) и известняковой ( $C_{1-2}$ ) формаций и вулканитами базальт-трахириолитовой формации вулканоплутонических поясов ( $C_1$ ). Моноклинальное залегание отложений нарушено меридиональными и секущими разрывными нарушениями.

Восточнее расположено *Бриентско-Ащебутакское вулcano-тектоническое поднятие* ( $1_1^2$ ), сложенное островодужными вулканитами и вулcano-терригенными отложениями базальт-риолитовой ( $D_2$ ), базальт-андезит-риолитовой ( $D_{2-3}$ ), туффиито-глинисто-кремнистой ( $D_{1-3}$ ) и трахибазальт-латит-риолитовой формаций ( $D_3-C_1$ ). Характерным элементов строения поднятия являются вулканокупольные полигенные и полихронные палеовулканические постройки (Солончатская –  $1_1^{2(1)}$ , Дуненская –  $1_1^{2(2)}$  (осложненная с запада Тасбулакской кальдерой) и Новоорская –  $1_1^{2(3)}$ ). Значительные площади занимают интрузивные образования, габбро-диорит-плагиогранитовой формации ( $D_{2-3}$ ) (Верхне-Солончатский, Мусогатский и более мелкие массивы), сформировавшиеся в островодужную стадию, габбро-диорит-гранитовой части полихронных (Базарбайский и Мусогатский) массивов и более мелкие безымянные тела и монцодиорит-сиенит-лейкогранитовой формации (Новоорский, Джусинский, Базарбайский, Южно-Базарбайский массивы). Большинство массивов приурочено к центральным частям вышеперечисленных палеовулканических построек.

С северо-востока к Бриентско-Ащебутакскому вулcano-тектоническому поднятию примыкает *Шубартауская горст-антиклиналь* ( $1_1^3$ ), представляющая собой клиновидный тектонический блок строения которого практически аналогично Бриентско-Ащебутакскому вулcano-тектоническому поднятию. В строении горст-антиклинали принимают островодужные базальт-риолитовая ( $D_2$ ), базальт-андезит-риолитовая ( $D_{2-3}$ ) и туффиито-глинисто-кремнистая островодужные формации ( $D_3$ ). Интрузивные образования представлены массивами габбро-диорит-плагиогранитовой формации ( $D_3$ ) (Куйбышевский и более мелкие массивы), габбро-диорит-гранитовой ( $C_1$ ) и монцодиорит-сиенит-лейкогранитовой ( $C_1$ ) формаций (полиформационный Бриентский массив и другие). У восточной границы горст-антиклинали в зоне Западно-Акжарского разлома расположен Жульдыбайский ультрабазитовый массив (дунит-гарцбургитовая формация ( $D_1$ ), сложенный серией линзовидных протрузий разделенных полосами вмещающих пород.

Южное замыкание горст-антиклинали осложнено *Нижнеджусинской грабен-синклиналью* ( $1_1^4$ ), сложенной вулканитами базальт-трахириолитовой формации ( $C_1$ ), сформировавшейся в обстановке вулcano-плутонических поясов.

В Шубартауской горст-антиклинали с востока примыкает *Шиликтинский блок* ( $1_1^5$ ). Блок имеет тектонические границы и сложен теми же островодужными формациями, что и Джусинская антиклиналь. Интрузивные массивы представлены габбро-диорит-плагиогранитовой ( $D_{2-3}$ ) и габбро-диорит-гранитовой ( $C_1$ ) формациями наиболее крупных из них – полихронный Шиликтинский приурочен к южному окончанию блока. Разрывные нарушения многочисленные с обладающими северо-восточными простираниями.

Через весь лист проходит узкая *Джусинско-Акжарская мегаграбен-синклиналь* ( $1_1^6$ ), слагающие ее формации базальт-трахириолитовая ( $C_1$ ), терригенно-карбонатная ( $C_1$ ) и известняковая ( $C_{1-2}$ ) сформировались в обстановке активной окраины континентов (вулканоплутонических поясов и шельфа). Разрывными нарушениями субмеридиональными и северо-западного простирания грабен-синклиналь разбита на серию узких блоков, сложенных той или иной формацией. Залегание породы в блоках моноклинальное, разнонаправленное (части бывших синклиналей и антиклиналей) в приразломных зонах, осложненное мелкой изоклинальной складчатостью.

С востока к Джусинско-Акжарской мегаграбен-синклинали тектонически причленяется *Теренсайская мегантиклиналь* ( $1_1^7$ ), имеющая тектонические границы на востоке с Джарлинско-Домбаровской мегаграбен-синклиналью, а на севере со структурами Восточно-Уральского мегантиклинория. Мегантиклиналь сложена островодужными формациями: базальт-андезит-дацитовой ( $D_{1-2}$ ), глинисто-кремнистой ( $D_{1-2}$ ), базальт-риолитовой ( $D_2$ ), сформировавшиеся в обстановках преддугового бассейна, примитивной к юной дуги и туфогенно-глинисто-кремнистой формацией стадии развитой дуги. Интрузивные образования развиты в северном замыкании мегантиклинали и представлены габбро-монзонит-гранодиоритовой ( $D_2$ ) (Теренсайский массив) и гранодиорит-гранитовой ( $D_3$ ) (Кумус-Тюбинский массив) формациями. Восточная часть мегантиклинали прорвана Карабутакским массивом ( $1_1^{7(4)}$ ) орогенных гранитов ( $P_1$ ). Разрывными нарушениями меридионального и северо-западного простирания Теренсайская мегантиклиналь, разбита на более мелкие блоки, сложенные определенным набором формаций. Наиболее крупные из них имеют собственное название: Карабутакско-Джусинское вулканоген-

но-тектоническое поднятие ( $1_1^{7(1)}$ ), Карагандысайская грабен-синклиналь ( $1_1^{7(2)}$ ) и Восточно-Карагандысайский грабен ( $1_1^{7(3)}$ ).

Между Теренсайской мегантиклиналью и Адамовской горст-антиклиналью, относящейся уже к Восточно-Уральскому мегантиклинорию, расположена *Джарлинско-Домбаровская мегаграбен-синклиналь* ( $1_1^8$ ), имеющая ширину до 4 км и, сложенная терригенно-карбонатной ( $C_1$ ) и известняковой ( $C_{1-2}$ ) формациями. У южной рамки листа – грабен разорван на две части Карабутакским массивом. Более мелкие массивы гранитовой формации орогенных гранитоидов приурочены к разрывным нарушениям.

**Восточно-Уральский мегантиклинорий** (2) расположен в восточной части площади и сложен интенсивно дислоцированными стратиграфическими и не стратиграфическими образованиями одноименной СФЗ позднего кембрия–карбона, а также допозднекембрийскими породами, принадлежащими к Камсакской СФЗ. На площади листа он подразделяется на три субрегиональных элемента.

Самый западный из них – **Уйско-Солончатский пакет пластин** ( $2_1$ ) клиновидно замыкается у северной рамки листа и представлен *Ай-Джарганским тектоническим блоком* ( $2_1^1$ ) интенсивно дислоцированных пород кремнисто-терригенной формации ( $O_{2-3}$ ).

Восточнее расположено южное замыкание **Полтавско-Брединской синклинорий** ( $2_2$ ), границы синклинория тектонические, как и структурных форм более высокого порядка слагающие его. В юго-западной части синклинория выделяется *Жаман-Акжарский тектонический блок* ( $2_2^2$ ), представляющий собой горст и сложенный кремнисто-базальтоидной ( $O_{2-3}$ ) и терригенно-дацит-риолитовой метаморфизованными ( $O_3$ ) формациями, прорванными экстрюзиями дунит-гарцбургитовой ( $O_2$ ) и габбро-диорит-плагиогранитовой ( $C_1$ ) формаций. Центральная часть блока осложненного небольшим грабеном, выполненным отложениями терригенно-карбонатной формации ( $C_1$ ).

Севернее и восточнее расположена *Кировско-Коскульская мегаграбен-синклиналь* ( $2_2^1$ ), сложенная вулканогенными и карбонатно-терригенно-карбонатной ( $C_1$ ), известняковой ( $C_{1-2}$ ) и базальт-трахириолитовой ( $C_{1-2}$ ) формаций. Интрузивные образования представлены небольшими массивами габбро- и монцодиоритов коскульского комплекса ( $C_1$ ). Структура разбита большим количеством разломов, большая часть из которых на карте генерализована.

Восточнее расположена *Крыклинская горст-антиклиналь* ( $2_2^3$ ), южная часть, которой сложена метаморфизованными породами кремнисто-базальтоидной ( $O_{2-3}$ ) и терригенно-дацит-риолитовой ( $O_3$ ) формаций. Значительную часть южной половины структуры и всю ее северную часть занимает полихронный и полиформационный Крыклинский массив и его сателлиты. В его строении принимают участие интрузии габбро-диорит-плагиогранитовой, метаморфизованной ( $O_3-S_1$ ), габбро-диорит-плагиогранитовой ( $C_1$ ) формаций. К тектоническим зонам приурочены экстрюзии ультрабазитов дунит-гарцбургитовой ( $O_2$ ) формации.

Западная часть синклинория представлена *Кваркенской мегаграбен-синклиналью* ( $2_2^4$ ), сложенной вулканогенными и терригенными породами базальт-трахириолитовой, терригенно-карбонатной ( $C_1$ ) и известняковой ( $C_1$ ) формаций. В широтном ответвлении мегаграбен-синклинали развиты вулканы базальт-латит-риолитовой формации ( $D_3-C_1$ ).

Восточную часть площади занимает **Адамовско-Мугоджарский антиклинорий** ( $2_3$ ). В его пределах на площади листа выделяется *Адамовская горст-антиклиналь* ( $2_3^1$ ) и *Колтайско-Карагачинская блокмоноклиналь* ( $2_3^2$ ).

*Адамовская горст-антиклиналь* сложена метаморфизованными в амфиболитовой фации отложениями терригенной ( $RF_1$ ) и базальтоидно-терригенной формаций ( $RF_1$ ), в небольших грабен-синклиналях отличаются отложения метаморфизованных терригено-олигомиктовых ( $O_2$ ) и кремнисто-базальтоидной формаций ( $O_{2-3}$ ). У северной рамки листа структура антиклинория осложнена трогом выполненным вулканидами кремнисто-базальтоидной формации ( $D_1$ ). Большую половину антиклинория занимают крупные полихронные и полиформационные массивы (Каиндинский, Шильдинский, Копинский, Урус-Кискененский), в строении которых принимают участие интрузивные тела габбро-диорит-плагиогранитовой метаморфизованной ( $O_3-S_1$ ), габбро-диорит-плагиогранитовой ( $D_3$ ), монцогаббро-монцодиорит-граносиенитовой ( $D_3$ ) и гранодиорит-гранитовой ( $D_3$ ) формаций. Центральную часть антиклинория занимает крупный массив (Адамовский) орогенных гранитов ( $P_1$ ) имеющий размеры 20×15 км. Аналогичный массив (Карабутакский) осложняет юго-восточную часть антиклинали. Отмечается большое количество сателлитов и более мелких тел этой формации. У северной рамки листа ордовикские отложения экструдируют ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации ( $O_2$ ).

*Консайско-Карагачинский блок* – моноклиналь представляет собой эродированную рифтогенную структуру выполненную метаморфизованными отложениями терригенной олигомиктовой ( $O_2$ ) и кремнисто-базальтоидной формацией ( $O_{2-3}$ ). Отмечается большое количество мелких

интрузий тех же формаций, что и в Адамовской горст-антиклинали, наиболее крупным является Яршалинский полихронный и полиформационный массив, имеющий размеры 14×9 км.

## ДЕФОРМАЦИИ

### ПЛИКАТИВНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Для Магнитогорского синклинория характерно преобладание «лопастных» брахисинклиналей различного порядка с сопряженными отлогокилевидными антиклиналями (иногда – брахи-антиклиналями). Морфология пликативных дислокаций часто наследует вулcano-тектонические ретроструктуры. Средние углы падения на крыльях складок обычно не превышают 40°. Для восточного крыла Ириклинской мегасинклинали характерно моноклиальное на запад залегания пород осложненное разрывными нарушениями. В грабен-синклиналях, выполненных каменноугольными осадочными отложениями, первичные брахиформные складки нарушены многочисленными разломами. В тектонических блоках первичные элементы залегания изменены вплоть до запрокинутых. В приразломных частях развивается мелкая изоклиальная складчатость, вплоть до пloyчатости.

В Восточно-Уральском мегантиклинории все структурные формы первого порядка выделяются в качестве горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Что касается более мелких пликативных деформаций, то в стратифицируемых образованиях каледонско-герцинского этажа фиксируется сочетание линейных складок (обычно меридиональных) и брахиформ; последние часто являются отражением девонских вулcano-купольных структур. В ядрах горст-антиклиналей глубоко метаморфизованные породы байкалитид (в двух западных антиклинориях) смяты преимущественно в брахискладки. Их «линейные» осложнения (в малых формах) сопровождаются наложенной кристаллизационной сланцеватостью. Уйско-Солончанский пакет пластин характеризуются изоклиально-чешуйчатой складчатостью с полным уничтожением «реликтовых» брахискладок и преобладанием мелких (не ниже третьего порядка) линейных форм с острыми фестончатыми периклиналями, интенсивно проявленным кливажом во всех своих разновидностях, возникновением псевдомоноклиналей.

### ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Разрывные нарушения являются естественной реакцией потерявших пластичность пород на существующие еще напряжения (при этом имеются ввиду только хрупкие катакластические деформации, в отличие от так называемых «вязких» разломов, по существу трудно отделимых от собственно пликативных дислокаций). По морфокинетическому признаку они подразделяются на пологопадающие (надвиги, взбросо-надвиги), крутопадающие (взбросы, сбросы, сдвиги) и разломы сложной кинематики (в том числе листрические); по ориентировке относительно общего структурного плана – на продольные, поперечные и диагональные; по своей роли в тектоническом процессе – на главные (региональные «структурные швы») и прочее (второстепенные «местные»).

Среди разрывных нарушений наиболее крупный Джусинско-Домбаровский разлом является структурным швом, разделяющим Магнитогорский синклинорий и южную часть Восточно-Уральского мегантиклинория. По завершении герцинского деформационного цикла он представляет собой систему взбросов и взброса надвигов с сохранившимися участками ретросбросов (заложённых, вероятно, еще в ордовике). На юге площади разлом разрывается (поглощается) крупным Карабутацким массивом.

Разломы, показанные на тектонической схеме под собственными именами, являются границами вышеописанных структурных форм первого порядка. Среди них выделяются сбросы, взбросы и надвиги.

Среди многочисленных местных разломов, показанных на карте (т. е. имеющих заметную амплитуду смещения) закономерно преобладают продольные. В большинстве это структурные соотношения сложной или неустановленной кинематики; для некоторой их части уверенно определяется преобладание надвиговой, взбросовой, сбросовой, иногда сдвиговой составляющей. Из диагональных нарушений, представляющих собой крутые трещины скалывания, разрывы с северо-западной и северо-восточной ориентировкой находятся примерно в равном соотношении; субширотные дизьюнктивы (трещины отрыва), существенно нарушающие пликативные структуры, фиксируются реже. Все крутопадающие второстепенные разломы прямолинейные или слабоизогнутые в плане; амплитуда вертикального перемещения по ним, как пра-

вило, не одинакова на отдельных их участках. В кайнозое многие из дизъюнктивов, заложенных в позднегерцинское время, являлись основой ортогональной и диагональной сети нарушений, по которым осуществлялись неотектонические блоковые движения.

---

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Приуроченность рассматриваемой территории к довольно крупным контрастным, длительно формировавшимся элементам земной коры обусловила сложность истории ее геологической эволюции. В истории формирования геологических комплексов, слагающих территорию, выделяются три крупных этапа: рифейско–среднекембрийский (байкальский), позднекембрийско–триасовый (каледонско–герцинский) и мезозойско–кайнозойский (позднетриасово–четвертичный).

### БАЙКАЛЬСКИЙ ЭТАП

После завершения карельской эпохи тектогенеза территория являлась частью обширного континента, охватывающего значительные площади нынешней Евразии. На протяжении почти всего рифея (около 1 миллиарда лет) здесь господствует платформенный режим. В отдельных обширных депрессиях типа авлакогенов Русской платформы, в относительно спокойной обстановке накапливались мощные толщи глинистых и песчано-глинистых отложений (яршалинская толща). На отдельных пространствах в те или иные сравнительно короткие отрезки времени сменяется континентальным рифтингом, проявленным в узколинейных зонах обычно «неуральского» простирания. Одна из таких континентально-рифтовых систем, существовавшая в раннем рифее и имевшая, вероятно, субширотную ориентировку, охватывала и описываемую площадь. Отмечена она сочетанием первично терригенных и базальтоидных пород (бескрыковская толща). Другая подобная система (уже, по-видимому, северо-восточного простирания) развивалась в начале среднего рифея (Уралтауский антиклинорий, восточнее площади). Представляющие эту структуру максютовская серия образована парагенезом терригенных формаций, а также основных и кислых вулканитов (нормального и умереннощелочного ряда). В остальные же крупные отрезки бурзянской, юрматинской и каратауской эр описываемый район и смежные площади представляют собой платформу, то преимущественно терригенной, то существенно карбонатной седиментацией в «мигрирующих» внутриконтинентальных, большей частью мелководных бассейнах (на территории листа не известны). Преобладающие в этот период стабильные геотектонические условия как минимум дважды (на рубеже среднего и позднего рифея и в середине последнего, на границе тангаура и кудаша) сменяются режимом «активизированной платформы» (неудачный синоним данного понятия – «рассеянный рифтинг»). Он выражен в усилении разрывной тектоники (растрескивании) на фоне общего воздымания территории с существенными перерывами в осадконакоплении и внедрением большого числа даек, силлов и штоков габброидных пород (восточнее площади, в Уралтауском антиклинории – верхнемазаринский габбро-долеритовый комплекс позднего рифея).

В самом конце рифея (поздний кудаш) возникает новая континентально-рифтовая система, на этот раз субмеридионального (близуральского) простирания, существующая и в раннем венде. Характеризуется она типичным «пестрым» набором формаций и существенной ролью контрастных по основности и щелочности вулканитов и гипабиссальных интрузий. Западнее рассматриваемой территории ее представляет каялинская свита, по-видимому, принадлежавшая западному краю упомянутого рифта. Во внутренней же его части (восточнее площади в Зауралье) почти синхронно возникает глубокий раздвиг с образованием коры океанического типа, а чуть позже – и зачатки энсиматической островной дуги (соответствующие сильно метаморфизованные образования в современной структуре редки и установлены лишь в северной половине Урала). Этот линеамент разделяет единую до этого мегаплиту на два палеоконтинента, расхождение которых друг относительно друга, вероятно, было сравнительно небольшим. При сближении континентов (в конце раннего венда) и последующей коллизии (поздний вэнд–начало кембрия) происходит обдукция древних офиолитов и островодужных комплексов; начинает

формироваться орогенный пояс. Рост орогена сопровождался прогревом, перекристаллизации пород в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и формированием брахиформной складчатости.

Таким образом, к концу раннего кембрия возникает горное сооружение, спаявшее обе части единой ранее эпикарельской платформы. Вслед за этим в течение почти всего кембрия (около 20 млн лет) вновь устанавливается стабильный континентально-платформенный режим. Горная страна интенсивно разрушается, обломочный материал накапливается, в основном, за ее пределами (достоверные среднекембрийские отложения на Урале до сих пор не установлены). Уже к началу позднего кембрия территория, подвергнутая позднебайкальскому орогенезу, представляет собой приподнятый пенеплен. Формируются древние коры выветривания латеритного профиля, впоследствии большей частью размытые (на Урале они сохранились только в некоторых пунктах; на описываемой площади отсутствуют).

## КАЛЕДОНСКО–ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП

С конца позднего кембрия (аксайский век) образуется новая континентально-рифтовая система меридионального простирания, располагавшаяся западнее однотипной «позднебайкальской» структуры. К представителям ранней стадии ее формирования, на описываемой площади относится рымникская свита, а в Западно-Магнитогорской СФЗ – кидрясовская свита (западнее площади). По-видимому, уже к началу позднего аренига часть системы, к западу от описываемой площади, преобразуются в океанический рифт; в глубоких зонах растяжения возникает океаническая кора (ультрамафиты и мафиты сакмарского комплекса), зарождается Палеоазиатский океан, разделивший Восточно-Европейский (ВЕК) и Казахстанский (КК) палеоконтиненты. Уже в начальные фазы раскрытия океана, вероятно, при крутой субдукции океанической коры под КК, происходит отторжение крупных его сегментов, одним из которых является Восточно-Уральский (Мугоджарский) микроконтинент (ВУМК). В субокеанических условиях разделяющего их «окраинного спредингового моря» формируется чебаркульско-казбаевский габбро-дунит-гарцбургитовый комплекс. В середине ордовика (по крайней мере, до конца тэлашорского времени, иногда и в раннем карadoке) на раздробленных краях мезоплиты продолжают существовать остаточные рифтовые долины. Они заполняются разнообломочным терригенным материалом (маячная свита), базальтами с горизонтами кремнистых алевролитов (энбекшинская толща), терригенными отложениями с горизонтами дацитов и риолитов (кособродская толща). На западном склоне микроконтинента формируются глубоководные осадки (углисто-глинисто-кремнистые, глинисто-кремнистые) новооренбургской толщи. Тем самым, к началу позднего ордовика окончательно обособляется Уральская мобильная область как надпорядковая «первично-тектоническая структура».

С ашгилла над зоной субдукции, падающей под ВУМК, вероятно, возникает «позднеордовикско–силурийская» островная дуга (аналог «тагильской» дуги), для Южного Урала – весьма гипотетическая, предполагаемая по косвенным признакам. В частности, непосредственно внутри сильно «отрифтованного» микроконтинента формируются ее «отголоски»: осадочно-вулканогенные и малоглубинные интрузивные образования (севернее площади), а в пределах данного листа (в корневых частях «вулканических трогов») – крыклинский и копинский комплексы, относящиеся к габбро-диорит-плагиигранитовой формации. В силуре и раннем локхове на различных частях склонов ВУМК накапливаются терригенно-кремнистые отложения булатовской толщи.

В раннем девоне территория подвергается существенной деструкции. В локховский–пражский века в восточном (задуговом) бассейне окраинного моря происходит вначале частный рифтинг (тюлькубайская толща), а затем спрединг с образованием бриентской офиолитовой ассоциации, где с ультрамафитами одноименного комплекса тесно связаны натриевые базальты киембаевской свиты. Подобные же субсинхронные дунит-гарцбургитовые ассоциации в более западных и более восточных районах океанического сектора (впоследствии протрудировавшие в перекрывающие их отложения) выделяются под другими названиями: халиловский, каменнодольский, подольский комплексы. Со второй половины раннего эмса (такатинское время) обширный «южноуральский» сегмент мобильной области, включающий в себя восточную окраину ВЕК, ВУМК и океанический бассейн, вновь подвергается растяжению и общему опусканию. На микроконтиненте образуются локальные вулканические трогои. Накапливающиеся в них формации для разных отрезков этого сравнительно короткого периода характеризуются различным составом, на площади листа – кремнисто-базальтовым (айдырлинская толща). В наиболее глубоких рифтовых зонах формируются дунит-верлит-клинопироксенитовые комплексы:

восточно-хабарнинский и карашакольский (за пределами площади). Таким образом, в эмсе завершается дифференциация пространства между ВЕК и ВУМК с обособлением двух «южно-уральских» структурно-формационных зон, дальнейший (девонско–раннетурнейский) этап развития которых происходит по несколько отличному плану. На возникшей раннедевонской субокеанической коре закладывается Восточно-Магнитогорская СФЗ, а образования к западу от нее (с сохранившейся ордовикской океанической корой) теперь принадлежат Западно-Магнитогорской зоне.

В конце позднего эмса на Южном Урале возобновляется зона субдукции с падением, как и прежде, под микроконтинент; начинается формирование девонской («магнитогорской») островодужной системы, прошедшей все «классические» стадии своего развития. Положение тех или иных элементов системы несколько менялось со временем, однако, неизменной оставалась общая тенденция уменьшения основности, увеличения щелочности и соотношения К/Na в однотипных синхронных образованиях с запада на восток. При этом в среднем–позднем девоне Западно-Магнитогорская СФЗ в целом отвечала фронтальным частям островной дуги, значительная часть Восточно-Магнитогорской СФЗ – главному (осевому) вулканическому хребту, а самая восточная (Уйско-Домбаровская) ее подзона – тыловой части активного бассейна. На «примитивной» стадии (поздний эмс–ранний эйфель) образована базальт-андезитобазальтовая формация (на описываемой площади – кукбуктинская толща), сопоставимая с известково-щелочной серией энсиматической дуги (пространственно разных ее частей). На востоке тылового бассейна (Уйско-Домбаровская подзона) в это время существуют локальные амагматичные впадины, заполняемые углисто-глинисто-кремнистыми осадками (андреевская толща). «Юная» стадия (большая часть эйфеля) проявлена во всех элементах девонской дуги; на описываемой площади она представлена «переходной» от толеитовой к известково-щелочной (александринская и джусинская толщи) петрохимической серией. Эффузивные и вулканокластические породы (а также сопутствующие субвулканические образования) названной формации накапливаются во внутридуговых рифтовых долинах. Завершается стадия формированием интрузий теренсайского габбро-монцодиорит-плагиогранитового комплекса.

В стадию «развитой дуги» первой (уже в конце раннего эйфеля) вступает Гумбейская подзона Восточно-Магнитогорской СФЗ, где образуются вулканы, относящиеся к известково-щелочной серии: базальты гумбейской свиты, а затем (по начало франа) андезиты, дациты и туфотерригенные породы новобуранного комплекса. В периферических частях островодужной системы последовательно дифференцированная базальт-андезит-риолитовая формация накапливается с позднего эйфеля до конца бродовского времени. Представлена она лавами, туфами и тефротурбидитами урлядинской толщи. Характерно обилие субвулканических образований среднего и кислого состава. Корневым частям активной магматической дуги отвечают габбродиориты, диориты, плагиограниты (реже габбро и тоналиты) краснинского комплекса.

Начало франа, вероятно, отмечено резким, но кратковременным сближением ВЕК и «магнитогорской» дуги. В западной части океанического бассейна происходит «тектоническое расслоение» ордовикско–среднедевонских образований с выведением офиолитов в более высокие горизонты коры. В дальнейшем, почти до конца франа, вулканическая активность редуцируется (в отдельных частях некоторых подзон это происходит уже с живета); проявления ее, по-видимому, сосредоточиваются лишь в пределах осевой гряды. В самом конце франа островная дуга входит в «зрелую» стадию своего развития, отмеченную возникновением базальт-латит-трахириолитовой формации (бугодакская толща на западе, аблязовская и новоивановская толщи – в центральной части системы). В корневых частях дуги формируются интрузии краснинского габбродиорит-гранодиорит-гранитового комплекса.

Некоторые из перечисленных стадий находят отражение и в вулканической деятельности на микроконтиненте. В частности, там фиксируются эйфельская базальт-риолитовая и фаменско–раннетурнейская трахибазальт-латитовая формации, для которых (в отличие от сходных островодужных образований) характерно более широкое присутствие осадочных пород. Первой соответствуют кокпектинская и журманкольская толщи (восточнее площади), второй – березняковская толща. Франско–раннефаменский возрастной уровень отмечен внедрением интрузий габбро-диорит-плагиогранитовой (джабыгасайский комплекс), монцогаббро-монцодиорит-граносиенитовой (урускисенский комплекс) и гранодиорит-гранитовой (среднеушкатинский комплекс) формаций.

В конце франского века, вследствие резкого изменения относительных скоростей перемещения соседних мегаплит начинается коллизия Казахстанского континента и Восточно-Уральского микроконтинента (с возникновением восточнее площади флишоидных формаций – аулиетасская и ащисуйская толщи на восточном склоне последнего), а в начале фамена – «магнитогорской» островной дуги с ВУМК и пассивной окраиной ВЕК.



В последнем случае в быстро сужающееся «средиземное» море поступает обломочный материал как с востока, со стороны размываемых вулканитов (граувакки), так и с запада, с осушаемых территорий палеоконтинентального сектора. Образуется зилаирский флиш (восточнее площади). Островодужная магматическая деятельность резко редуцируется, и лишь на западе Восточно-Магнитогорской зоны до конца раннего турне продолжается накопление дифференцированных умереннощелочных вулканитов и вулканомиктовых турбидитов «зрелой» стадии (шумилинская свита). На рубеже раннего и позднего турне окончательно завершается субдукция под магнитогорскую дугу.

В позднем турне, по мере сближения двух континентов, одна из разделяющих их мезоплит с относительно молодой океанической корой начинает поддвигаться под ВЕК. Восточная периферическая область последнего, имеющая уже мощную континентальную кору, преобразуется в активную окраину кордильерского типа. Над завершившей свое развитие девонской дугой, а также в пределах бывшего микроконтинента формируются вулcano-плутонические пояса. В «синколлизонных эшелонированных рифтах» возникают линейные магматические центры, где почти до конца башкирского века идет формирование вулканитов и комагматичных интрузивных комплексов нормального и умереннощелочного ряда (березовская свита, полоцкая толща: куйбасовский, московский и коскульский комплексы). За пределами вулканических трогов продолжают формироваться флишоидные отложения, край прогиба смещается к западу, в область бывшего мелкого шельфа. По мере заполнения осадками окраинно-континентальных бассейнов происходит нивелирование их глубин и общее обмеление. На обширном мелководном пространстве (шельф возникшего «средиземного моря») до конца раннего карбона (местами – и в раннебашкирское время) накапливаются известняки и терригенно-карбонатные отложения (кизильская, уртазымская свиты, каморзинская толщи и др.). Усиливающиеся тангенциальные напряжения приводят к дальнейшему тектоническому расслоению палеозойских комплексов, межпластовым срывам; они же вызывают коробление «карбонатной платформы» с появлением крупных островов на шельфе (скользящая верхняя граница кизильской свиты).

Позднебашкирское время знаменует собой начало гиперколлизии: происходит соприкосновение краев Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов с почти полным закрытием «средиземного моря». По глубоким разломам, проникающим в нижние горизонты литосферы, окраины континентов раскалываются на макроблоки. На рубеже башкирского и московского веков из-за интенсивного растрескивания пород субстрата в восточной части палеоокеанического сектора возрастает тепловой поток. Следствием этого является динамотермальный метаморфизм с общей вертикальной зональностью, а на локальных участках резкого повышения теплового потока («термальные купола») – высокоградиентный латерально-зональный метаморфизм с глубоким (до амфиболитовой фации) преобразованием позднепротерозойских и раннепалеозойских стратифицируемых и интрузивных пород. С этим же процессом сопряжен палингenez с формированием первых («раннеорогенных») батолитоподобных кислых плутонов (среднекаменноугольные гранит-лейкогранитовые комплексы известны на смежных к северу листах). Переплавлявшимся субстратом являлись породы досреднекембрийского основания уралид в пределах бывшего ВУМК. Синхронно с метаморфизмом в условиях продолжающихся тангенциальных напряжений возникают «вторично-тектонические» дислокации, первоначально в виде брахиформной складчатости. При сопряженном радиальном сжатии ранние (байкальские) формы «сплющиваются» с образованием (вдоль осевых плоскостей) новых мелких складок региональной кристаллизационной сланцеватости, субпараллельной слоистости. В докембрийские породы приобретают «вторичную пластичность». Возникают главные тектонические элементы Восточно-Уральского мегантиклинория, Магнитогорский синклинорий, зарождается антиклинорий Уралтау.

В раннемосковское время уже значительная часть субрегиона являлась сушей. Лишь в замкнутых остаточных бассейнах накапливаются карбонатные, реже – терригенные осадки (уртазымская свита). Поле горизонтальных напряжений дифференцируется, скорость тангенциального сжатия меняется по простиранию возникающих структур. Первичные брахиформные дислокации усложняются сжатыми (до изоклинальных) формами и нередко (особенно севернее рассматриваемой территории) преобразуются в голоморфную линейную складчатость.

Уже с конца среднего карбона происходит рост горного сооружения в центральных и западных частях бывшего «палеоокеанического сектора». Обломочный материал от размываемых уралид выносится за пределы площади. В пермское время возросший тепловой поток приводит к формированию «позднеорогенных» интрузий кислого состава (нормального, умереннощелочного, реже – щелочного ряда); на рассматриваемой территории это джабыкско-санарский гранитовый комплекс. Рост горного сооружения продолжался до конца перми, на отдельных участках – до начала среднего триаса. В конце среднего триаса завершается орогенный этап

развития Уральской мобильной области с этого времени вся территория Урала вступает в платформенный этап развития.

## МЕЗОЗОЙСКО–КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

К началу мезозойского этапа Уральский ороген прекратил свое существование, его место занял пенеплен, где в гумидных условиях шло интенсивное корообразование. Пик активности корообразования приходится на рэтский век. С этим временем связано образование в корях выветривания по ультраосновным породам месторождений силикатного никеля и природно-легированных железных руд. В раннеюрское время в результате местного растяжения (на фоне общего поднятия) западнее площади образуются тафрогенные впадины. Одна из них (Орская) затрагивает юго-западный угол площади.

Начиная с тоарского времени по раннекелловейское в них отлагаются мощные (до 350 м в Орской депрессии) континентальные угленосные отложения катынадырской, орской и романкульской свит (на площади почти полностью перекрыты аллювием). Неполные профили погребенных кор выветривания в депрессиях свидетельствует о том, что осадконакоплению юрских отложений предшествовал размыв. Источником материала ранне-среднеюрских отложений явились коры выветривания на поднятиях. Со второй половины келловя, после выравнивания и затухания эрозионно-денудационной деятельности, снова начинают преобладать процессы химического выветривания, продолжавшиеся до позднего мела. Периодические трансгрессии моря в мелу и палеоцене описываемую площадь не затронули. Осадки с меловыми споро-пыльцевыми комплексами отмечаются только в карстовых депрессиях. С эоцена возобновляются поднятия сводового характера, которые привели к регрессии моря и образованию пустыни. В этот этап образуются отложения золотых и аллювиальных кварцевых песков (казацкая свита).

В олигоцене усиливаются поднятия, расчленение рельефа, формируется эрозионная сеть с аллювием, представленным обохренными песками, гравием и галечниками (западнее площади – куртамышская свита). На пологих водораздельных пространствах происходили процессы химического выветривания с образованием маломощных кор выветривания неполного профиля. В миоценовое время неровности рельефа заполняются озерно-аллювиальными осадками наурузумской и чаграйской свит и озерными глинами светлинской и жиландинской свит.

В конце миоцена и раннем плиоцене происходит заметное воздымание, современное осевой части складчатого пояса, начинают формироваться Уральский кряж и педилен восточных предгорий.

С кустанайского времени происходит резкая неотектоническая активизация центральных частей площади с дифференцированными блоковыми движениями на фоне продолжающегося поднятия. Начинается интенсивное уничтожение поверхностей выравнивания, частичный размыв мезозойских кор выветривания и образование кустанайского аллювия.

Эоплейстоценовое время характеризуется некоторой стабилизацией территории, приведшей к накоплению на водоразделах лёссовидных суглинков, а в пологих речных долинах озерных отложений.

В дальнейшем (плейстоцен и голоцен) чередование фаз относительной стабильности и усиления горообразовательных процессов приводит к перераспределению гидросети с формированием комплекса террас, усложнению форм и элементов рельефа, появлению новых генетических типов осадков.

Перераспределение гидрографической сети является важным показателем проявления положительных новейших движений земной коры в среднечетвертичное время. Большинство крупных и мелких долин речной сети используют дизъюнктивные нарушения, по которым осуществлялись неотектонические блоковые движения. Прямое совпадение долин с разломами наблюдается у рек Суундук, Якши-Акжар, Айдырля. Неравномерные движения отдельных блоков играют основную роль в формировании ассиметричных междуречий и долин, их узкие и крутые склоны приурочены к более приподнятым блокам. В краевых частях этих блоков находятся ярко выраженные формы рельефа – глубокие промоины, овраги, крутые эрозионные уступы, густая сеть долин с вторичным врезом. Кроме дизъюнктивов современные речные долины используют брахисинклинальные структуры. Эти же структуры, в случае их неотектонической активности, являются местом заложения молодых (четвертичных) локальных впадин, к одной из таких впадин приурочен отрезок долины реки Жаман-Акжар в ее нижнем течении. Дифференциация неотектонических движений приводит также к образованию локальных поднятий четвертичного возраста. Примером может служить междуречье Джарлы и Карабутака.

Усиление движений в четвертичное время отразилось и в фаціальном составе отложений.

Особенно ярко это выражено в области слабого новейшего горообразования, где водоразделы покрыты суглинками с большим количеством дресвы и щебня, а склоны – четвертичными образованиями гравитационного ряда (коллювий и десерпций), не встречающимися в рыхлых отложениях более древнего возраста.

Возраст разломов, участвовавших в неотектонических процессах, достоверно не установлен, вероятно, это долгоживущие разломы, активизированные в новейший этап геологической истории.

---

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория съемочного листа полностью входит в состав Урало-Гумбейской зоны «внеледниковой» подзоны Уральской СФцЗ.

В орографическом отношении территория листа представляет собой слабовсхолмленную равнину. Наиболее значительные высотные отметки колеблются в пределах от 350 до 390 м; причем, в связи с общим наклоном поверхности на юго-запад, наивысшие отметки приурочены к восточной части района. Минимальные отметки порядка 200–220 м находятся в долинах рек Кумак и Суундук. В общих чертах рельеф описываемого района может быть охарактеризован следующим образом: возвышенности, являющиеся во всех случаях водоразделами, имеют крайне пологие ( $1-3^\circ$ ), слегка выпуклые склоны. Лишь на участках, прилегающих к долинам рек, главным образом в западной половине района, рельеф становится более расчлененным, приобретая черты холмистого и даже мелкосопочного. В этом случае отдельные, обычно островчатые возвышенности со скалистыми вершинами и довольно крутыми (до  $10^\circ$ ) склонами разобщены обширными долинообразными понижениями. Относительное превышение водоразделов над речными долинами 60–110 м.

Все реки района небольшие и принадлежат бассейну р. Урал. Ширина рек не превышает 40 м, глубина – до 2 м. Берега преобладают пологие, но в излучинах часто встречаются обрывы высотой от 2 до 20 м (преобладают 2–6 м). На многих реках построены земляные (реже бетонные) плотины, выше которых образовались небольшие водохранилища (площадь – до  $1,5 \text{ км}^2$ ). На западе находится восточная часть Ириклинского водохранилища, образованного плотинной на р. Урал; площадь водохранилища в пределах территории около  $20 \text{ км}^2$ , глубина – до 4 м.

По морфологии, степени расчлененности, генезису и другим особенностям на территории листа можно выделить три основные генетические группы рельефа: денудационную, аккумулятивную и техногенную. Денудационный рельеф образован сочетанием субгоризонтальных поверхностей выравнивания и денудационных склонов, сформированных на породах палеозойского возраста. Аккумулятивный рельеф представлен речными террасами, озерными равнинами и эоловой равниной голоценового возраста. Техногенная группа представлена техногенным аккумулятивным типом.

### ДЕНУДАЦИОННАЯ ГРУППА

Поверхности денудационной группы распространены на большей части съемочной территории и представлены полигенными поверхностями выравнивания и сочленяющими их склонами. На самых высоких поверхностях преобладают элювиальные образования, на нижних поверхностях в составе чехла определенную роль играют перемещенные продукты выветривания.

*Наклонные равнины и фрагменты эрозионных террас эоплейстоцен–голоценового возраста* (1). Данный тип рельефа широко распространен на площади листа, занимая водораздельные пространства, к наклонным поверхностям которых причленяются речные террасы, иногда по крутым прямолинейным уступам. Поверхность равнин изрезана неглубокими оврагами и логами с временными водотоками. В зонах развития интрузивных пород наблюдаются многочисленные денудационные останцы, а на участках, сложенных известняками, – карстовые впадины и воронки. Высотные отметки рельефа колеблются в пределах 260–370 м.

*Поверхность выравнивания с пологоволнистыми водоразделами ранне-позднеоплейстоценового возраста* (2) является одной из основных морфологических единиц района соседнего листа N-40-XXXVI. На нашем листе показана фрагментарно и занимает положение на высоте 360 м. Пологоволнистая, а иногда и плоская поверхность выработана на частных водоразделах дренажных бассейнов высоких порядков.

*Поверхность выравнивания и внутренние впадины средне-позднеоплейстоценового воз-*

*раста* (3) развиты в центральных частях частных дренажных бассейнов, во внутренних впадинах и сопряжены с современными долинными комплексами. В региональном плане она разделяет верхние, денудационные этажи рельефа региона и нижние, преимущественно аккумулятивные этажи. Время ее формирования включает продолжительные теплые эпизоды климатической истории района. Породы чехла поверхности обычно глубоко переработаны и представлены разнообразными элювиальными комплексами вплоть до глинистых кор выветривания. Высотные отметки в пределах 220–240 м.

*Вершинная поверхность плейстоценового возраста со скальными выходами коренных пород эоплейстоцен–позднеоплейстоценового возраста* (4). Данный рельеф развит фрагментарно на севере площади. Он приурочен к массивам аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов в местах их выходов на поверхность. Это наиболее возвышенные участки местности, с абсолютными высотами 345–347 м.

*Поверхность выравнивания, близкая к горизонтальной, олигоцен–голоценового возраста, сформированная на палеозойских и мезозойских породах* (5). Данный тип рельефа встречается повсеместно и представляет собой сочетание низких выпуклых, реже плоских, водораздельных пространств и пологих придолинных склонов. Водоразделы с абсолютными высотами 260–380 м, склоны имеют широкие горизонтальные поверхности. Малые долины, пересекающие склоны, пологие корытообразной формы, без ярко выраженного тальвега. Эрозионная сеть здесь плохо разработана. Долины врезаны неглубоко, врез не превышает 20 м.

## СКЛОНЫ

*Плоскостного смыва с фрагментами эрозионных террас и делювиально-аллювиальными равнинами* (6) представлены слабонаклонными и пологоволистыми поверхностями позднеоплейстоцен–голоценового возраста, с преобладающим плоскостным смывом на них, генетически связанными с делювиальными шлейфами и делювиально-аллювиальными равнинами в их основании. Эти образования занимают значительную часть площади листа, распространены практически на всех этапах рельефа от водораздельных пространств до почти горизонтальных придолинных склонов, где они часто переходят в террасовые увалы. Абсолютные отметки колеблются в пределах 280–360 м.

*Эрозионно-денудационные, преимущественно долинные средне-позднеоплейстоценового возраста* (7) принадлежат долинам рек: Джарлы, Джуса, Мусогатка, Карабутак, Караганды и поверхностям междуречий. Современные врезы достигают 12–15 м. Наиболее крутые уступы этих врез лишены сколько-нибудь мощных склоновых накоплений, более пологие прикрыты фрагментарным делювиальным покровом. Уступы низких террас очень изменчивы – от крутых, практически вертикальных до сравнительно пологих (5–10°). Высотные отметки в пределах 240–350 м.

*Крутые, преимущественно привершинных поверхностей средне-позднеоплейстоценового возраста* (8), выработанные процессами комплексной денудации, сочленяют высокие денудационные поверхности. Они имеют крутизну в первые градусы и амплитуду до нескольких десятков метров. С поверхности они прикрыты спорадическим маломощным чехлом склоновых десерпционных и в меньшей степени делювиальных образований, с частыми выходами коренных пород. Рельеф этого типа закартирован на границе с соседним листом N-40-XXXVI на склонах главных водораздельных поднятий и гребней района на высоте 320 м.

## ДЕНУДАЦИОННЫЙ КОНСТРУКТУРНЫЙ РЕЛЬЕФ, ОБРАЗОВАВШИЙСЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ЛИТОМОРФНОЙ ПРЕПАРИРОВКИ

*Монокликативных структур интрузивных и метаморфических пород* (9). Этот рельеф формируется с олигоцена до настоящего времени. Он представляет собой сочетания низких выпукло-плосковерхих хребтов и межхребтовых понижений. Водораздельные поверхности, как правило, имеют грядово-холмистую форму, местами образуют узкие гребни и плоские узкие площадки, покрытые маломощными четвертичными суглинками с обломками твердых коренных пород. Средние абсолютные отметки в пределах низкогорья составляют 300–360 м. На водоразделах часто встречаются денудационные останцы высотой 3–5 м, площадью от первых до десятков метров.

## АККУМУЛЯТИВНАЯ ГРУППА

Поверхности аккумулятивной группы распространены на средних и нижних этажах рельефа. Они включают аккумулятивные равнины делювиально-аллювиального и озерно-делювиального происхождения, а также террасовые поверхности основных водотоков района.

### АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ РАВНИНЫ (ТЕРРАСОВЫЙ КОМПЛЕКС)

*Поймы и днище долин голоценового возраста (10)* выделены по всем водотокам, в том числе временным. Формы рельефа представлены прибрежными и островными косами, имеющими площадь в несколько десятков и сотен квадратных метров, сложенными песчано-галечным материалом. Уступ высокой поймы обычно выражен хорошо, но участками от поймы к высокой пойме наблюдается постепенный переход. Иногда они встречаются обрывками, занимая участки долины против врезанных меандр. На поверхности поймы и высокой поймы наблюдаются, связанные с размывом, котловины вымывания, сухие старицы, а также аккумулятивные формы – прирусловые валы.

*Пойма и первая надпойменная терраса позднеоплейстоценового–голоценового возраста (11)* выделяется в долинах рек Ташла, Якши-Акжар и Айдырля, для которых устанавливаются фрагменты надпойменной террасы, но отобразить отдельно их затруднительно. Поверхности данного рельефа плоские и гравистые, отличаются сложным строением, с множеством мелких болот и озер, пересыхающих летом.

*Первая надпойменная терраса позднеоплейстоценового возраста (12)* закартирована по склонам долин рек Суундук, Джуса, Карабутак, Мусогатка, Джарлы и Айдырля. Ширина террасы достигает 1,5 км, высота – 5–12 м. Терраса характеризуется плоской, реже наклонной в сторону русла реки поверхностью и отсутствием стариц. Уступ ее выражен не везде четко, часто наблюдаются постепенные переходы к высокой пойме или обрывается непосредственно к руслу. Абсолютная отметка поверхности террасы поднимается до 260 м.

*Вторая надпойменная терраса позднеоплейстоценового возраста (13)* выделяется по долинам тех же рек, что и первая надпойменная терраса. Она имеет слегка наклонную к тальвегу поверхность, высота по отношению к урезу воды 15–25 м, ширина – до 1 км. Уступы очень плохо выражены, обычно выположены, часто наблюдаются плавные переходы к первой и третьей террасам. Поверхность террасы плоская, ровная, осложнена неглубокими промоинами и пересыхающими старицами. Абсолютные высоты ее достигают 280 м.

*Третья надпойменная терраса среднеоплейстоценового возраста (14)* откартирована по обоим берегам рек Урал и Суундук. Характеризуется ровной, плоской поверхностью с наклоном в сторону русла реки. К террасе прислонены располагающиеся на более низких гипсометрических уровнях отложения второй речной террасы или поймы. Высота ее в среднем 30–50 м. Иногда терраса образует неясно ступенчатый склон. Ширина террасы достигает 2,5 км. На ее поверхности отмечаются мелкие промоины и овраги. Абсолютные высоты поверхности достигают 280 м.

*Черноскутовская (пятая) надпойменная терраса раннеоплейстоценового возраста (15)* развита по долинам рек Караганды и Карабутак на южной границе листа. Зоны развития террасы сохранились в виде фрагментов, занимающих площади с абсолютными высотными отметками 260–280 м. В рельефе терраса, чаще всего, выражена слабо, элементы террасы на местности не просматриваются.

## ОЗЕРНЫЙ РЕЛЬЕФ

Озерный рельеф представлен на данной площади отдельными фрагментами в северной части листа.

*Озерная равнина голоценового возраста (16)* выделена отдельными фрагментами в междуречье Суундука и Жангильдинки, а также в долинах рек Айдырля и Джуса. Она образуется в бессточных блюдцеобразных котловинах и западинах, вероятно, суффозионного происхождения. Источником накопления осадков являются элювиальные и делювиальные образования, залегающие на пологих склонах котловин.

*Озерно-делювиальная поверхность среднеоплейстоценового возраста (17)* развита в северной части территории. Иногда она вложена в котловинные понижения, иногда расположена на ступенях рельефа. Поверхность гладкая, с небольшими остаточными озерными блюдцами, часто с открытой водой. Сложена в основном, озерно-аллювиальными и озерно-делювиальными

ми образованиями, сформированными главным образом в среднеуральское время, когда мощные аллювиально-озерные системы были сильно смещены к западу относительно современных площадей их распространения. Долины современных транзитных водотоков заметно врезаются в эту поверхность.

### **ЭОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ**

Эоловый рельеф развит на юге описываемой территории.

*Эоловая равнина голоценового возраста* (18). В пределах этого генетического типа выделяются водораздельные пространства, склоны и долины. Формы склонов и водоразделов на эоловой равнине сглажены и упрощены эоловой аккумуляцией. Поэтому преобладают плоские и плоско-выпуклые формы водоразделов и прямые склоны. В пределах равнины отмечаются денудационные останцы и отпрепарированные дайки. Пески образуют своеобразный рельеф в виде небольших бугров высотой до 0,5 м, преимущественно в зоне развития кустарниковой растительности. Возраст дан на основании возраста голоценовых эоловых песков. Высотные отметки колеблются в пределах 240–320 м.

### **ЛЁССОВЫЙ РЕЛЬЕФ**

Лёссовый рельеф откартирован на западной границе листа.

*Лёссовая равнина эоплейстоцен–раннеоплейстоценового возраста* (19) представлена пологой равниной, сложенной лёссовидными бесструктурными суглинками, песчанистыми известковистыми глинами и суглинками. Равнины занимают участки водоразделов с гипсометрическими отметками 260–340 м. Возраст равнины определяется возрастом слагающих ее отложений.

### **ДЕЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ**

Делювиально-аллювиальный рельеф закартирован в северной части описываемой территории.

*Делювиально-аллювиальная долинная поверхность средне-позднеоплейстоценового возраста* (20) представлена слабонаклонной до горизонтально-аккумулятивной долинной поверхностью. Распространена в долинных расширениях водотоков, в том числе формирует современный рельеф структурно-тектонических депрессий. Сложена полифациальным комплексом образований с преобладанием аллювиальных и делювиальных, с участием пролювиальных. Формирование долинной поверхности происходило длительное время, по крайней мере, вторую половину среднего и первую половину позднего неоплейстоцена. Высотные отметки рельефа на уровне 280–300 м.

*Делювиально-аллювиальная поверхность эоплейстоцен–раннеоплейстоценового возраста* (21) приурочена к верхним частям склонов речных долин и эрозионным углублениям в рельефе мезозойской поверхности выравнивания, которые выполняются делювиальными и аллювиальными осадками лозьвинского горизонта эоплейстоцена и раннего неоплейстоцена. Отметка рельефа здесь 225–235 м.

### **ТЕХНОГЕННАЯ ГРУППА**

*Техногенный аккумулятивный рельеф голоценового возраста* (21) широко распространен вокруг промышленных предприятий, в крупных населенных пунктах, где естественный рельеф полностью сменился техногенным.

Крупные формы техногенного рельефа представлены карьерами и полями отработки месторождений. Здесь значительные по площади участки многократно перекопаны, материал перемещен, большие территории заняты отвалами. Наибольшей мощностью (до 20 м) обладают образования кварцевых карьеров вблизи пос. Речной.

Среди более мелких техногенных форм следует отметить многометровое насыпное полотно железных и многих шоссежных дорог с твердым покрытием, в сильнейшей степени контролирующей современной поверхностный сток, а также плотины и связанные с ними водохранилища.

## ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Для каждой генетической группы рельефа присущи определенные формы. На картируемой территории развиты структурно-денудационные, просадочные (карстово-суффозионные), флювиальные, криогенные, эоловые и техногенные формы рельефа. Последние два вида описаны в соответствующих подразделах: «Эоловая равнина голоценового возраста» и «Техногенный аккумулятивный рельеф».

Структурно-денудационные формы рельефа представлены денудационными останцами – вытянутыми и овальными сопками с крутыми задернованными склонами, к вершинам которых нередко приурочены коренные выходы скальных пород. Денудационные останцы развиты на водораздельных пространствах и водораздельных склонах. Наиболее часто они наблюдаются в междуречье Урус-Кискена и Каинды, Джусы и Жаман-Акжара, Караганды и Карабутака. Размеры денудационных останцов 100–300 м при высоте 30–60 м.

Просадочные формы выражены карстовыми воронками и суффозионными западинами. Карстовые воронки, приуроченные к участкам, сложенным известняками карбона, в рельефе имеют вид сухих степных озер диаметром 30–40 м. Суффозионные западины отмечаются на местности блюдцеобразными углублениями с влаголюбивой растительностью в зонах развития карбонатных суглинков.

Образования флювиального рельефа развиты на водораздельных склонах и склонах речных долин. Это эрозионные уступы, овраги, ложбины стока. Эрозионные уступы характерны для склонов долин Суундука и Караганки. Овраги наибольшее развитие получили на склонах речной сети, сложенных делювием среднего–верхнего неоплейстоцена. На окраинах водораздельных пространств отмечаются мелкие ложбины стока, интенсивное развитие которых формирует водораздельные склоны.

К криогенным формам рельефа отнесены характерные образования в долине реки Караганды – бугры пучения. Они приурочены к пониженным заболоченным участкам местности, где под четвертичными глинами залегают водоупорные глины жиландинской свиты. Вероятно, межпластовые воды, под напором, выходящие на поверхность, при замерзании поднимают покровные отложения, образуя бугры пучения.

---



## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Площадь листа М-40-VI является одной из самых перспективных и достаточно изученных. Поисковые работы здесь проводились с начала прошлого века. В результате выполненных поисковых работ установлены промышленное Джусинское свинцово-цинково-медноколчеданное месторождение, а также ряд мелких месторождений и проявлений золота коренного и россыпного, кварца оптического, редкоземельных элементов иттриевой и цериевой группы, строительных материалов. Всего установлено 306 объекта, в том числе: 56 месторождений, 112 проявлений (в том числе 11 россыпных), 138 пунктов минерализации различных полезных ископаемых.

### ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

#### ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

##### УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

Признаки угленосности на территории листа М-40-VI обнаружены на Нижне-Джусинском участке (проявлении).

*Нижне-Джусинское проявление* (II-2-28) расположено на правом берегу р. Джусы, в 8 км выше устья. Пласт угля мощностью до 0,25–0,44 м залегает среди туфогенно-осадочных пород березовской свиты, глубина залегания углей – 12,35 м. Размер участка, сложенного каменно-угольными отложениями, 70×80 м. По простирацию пласт не прослежен. Падение пласта западное, под углом 60–70°.

Уголь данного проявления определяется зольностью 26,74 %, теплотой сгорания – 4 869 ккал/кг. Он относится к среднезольным, малосернистым, по степени метаморфизма – к каменным углям марки ПС или Т.

Данных, указывающих на возможное расширение перспектив угленосности района, нет.

##### ТОРФ

В юго-западной части района, в заболоченных участках долины р. Баузды и ее притоков, были обнаружены залежи торфа. Наиболее крупными торфяниками являются: *Верхне-Бауздинское* (IV-1-15) и *Ново-Орское* (IV-1-16). Торф в небольших количествах добывался местными жителями. Разведочные работы на этих торфяниках не производились. Небольшие размеры торфяников дают основание предполагать, что крупных запасов торфа здесь ожидать не приходится.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

#### ЖЕЛЕЗО

В пределах территории известно 4 проявления железа, принадлежащих к железорудной скарновой и бурожелезняковой формациям. Одно проявление относится к железорудной сидеритовой формации.

*Проявление Шиликтинское* (II-2-7) относится к железорудной скарновой формации. В восточном экзоконтакте одноименного массива, сложенного гранитоидами и габброидами куй-

басовского комплекса, в вулканогенных образованиях среднего девона развита зона скарнирования. Скарны эпидот-гранат-пироксен-магнетитовые; магнетит в них развивается в виде пятен. Кроме железа в них установлены элементы-примеси: Cu, Pb, Ni, Co, Mo, As. По данным аэромагнитной съемки в пределах проявления были выделены аномалии. Для заверки аномалий были пробурены 3 поисковые скважины глубиной 300 м, 100 м и 150 м, глубоко залегающие рудные объекты, с которыми связывались указанные объекты обнаружены не были.

*Проявления Мусогатка (IV-1-4), Мусогатка-2 (IV-2-13) и Новоорское (IV-1-12)* однотипны и относятся к бурожелезняковой формации. Первое представлено бурожелезняковыми образованиями элювиально-остаточного генезиса с содержаниями железа 12,16 до 20,7 %, второе – аналогичными развалами с содержанием железа в железняках плиоцена до 41,72 %, коре выветривания – до 61 %. Проявление Новоорское представлено бурожелезняковыми образованиями элювиально-остаточного генезиса с содержаниями железа до 48,0 %. Вследствие незначительных размеров указанные проявления промышленного интереса не представляют.

*Пункт минерализации скв. 869Г (I-2-6)* относится к железорудной сидеритовой формации и представляет собой прослой сидеритов мощностью 20 см на глубине 76,6 м. Содержание  $Fe_2O_3$  – 45,55 %, FeO – 2,06 %.

## ЖЕЛЕЗО, ТИТАН

Объекты титан-железородной мафитовой формации в пределах листа не образуют промышленных скоплений и представлены тремя проявлениями в Базарбайском и одним в Бриентском массивах.

*Проявления Базарбайское (I-1-3), Базарбайское-1 (I-1-6) и пункт минерализации Базарбайское-южное (I-1-8)* приурочены к западной части Базарбайского массива и представлены скоплениями повышенными содержаниями ильменита и магнетита в габбро первой фазы куйбасовского комплекса. Рудоносные габброиды отчетливо выделяются в геофизических полях положительными локальными магнитными аномалиями.

*Проявление Базарбайское (I-1-3)* связано с массивом габбро и габбродиоритов нижнекаменноугольного куйбасовского комплекса. Как указывалось ранее, рудоносные габброиды отчетливо выделяются в геофизических полях положительными локальными магнитными аномалиями. По данным магнитометрической съемки масштаба 1 : 5 000 выделено три группы аномалий: северная, центральная и юго-западная. Наиболее перспективной из них считается северная; центральная и юго-западная группа аномалий менее изучены.

В габбро, габбродиоритах первой фазы Базарбайского массива куйбасовского комплекса были установлены две линзы титаномагнетитов. Мощность первой линзы достигает 10 м, длина – 150 м. Мощность второй линзы 3,5 м, длина – 110 м. В габбро отмечаются рассеянная вкрапленность, маломощные линзочки и шпирь, согласные с первичной магматической полосчатостью. Рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом, пиритом, реже – халькопиритом и образуют рассеянную вкрапленность, либо небольшие линзы и шпирь, согласные с первично-магматической полосчатостью. Размеры рудных тел – (140–150)×(10–20) м. Химический состав руд: железо – 15,9–26,0 %, титан – 4,0–4,4 %, фосфор – до 1,7 %, сера – до 0,47 %.

Оруденение изучалось на глубину в пределах Центральной группы аномалий [49]. Двумя скважинами на глубине около 300 м установлено титано-магнетитовое оруденение. Скважиной № 4474 на глубине 301,4 м установлена титан-магнетитовая минерализация с ильменитом, пиритом, галенитом, пирротинном. Содержание железа общего по интервалу – 12–21,92 %, среднее – 18,8 %, двуокиси титана – 3,65–16,12 %. Здесь же установлено наличие платиноидов, о чем будет сказано в разделе «Платина».

В 400 м к востоку, в скважине № 4575, выделяется два рудных интервала, разделенных безрудными габбро. На глубине 185–213 м и 248–270 м установлена титан-магнетитовая минерализация с содержанием железа общего по интервалу – до 14,5 %, двуокиси титана – 3,96 %.

*Проявление Базарбайское-1 (I-1-6)* расположено южнее проявления Базарбайское и аналогично по геологическому строению. Рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом, а также пиритом. Химический состав руд: железо – 10–26 %, двуокиси титана – до 10,5–16 %.

*Пункт минерализации Базарбайское-южное (I-1-8)* представляет собой редкие коренные выходы габбро с вкрапленностью титаномагнетита, основная же часть проявления перекрыта четвертичными отложениями. Здесь же на поверхности отмечаются редкие мелкие обломки габбро с вкрапленностью титаномагнетита. Рудоносные габброиды отчетливо выделяются в геофизических полях положительными локальными магнитными аномалиями.

*Проявление Бездорожное (I-1-1)* приурочено к габбро первой фазы Бриентского массива. Здесь поисковыми скважинами вскрыты маломощные (до 1,2 м) линзы массивных титаномаг-

нетитовых руд с содержанием железа – до 32,5 % и двуокиси титана – до 19,5 %, фосфора – до 7 %, серы – до 0,47 %, залегающие в габбро (ксенолит) с рассеянной вкрапленностью титаномагнетита.

## МАРГАНЕЦ

В пределах листов известно два проявления марганца относящихся к марганцевой карбонатной формации и формации марганценосных кор выветривания, иногда проявленных одновременно в пределах одного объекта (проявление Новоорское).

*Проявление Новоорское (IV-1-14)* относится к марганцевой карбонатной формации. Расположено в 2,5 км к северу от пос. Новоорск. Железо-марганцевое оруденение приурочено к контакту пачки опоковидных песчано-глинистых пород с отложениями известняково-глинистой пачки (обе – кугутыкская и карбонатно-терригенная свиты нерасчлененные) и представлено серией пропластков (слоек) марганцевой руды мощностью от нескольких сантиметров до 25 см. Расстояние между рудными слоями от нескольких см до 1,5 и более метров. Вмещающие породы – алевролиты, глины, глинистые сланцы и аргиллиты. Суммарная мощность рудных слоев составляет около 1,5 м. Они (и вся вмещающая их пачка) залегают согласно, имея общее северо-северо-западное простирание и пологое падение на юго-запад под углом 25–30°. В пределах проявления локально развиты коры выветривания. В минералогическом отношении руды представлены псиломеланом и пиролюзитом.

*Проявление Степное (III-1-4)* расположено на правом берегу р. Мусогатка у высоты 315,0 м на площади развития пород кугутыкской и карбонатно-терригенной свит нерасчлененных. Рудная зона приурочена к опоковидным породам свиты. Оруденение является развито на площади около 1 км<sup>2</sup> в виде пачки рудных слоев мощностью от нескольких мм до нескольких см. Содержание марганца здесь – 24,47 %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 13,27 %.

## ХРОМ

В пределах листа известно одно *проявление* хромитов (I-2-30), генетически связанное с участками развития дунитов в гипербазитах чебаркульско-казбаевского среднеордовикского комплекса. Проявление приурочено к небольшому телу карбонатизированных гипербазитов чебаркульско-казбаевского комплекса, залегающему среди metabазальтов джусинской толщи. Проявление представлено шширообразными скоплениями и вкрапленностью хромитов. Наиболее крупный выход руды имеет размер 3×7 м. Содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в сплошных рудах – от 27,91 до 43,84 %.

## ТИТАН

Рудные объекты титана в пределах площади представлены только проявлениями и относятся к трем формациям: титан-железорудной мафитовой, титан-циркониевых россыпей и титаноносных кор выветривания. Проявления первой формации, где этот металл выступает сопутствующим компонентом, охарактеризованы выше, в подразделе «Железо, титан».

*Проявление Сиенитовое (I-2-7)* остаточного генезиса локализовано в коре выветривания по габбро и монцитам небольшого массива, прорывающего терригенные отложения нижнего карбона. Мощность кор от 2 до 51 м. По данным минералогического анализа основной рудный минерал – ильменит, реже встречается лейкоксен. Суммарное содержание ильменита и лейкоксена достигает 242 кг/м<sup>3</sup>, средневзвешенное – 69,26 кг/м<sup>3</sup>.

Пять мелких *россыпей* ильменита и циркона (II-4-10, 11, 12, 18; III-4-4) отмечены в юго-восточной части листа в террасовых отложениях р. Урус-Кискен и ее притоков. Россыпи изучались шурфами глубиной до 7–8 м. Участки россыпей – небольшие площади (от 2,5 до 7,0 км<sup>2</sup>), площадь участка *Яришалы* – 21,2 км<sup>2</sup>. Содержания ильменита и лейкоксена – 0,692–0,116 кг/м<sup>2</sup>, монацита – до 0,490 кг/м<sup>2</sup>, циркона – до 0,019 кг/м<sup>2</sup>. Будучи незначительными по размерам и содержанию, указанные объекты, тем не менее, указывают на потенциальную перспективность террасовых отложений р. Урус-Кискен в отношении титана и циркона.

## ВАНАДИЙ

*Проявление Нурбайское (I-2-29)* приурочено к участку с шшироким развитием линейных кор выветривания. Здесь наблюдается система сближенных узких линейных карстовых впадин,

образующих цепочки меридионального простирания. Карстовые депрессии образованы на карбонатных породах (известняки, углистые известняки), преимущественно в зонах субмеридиональных разломов и контактов этой толщи с подстилающими кремнисто-терригенными отложениями (песчаники, алевролиты, конгломераты, сланцы кремнистые, углисто-кремнистые, углисто-глинистые) каморзинской толщи. Мощность рыхлых эпигенетических образований в депрессиях достигает 300 м, составляя в среднем около 100 м. Основная часть из них представлена глинистыми, глинисто-щебнистыми, щебнисто-дресвяными и маршаллитоподобными образованиями кор выветривания по известковым породам. В верхней части коры отмечаются следы перемещения (видимо, в результате обрушений, развития оползней) и частичного перемыва. Еще выше залегают миоценовые терригенные осадки и плиоценовые пестроцветные глины, а также повсеместно – коричневые песчаные и глинистые четвертичного возраста (3–12 м). Повышенное содержание ванадия ( $\geq 0,1$  %) сконцентрированы в наиболее углубленных, частично обособленных участках депрессий, в основном в верхней части профиля коры выветривания и связаны, скорее всего, с гипергенными ванадиевыми минералами. Залежи с содержаниями ванадия 0,2 % и выше выделяются по данным опробования. Форма этих залежей линзообразная с раздувами и расщеплением на несколько сближенных тел; локализованы они в пределах карстовых воронок. Залегание рудных залежей близко к горизонтальному, встречаются они в основном на глубинах от 10 до 90 м, чаще – 40–80 м. Мощность их колеблется от 1 м на флангах до 16 м и более в осевых зонах депрессий. Приуроченность ванадиеносных залежей к коре выветривания в пределах карстовых депрессий позволяет предполагать инфильтрационный тип оруденения. Источниками ванадия, по-видимому, служили углеродсодержащие осадочные отложения нижне-среднекаменноугольного возраста, обогащенные органическим веществом. Перспективы такого рода проявлений неясны из-за отсутствия промышленных аналогов в регионе.

*Проявление Нурбайское-1 (I-2-31)* расположено южнее предыдущего в пределах Восточной-Нурбайской карстовой депрессии. Рудные залежи ванадия приурочены к коре выветривания, развивающейся по породам карбонатно-терригенной толщи нижнего карбона. Мощность рудных залежей колеблется от 1 до 16 м. Среднее содержание ванадия – 0,4–0,7 %.

## ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Объекты меди цинка, свинца довольно широко распространены в пределах листа. Основным генетическим типом указанных объектов является гидротермальный вулканогенный с медно-колчеданной, медно-цинковоколчеданной и медно-цинковоколчеданной (содержащей свинец) рудной минерализацией. Последняя представлена единственным месторождением Джусинское, единственным обрабатываемым месторождением на площади. Молибден-медно-порфировая формация представлена проявлениями Ансукпай и Кусемское, Золотая горка и будет охарактеризована в подразделе «Медь, молибден».

### МЕДЬ

Все установленные в пределах листа собственно медные объекты сосредоточены, преимущественно, в пределах Восточномагнитогорской зоны, всего установлено 32 проявления и пункта минерализации.

*Проявление Нурбайское (I-2-26)*. Колонковой скважиной № Р-33 глубиной 200 м вскрыт вулканогенно-осадочный разрез (туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники). По всей скважине рассеянная мелкая вкрапленность пирита, а на глубине 114–141 м вскрыты интенсивно пиритизированные сланцы с вкрапленностью халькопирита, ковеллина, реже – халькозина. Содержание меди – 0,1 %, молибдена – 0,01 %, кобальта – 0,01 %. Наиболее богатая минерализация отмечена в интервалах 95–102 м, 118–128 м. Аналогичные образования отмечены по скважинам № Р-99а, Р-100, Р-101, Р-11 в 800 м на юг.

*Проявление Теренсайское (III-2-2)*. Западная часть проявления сложена лавами афировых и плагиопорфиновых базальтов, центральная часть туфами дацитов с маломощными прослоями лав и туфов основного состава (третья подтолща александринской толщи). Восточная часть месторождения сложена кварцевыми монзонитами Теренсайского массива. Вулканиды серицитизированы, хлоритизированы, содержат рассеянную вкрапленность пирита. Скважиной № 13 вскрыта богатая вкрапленность пирита и халькопирита в интервале 72,0–73,9 м, где содержания меди – 0,07–0,96 %, серы – 9,07–11,09 %.

*Восточно-Карабутацкое проявление (IV-3-13)* сложено лавами дацитов, трахидацитов, ри-

одацитов и туфов того же состава четвертой подтолщи. александринской толщи. Отмечены многочисленные крутопадающие дайки габбродиоритов, дацитов, риодацитов, трахидацитов. Вмещающие оруденение породы превращены в кварц-серицитовые метасоматиты. Мощность рудной зоны – до 100 м, протяженность – до 1 000 м. Содержание меди в отдельных интервалах достигает 0,76–1,19 %.

Характеристика остальных объектов меди приведена в приложении 2.

## МЕДЬ, ЦИНК

Все установленные в пределах листа медно-цинковые и цинково-медные с различными соотношениями меди и цинка объекты сосредоточены, преимущественно, в пределах Восточно-магнитогорской зоны, всего установлено два десятка проявлений и пунктов минерализации.

*Северо-Джусинское-IV проявление (III-2-7)* расположено северней Джусинского месторождения. Рудовмещающими являются афировые и плагиопорфировые базальты, туфы дацитов (вторая подтолща александринской толщи). Туфы в различной степени серицитизированы, хлоритизированы, содержат вкрапленность сульфидов. Скважиной № 2134 вскрыта богатая вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита (до образования сплошного колчедана). Зона минерализации имеет мощность 12–79 м при протяженности 800 м и встречена в других скважинах. Содержание меди достигает 0,05 %, цинка – 0,66 %, серы – до 15,66 %.

*Проявление Аномалия-31 (IV-3-1)* расположено в 11 км на северо-востоке от д. Караганка и сложено туфами дацитов, трахидацитов, риодацитов четвертой подтолщи александринской толщи. Здесь отмечаются кварц-серицитовые метасоматиты, содержащие пирит, халькопирит и сфалерит. Содержание меди – до 0,4 %, цинка – до 1,3 %.

*Западно-Карабутакское проявление (IV-3-14)* сложено туфами и лавами дацитов, лавами риодацитов и туфов того же состава второй подтолщи александринской толщи. Проявление представлено тремя небольшими линзами серно-колчеданных руд, преимущественно сплошных, а также метасоматитов, содержащих вкрапленность сульфидов. Руды бедные максимальное содержание меди – 0,66 %, цинка – 0,46 %, серы – 51 %. В рудах присутствуют золото и серебро в количествах до промышленных.

Характеристика остальных объектов меди и цинка приведена в приложении 2.

## МЕДЬ, ЦИНК, СВИНЕЦ

На описываемой территории известно одно месторождение (Джусинское) и три десятка проявлений и пунктов минерализации той же медно-цинковоколчеданной формации, но с существенной ролью свинца в рудном балансе (баймакский тип).

*Месторождение Джусинское (III-2-23)* выявлено в 1958 году М. С. Недождогиным. Представляет собой серию рудных тел, расположенных вдоль западного контакта мощной субмеридиональной зоны метасоматитов, в северо-западном секторе крупной Будамшинской кальдеры. Район месторождения сложен вулканогенными породами базальт-риолитовой формации (александринская толща). Субвулканические образования представлены штоками, куполами дацитов, риолитов, трахидацитов и дайками габбродолеритов. Рудные тела приурочены к контакту двух пачек. Первая выполнена преимущественно туфами дацитов, вторая – в основном их лавами. Выделяется 16 рудных тел, имеющих форму простых или осложненных раздувами (пережимами, расщеплениями) линз. Падение тел крутое в западном и юго-западных направлениях под углами 70–80°. Максимальная мощность рудных тел – 95 м, по падению они прослежены на глубину 600 м, по простиранию – на 200 м. Руды в основном сплошные. В строении рудных тел часто отмечается зональность: со стороны висячего бока концентрируются колчеданно-полиметаллические руды, а со стороны лежачего – серно-колчеданные. Последние сложены в основном пиритом, полиметаллические – халькопиритом, сфалеритом и галенитом в различных соотношениях. Среднее содержание в рудах: Cu – 3,01 %, Zn – 1,74 %, Pb – 0,5 %, S – 37,59 %, Au – 1,1 г/т, Ag – 23,6 г/т. Кроме основных элементов присутствуют селен, теллур, галлий, барий, кадмий, индий. Месторождение детально разведано Восточной ГРЭ. Запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют: меди – 193,1 тыс. т, цинка – 122,9 тыс. т, свинца – 34,4 тыс. т, серы – 2 447 тыс. т, золота – 6,325 т, селена – 120,1 т, теллура – 55,6 т. Запасы категории С<sub>2</sub>: меди – 26 тыс. т, цинка – 40,5 тыс. т, свинца – 12,1 тыс. т, золота – 1,673 т, серебра – 178,5 т, кадмия – 218 т, селена – 520 т, теллура – 121 т, таллия – 159 т. Перспективы прироста запасов по флангам и на глубину отсутствуют. К настоящему времени запасы медной руды, пригодной для отработки открытым карьером исчерпаны. Готовятся к отработке подземным способом остаточные запасы месторождения категорий А+В+С<sub>1</sub> которые составляют: 1 440 тыс. т руды или 45,4 тыс.

т меди; категории С<sub>2</sub>: 328 тыс. т руды и 7,4 тыс. т меди.

*Проявление Аномалия-I (IV-3-17)* выявлено в 1977 г. На нем проведены поиски и поисково-оценочные работы [69]. Располагается в Джусинском блоке; сложено вулканитами александринской толщи. В основании разреза (первая пачка) залегают лавы и туфы базальтов плагиофирических и пироксен-плагиофирических, мощность пачки 130 м. Рудовмещающая вторая пачка той же толщи выполнена лапиллиевыми, реже грубообломочными туфами (от риодацитового до дациандезитового состава), дацитами экструзивно-лавовой фации, туфами фации агломератовых потоков и осыпей, псефитовыми и лапиллиевыми туфами смешанного состава; мощность подтолщи 300 м. Выше залегает пачка переслаивания лав базальтового и андезитового состава с прослоями туфов базальтов и дацитов. Субвулканические образования представлены дайками дациандезитов и габбродолеритов. На проявлении выявлено 5 рудных тел линзовидной формы. Залегание их согласное с вмещающими породами; тела имеют пологое падение на восток, протяженность по простиранию от 160 до 700 м (в среднем – 400 м), по падению – от 120 до 350 м (в среднем – 200 м), мощность от 2 до 50 м (средняя – 20 м). В лежащем боку рудных тел фиксируются кварц-серицитовые и хлорит-кварц-серицитовые метасоматиты с реликтивными структурами и текстурами исходных пород. В разрезе зона метасоматитов имеет грибообразную форму с неровными, извилистыми очертаниями. Узкая нижняя часть зоны, вероятно, отвечает рудоподводящему каналу. Руды вкрапленные и сплошные, преобладают первые. Главные рудные минералы: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит; второстепенные: пирротин, борнит, арсенипирит. Руды преимущественно тонкозернистые с взаимным прорастанием минералов; текстура их брекчиевая, сланцеватая, полосчатая, сетчатая с реликтами колломорфной, конкреционной, миароловой. Средние содержания цинка – 2,73 %, свинца – 1,1 %, меди – 0,665 %, серы – 12,59 %, золота – 0,8 г/т, серебра – 31,2 г/т. Были подсчитаны авторские запасы категории С<sub>2</sub> (цинка – 204 тыс. т, свинца – 83 тыс. т, меди – 49 тыс. т, серы – 945 тыс. т, золота – 6 т, серебра – 234,19 т), не получившие утверждения. В настоящее время они рассматриваются как ресурсы категории Р<sub>1</sub>.

*Проявление Кумус-Тюбе (II-2-31)* расположено немного западнее г. Змеиной. Участок проявления сложен вулканогенно-терригенными отложениями среднедевонского возраста (четвертая подтолща александринской толщи). Здесь скважиной № 706 на глубине 103–104,6 м вскрыт сплошной колчедан, а западней в скважине № 708 в интервале 248,8–256,3 м вскрыты вкрапленные руды. Вмещающие породы – хлорит-кварц-серицитовые метасоматиты; минералы: пирит, халькопирит и галенит. Содержания меди – до 0,2 %, цинка – 0,04 %, свинца – до 0,57 %, золота – 0,4 г/т, серебра – 10,0 г/т.

Характеристика остальных объектов меди, цинка и свинца приведена в приложении 2.

## МЕДЬ, МОЛИБДЕН

В районе выявлено два проявления молибден-медно-порфирической рудной формации. К этой же формации условно относятся проявления *Золотая горка (IV-1-3)*, *Жартыкольское (IV-2-20)* и два пункта минерализации.

*Проявление Кусемское (I-2-28)* было выявлено Каинсайской партией при проведении горно-буровых работ в западной контактовой зоне Кусемского габбро-диоритового массива [67]. Рудопоявление приурочено к тектонически ослабленной контактовой зоне интрузива, которая сопровождается брекчированием пород, хлоритизацией, эпидотизацией, окварцеванием с образованием брекчиевидных кварцитов. Представлено вкрапленностью, мелкими гнездами и прожилками пирита, реже халькопирита и молибденита мощностью не более 1 мм, в редких случаях до 5 мм. Прожилки молибденита отмечаются как в интрузиве, так и во вмещающих породах и брекчиевидных кварцитах. Максимальное содержание молибдена – 0,126 %. Здесь же установлено повышенное содержание золота (до 0,1 г/т) и серебра (0,2–5 г/т). Прожилки молибденита отмечаются как в интрузиве, так и во вмещающих породах и брекчиевидных кварцитах.

В 1975 году на проявлении была пробурена скважина № 3314 глубиной 242 м [27]. Скважина вскрыла молибденовую минерализацию в интервалах 34,5–42,5 м и 49,0–58,7 м. Содержание молибдена по интервалам в среднем составило 0,01 %, здесь же установлено повышенное содержание золота (до 0,1 г/т) и серебра (0,2–5 г/т).

*Проявление Ансукпай (IV-1-1)* изучалось при проведении ГДП-50 [97], которым впервые было обращено внимание на молибденовую минерализацию в экзоконтакте Новоорского массива. В начале 1980-х годов на участке было пробурено шесть глубоких скважин, три из которых вскрыли медно-молибденовую минерализацию (Нурахметов, 1982). При этом по одной из скважин пирит-халькопирит-молибденитовая минерализация описывается по всему разрезу скважины, хотя результаты анализов в отчете не приводятся. По всей видимости, на момент

написания отчета результаты анализов еще не были получены. Участок проявления сложен серицитизированными вулканитами среднего-основного состава урлядинской толщи, которые прорываются штоком граносиенитов с порфиroidной структурой. Рудная минерализация представлена пиритом, магнетитом, халькопиритом, молибденитом.

По результатам спектрального анализа по двум скважинам содержание полезных компонентов варьирует: меди – от 80 до  $400 \cdot 10^{-3}$  %, молибдена – от 2 до  $100 \cdot 10^{-3}$  %.

## СВИНЕЦ, ЦИНК

*Проявление Речное-II (II-2-6)* представлено вкрапленностью пирита, галенита и сфалерита в кварц-карбонатных прожилках в небольшом массиве гранитоидов позднедевонского среднеушкатиинского комплекса. Практического интереса не представляет ввиду незначительного масштаба оруденения.

## НИКЕЛЬ

Объекты никеля (с сопутствующим кобальтом) в пределах листа представлены проявлениями и пунктами минерализации кобальт-никелевой силикатной рудной формации. Всего в пределах листа отмечено 3 проявления и 16 пунктов минерализации никеля и кобальта. Ниже приводятся описания двух проявлений, выявленных предыдущими работами [66] в корах выветривания Жульдыбайского массива серпентинитов.

*Проявление Северо-Жульдыбайское (I-1-2)* установлено в северной части массива на площади  $2 \text{ км}^2$ . Кора выветривания развита неравномерно и хорошо сохранилась на склонах водоразделов, где она достигает 4 м. Отмечаются линейные коры выветривания, где мощность достигает 54 м (скв. 41) Максимальное содержание северной части массива: никеля – 0,3 %, кобальта – 0,03 %.

*Проявление Южно-Жульдыбайское (I-1-9)* приурочено к площади развития коры выветривания массива серпентинитов площадью около  $4 \text{ км}^2$ . Кора выветривания развита неравномерно и хорошо сохранилась на склонах водоразделов. Максимальное содержание отмечается в южной части проявления: никеля – 0,2 %, кобальта – 0,02 %.

*Проявление I-3-29* – полоса развития коры выветривания серпентинитов размером  $100 \times 700$  м при мощности 10–20 м. Содержание никеля по участку достигает 0,2 %, кобальта – до 0,005 %.

Кроме этого на площади работ известно значительное количество точек минерализации никеля, связанных с корой выветривания, по серпентинитам, слагающим мелкие тела. Эти объекты не имеют промышленной значимости. Их характеристика приведена в приложении 2.

## МОЛИБДЕН

На изученной площади расположены одно проявление и три пункта минерализации гидротермального плутоногенного типа (молибденовой кварцевой формации).

*Проявления Маячное (I-4-4)* представляет собой семь кварцевых жил, залегающих в экзоконтакте Каиндинского гранитного массива в основных эффузивах айдырлинской толщи. Длина кварцевых жил не превышает 5–10 м, мощность их не более 0,5–0,8 м. Молибденит образует редкую вкрапленность в кварце. Содержание молибдена колеблется от 0,009 до 0,07 %.

Остальные три объекта молибдена представляют собой молибденосодержащие кварцевые прожилки среди гранитоидов Карабутакского массива.

## ВОЛЬФРАМ

В пределах территории отмечается два проявления и шесть пунктов минерализации молибден-вольфрамовой грейзеновой рудной формации, связанной с пермскими гранитоидами, в которых вольфрам является основным полезным компонентом.

*Проявление Октябрьское (I-3-8)* приурочено к западному экзо-, эндоконтакту Каиндинского массива на пересечении серии субмеридиональных и субширотных разломов. Вмещающие породы представлены нижнекаменноугольными известняками, доломитами, мраморами, песчаниками, алевролитами, базальтами, риолитами, слагающими грабен-синклиналь. Восточная и юго-восточная части проявления сложены кварцевыми диоритами, плагиогранитами, гранодиоритами позднедевонского джабыгасайского комплекса. Проявление изучено скважинами КГК до глубины 111 м. Рудная зона представляет собой эрозионно-тектоническую депрессию вы-

полненную обломками различных пород, сцементированными тонкозернистым агрегатом кварца. Кварц содержит вкрапленными и прожилки сульфидов: пирита, халькопирита, блеклых руд, а также магнетита, шеелита. К редко встречающимся минералам относятся: галенит, антимонит, куприт, халькозин, ковеллин, малахит, азурит, самородные медь и золото. Содержания вольфрама колеблются от 0,001 до 0,1 %. Кварц-шеелитовая ассоциация развита неравномерно, в виде зон мощностью 2–7 м. Частота встречаемости таких зон в пределах депрессии – 8 %, общая мощность оруденелой зоны – 111 м, протяженность по простиранию – 1 300 м. Авторские прогнозные ресурсы вольфрама категории  $P_2$  составляют 14 220 т [57].

## АЛЮМИНИЙ

Крупных объектов алюминия в пределах площади не отмечается. Установлено два проявления относящиеся к бокситовой латеритной формации.

*Проявление Карагандысайское (IV-2-12)* представляет собой мелкие скопления каменистых и глинистых бокситов, которыми сложены бугры высотой 2–3 м на коре выветривания ниже-каменноугольных отложений. Химический анализ каменистых бокситов показал следующие результаты:  $Al_2O_3$  – 35–45 %,  $SiO_2$  – 1,6–3,06 %. Глинистые бокситы содержат  $Al_2O_3$  – 24–39 %,  $SiO_2$  – 13–42 %. Из-за небольших размеров залежей проявления промышленного интереса не представляет.

*Проявление Мусогатское (IV-2-11)* аналогично предыдущему и представляет собой мелкие скопления каменистых и глинистых бокситов. Обломки бокситов содержат  $Al_2O_3$  – 37,83 %,  $SiO_2$  – 43 %, Fe – 27,55 %.

## ВИСМУТ, БЕРИЛЛИЙ, МОЛИБДЕН

В пределах листа известно три рудопроявления висмута, бериллия и молибдена Каменно-логское, Елизаветинское и безымянное, а также пять пунктов минерализации.

*Елизаветинское проявление (II-3-7)* представляет собой кварцевые жилы, которые залегают среди гранитизированных пород в северном экзоконтакте Адамовского интрузива. Всего на проявлении насчитывается до 80 кварцевых жил. Мощность жил колеблется от 0,1 до 1,2 м, а длина – от 10 до 30 м. В некоторых из этих кварцевых жил были обнаружены кристаллы берилла, висмутита, иногда базовисмутита. Содержание висмута в отдельных жилах достигает до 0,6 %, молибдена – до 0,005 %, бериллия – 0,0002–0,0005 %. Ввиду низких концентраций висмута и сопутствующих элементов, малых размеров рудных тел эти объекты промышленного значения не имеют.

*Безымянное проявление (II-3-6)*. Кварцевые жилы залегают среди гнейсодиоритов, измененных до серицитовых, кварц-серицитовых, хлорит-серицитовых метасоматитов. Метасоматиты пронизаны кварцевыми прожилками мощностью жил до 0,2 м. Содержание висмута в отдельных жилах достигает до 0,05 %, молибдена – до 0,008 %, бериллия – 0,002–0,0002 %.

*Каменнологское проявление (II-4-14)* представляет кварцевые жилы, которые залегают среди гранитизированных пород в северном экзоконтакте Адамовского интрузива. Мощность жил колеблется от 0,1 до 1,2 м, а длина – от 10 до 250 м. В некоторых из этих жил были обнаружены кристаллы висмута и берилла.

Характеристика остальных проявлений приведена в приложении 2.

## РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

### БЕРИЛЛИЙ

В пределах листа установлено два проявления пегматитового типа – *Баймуратское (III-3-10)* и *Мечетинское (IV-4-6)*.

*Проявление Баймуратское (III-3-10)* представляет собой серию пегматитовых, кварцевых и кварц-полевошпатовых жил, прорывающих толщу гнейсов в экзоконтакте небольшого безымянного гранитного массива джабыкско-санарского комплекса (немного южнее Адамовского массива). Жилы имеют небольшие размеры; мощность их колеблется от 10 см до 1 м, редко достигая 2 м, протяженность – от 10–15 до 50–100 м. Содержание бериллия в отдельных жилах достигает до 0,04 %. Видимые кристаллы берилла встречаются сравнительно редко; размер их не превышает 1–1,5 см.

*Мечетинское проявление (IV-4-6)* представлено серией пегматитовых, кварцевых и кварце-



во-полевошпатовых жил, прорывающих мраморы нижнего карбона. Содержание бериллия в пегматитовых жилах меньше 0,04–0,02 %, видимых кристаллов берилла не было обнаружено.

### ТАНТАЛ, НИОБИЙ, БЕРИЛЛИЙ

В пределах листа установлено одно *проявление* пегматитового типа (IV-3-12). Объект представляет собой пегматитовую жилу длиной 40 м, мощностью 0,5 м. По данным спектрального анализа содержание тантала – 0,005 %, ниобия – 0,008–0,037 %, бериллия – 0,001–0,003 %.

### ЦИРКОНИЙ

Объекты циркония представлены пятью комплексными россыпями ильменита, лейкоксена, циркона и монацита в террасовых отложениях р. Урус-Кискен и описаны в главе «Титан».

### РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Объекты редких земель (без разделения) представлены одним проявлением и десятью пунктами минерализации. Наиболее изученным и значимым является *проявление Мироновское*.

*Проявление Мироновское* (I-3-28) расположено в пределах крупной синклинальной складки (Мироновской), вытянутой в субмеридиональном направлении на 7 км и оборванной с востока и запада региональными разломами. Синклиналь сложена нижнекаменноугольными терригенно-осадочными, вулканогенными и карбонатными породами, перекрытыми глинистыми и глинисто-щебнистыми образованиями мезозойской коры выветривания.

Промышленные концентрации РЗЭ приурочены к образованиям коры выветривания по породам вулканогенно-осадочной и карбонатной толщ нижнего карбона. Рудная зона отчетливо контролируется положением границы этих толщ в зоне выветривания. По периметру синклинали она прослеживается на 13 км. В пределах наиболее изученной южной части структуры, непосредственно на площади Мироновского проявления, рудная зона состоит из системы сближенных параллельных пластообразных, реже линзообразных залежей, выделяющихся исключительно по данным опробования. Границы этих залежей проведены условно по сумме содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) 0,03 % и выше. Наиболее высокие концентрации РЗЭ наблюдаются в основном в охристо-глинистых горизонтах коры выветривания. По данным лаборатории ИМГРЭ, куда были отправлены 32 пробы с целью определения содержания, состава и минералов-носителей РЗЭ, от 67,2 до 87,6 %, суммарного количества РЗЭ связано с глинистой фракцией коры выветривания и до 10 % с монацитом (возможно, новообразованным).

В разрезах выделяются от одной до четырех пластообразной формы залежей, расположенных друг над другом, выклинивающихся по простиранию и по падению. Мощность их колеблется от 0,5 до 12 м. В пределах эрозионно-тектонических депрессий (типа экзогенного карста), зон тектонического дробления и разломов, сопровождающихся сильным обохриванием, пластообразные залежи сливаются в единое тело линзовидной формы. Мощность единой залежи достигает 32 м, реже – 44 м. В пределах залежей выделяются ореолы с суммарными содержаниями РЗЭ – 0,1 % и выше. Ореолы занимают от 20 до 50 % объема и имеют такую же пластообразную, реже – линзовидную форму. Мощность ореолов колеблется от 0,5 до 14 м. Большинство из рудных залежей вскрыто, в основном, на глубинах 0–128 м, реже – до 200 м. Залежи изредка выходят на дневную поверхность и перекрыты лишь элювиально-делювиальными четвертичными образованиями мощностью от 0,3 до 2 м. Залегание рудных тел в основном наклонное, пологое, до горизонтального, реже – крутое. Иногда отмечаются резкие изгибы по падению и простиранию, приуроченные к зонам карстообразования или реликтам складчатости. По простиранию рудные залежи с суммарными содержаниями РЗЭ > 0,03 % прослежены до 1200 м, с содержаниями > 0,1 % – до 700 м, по падению, соответственно, – до 500 и 300 м (табл. 1).

По составу РЗЭ и относительному содержанию окиси иттрия в сумме РЗЭ выделяются рудные залежи с существенно иттриевым составом лантаноидов (содержание иттриевых лантаноидов 23–33 % и 6–13 % скандиевых лантаноидов) и залежи с цериевым составом лантаноидов (содержание лантана – 89–91 %). Реже встречаются залежи с промежуточными или переменными относительными содержаниями лантаноидов. В рудных телах присутствуют также европий – до 1,8 % от суммы РЗЭ, празеодимий, самарий, гадолиний, тербий, диспрозий, гольмий, эрбий, тулий, лютеций, а также уран и торий от тысячных до первых сотых долей процента,

титан  $\geq 1\%$ , никель – до 0,1 %, кобальт – до 0,03 %, барий – до 1 %, стронций – до 1 %, серебро – до 10 г/т, золото – до 3 г/т, медь – до 0,6 %, цинк – до 0,1 %.

Таблица 1

**Содержания РЗЭ в рудных залежах в контурах 0,03 % и 0,1 %**

РЗЭ	Содержание, в %		
	в контурах 0,03 %	в контурах 0,1 %	среднее в контурах 0,1 %
иттрий	0,003–0,4	0,06–0,4	0,12
иттербий	0,0002–0,03	0,006–0,03	0,01
лантан	0,004–0,3	0,08–0,3	0,14
церий	0,01–0,3	0,12–0,3	0,22
неодимий	до 0,16	0,02–0,16	0,07

**БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ**

**ЗОЛОТО**

В пределах листа установлено 11 малых месторождений, 36 проявлений и пунктов минерализации, которые относятся к золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидной и золоторудной листовитовой формациям. Западно-Карабутацкое месторождение связано с железной шляпой медноколчеданного объекта. Установлены также мелкие россыпи золота, как современные, так и погребенные, два шлиховых потока золота.

К золото-кварцевой формации относятся все известные месторождения листа: *Каиндинское* (I-3-7), *Ненастное* (I-3-13), *Опушка* (I-3-17), *Урус-Кискен* (I-3-32), *Чертыковское* (I-3-37), *Мионовское* (I-3-43), *Кусемское* (II-1-3), *Шиликтинское* (II-2-21), *Северо-Мещеряковское* (II-4-8), *Мещеряковское* (II-4-15), *Западно-Карабутацкое* (IV-3-16), а также 15 проявлений и пунктов минерализации. Добыча золота на указанных месторождениях велась с начала прошлого века частным образом, все указанные объекты отработаны с поверхности. Описания строения месторождений очень скудные. Верхняя наиболее богатая часть большинства жил выработана до уровня грунтовых вод. Средняя глубина выработок – 15–20 м, реже – до 40 м. На Каиндинской группе (Каиндинское, Ненастное, Опушка) месторождений добыто до 1930 г. 347 кг золота, на Урус-Кискенской – 290 кг. В настоящее время месторождения не разрабатываются ввиду нерентабельности извлечения золота из глубоких и к тому же бедных частей жил.

*Месторождение Каиндинское* (I-3-7) расположено в восточной части листа в 5 км восточнее пос. Октябрьский. Кварцевые жилы залегают в березитизированных гранодиоритах или в дайках плагиогранитов и имеют два основных направления: северо-восточное и северо-западное, углы падения крутые (70–90°). Протяженность жил от нескольких метров до 1,3 км, чаще – 300–500 м. Жилы северо-западного направления выдержаны по простиранию и мощности, содержание золота в них достаточно постоянное. Жилы северо-восточного простирания имеют небольшую мощность (0,1–0,4 м, редко – больше) и протяженность, быстро выклиниваются на глубину, не отражаются в рельефе, дают кварцевую щебенку и часто скрыты под рыхлыми отложениями. Содержание золота в них падает до минимума уже на глубине 2–5 м. Жильный кварц имеет белый цвет, часто встречается розовый, красно-бурый; характерны налеты марганцевой черни. В районе горы Каинды значительным распространением пользуется кварц плитчатого строения, часто со штриховкой скопления, иногда встречаются миаролитовые пустотки с друзами горного хрусталя. Рудная минерализация неравномерная, в целом незначительная, преобладает пирит, с которым связано золото, реже встречаются галенит и халькопирит, отмечаются сфалерит и арсенопирит. В зоне окисления встречаются бурые железняки и охры, крокоит, англесит, церуссит, медная синь и медная зелень, ковеллин, малахит. Среднее содержание золота по месторождению – 3 г/т, максимальное – 12,5 г/т.

При выполнении работ по ГДП-50 [57] были пройдены шурфы в районе кварцевых жил, разрабатываемых ранее старателями. Шурфы пройдены в районе старой канавы, оставшейся после отработки кварцевой жилы. Длина канавы – 500 м, простирание – северо-западное. В шурфе отобраны 6 бороздовых проб, содержание золота – от 1,3 до 3,6 г/т по данным пробирного анализа (от 0,8 до 2 г/т по данным спектрозолотометрического). В соседнем шурфе (глубина 6 м) содержание золота в коре выветривания гранодиоритов – от 0,01 до 0,1 г/т, а еще в 10 м юго-западнее в шурфе 7129Г золото не обнаружено. В коренных породах золото обнаружено в двух пробах; в скважине № 926 в интервале 26–27,5 м в выветрелых гранодиоритах содержание золота – 1 г/т и в скважине № 905 на глубине 44 м в кварцевой жиле содержание зо-

лота – 5 г/т. Полученные данные свидетельствуют о том, что на месторождении Каиндинском содержание золота в коре выветривания иногда достигают промышленных значений.

*Месторождение Ненастное (I-3-13)* расположено на правом берегу р. Каинды, в 4,5 км от ее устья. Представлено серией кварцевых жил, приуроченных к контакту березитизированных гранодиоритов с дайками плагиигранитов, а также к самим дайкам. Распределение золота в жилах неравномерное, столбовое. В столбах также наблюдаются более обогащенные кусты и мелкие гнезда, которые в основном тяготеют к зальбандам жил. В местах скопления пирита часто встречается видимое золото. Среднее содержание золота – 3 г/т, максимальное – 7,7 г/т.

При выполнении работ по ГДП-50 [57] с целью поисков золота в коре выветривания на участке месторождения пройден ряд скважин КГК (№ 507, 509, 538, 540, 542, 544, 546, 548) глубиной от 12 до 36 м (средняя – 24 м). В коре выветривания отобрано 88 проб, золото обнаружено только в двух, содержание – 0,01 и 0,02 г/т; в коренных породах (гранодиоритах) золото определено в трех пробах, содержание – 1,01–0,04 г/т.

*Месторождение Опушка (I-3-17)* расположено на левом берегу р. Каинда, в 4 км выше ее устья. Представлено серией кварцевых жил мощностью до 1 м, простирание жил – 17 и 75°. Вмещающие – кварцевые диориты, измененные до березитов. Золотоносность в целом слабая, наиболее обогащены верхние части жил, где содержание золота – 8–12 г/т. Кварц слабо минерализован пиритом, халькопиритом, галенитом.

*Месторождение Урус-Кискенское (I-3-32)* расположено в 4,5 км северо-восточнее пос. Энбекши. Представлено двумя жилами: Петропавловский и Уклонной. Длина Петропавловской жилы – 500 м, мощность – 2 м, простирание северо-восточное, падение в разные стороны от 25 до 70°. От северного конца жилы Петропавловской ответвляется жила Уклонная, длина которой 100 м, простирание северо-западное. Жилы приурочены к тектоническому контакту тела габбро девонского возраста с терригенными отложениями (песчаники, углистоглинистые сланцы) раннекаменноугольного возраста. Жилы имеют челнокоподобное строение, часты пережимы и выклинивания жил, редко дают выходы на поверхность, часто представлены кварцевой щебенкой. Золотоносность приурочена к некоторым обычно маломощным кварцевым плиткам, а такая к включениям боковых пород в жилах. В жиле Уклонной при мощности ее 3 м золотоносна только одна плитка мощностью 5–15 см. Распределение золота неравномерное, столбовое, встречается в виде вкрапленности как в кварце, так в гнездах пирита и халькопирита. Среднее содержание золота – 7,7 г/т, в зоне окисления – 10–11 г/т.

*Месторождение Чертыковское (I-3-37)* расположено в 9 км северо-восточнее пос. Энбекши. Месторождение представлено двумя жилами северо-западного простирания в гранитоидах. Кварц сильно минерализован сульфидами, с которыми связано золото. Среднее содержание – 10 г/т, максимальное – до 106,3 г/т. На участке месторождения при выполнении ГДП-50 [57] было проведено литохимическое опробование и бурение скважин КГК с целью выяснения содержания золота во вмещающих породах. Опробовались коренные породы и глины коры выветривания. В скважинах КГК (№ 917Г, 919Г, 921Г, 928Г, 930Г, 9001Г, 9003Г, 9022Г, 9024Г), средняя глубина которых 32 м, отобрано из коры выветривания 125 проб и 8 проб из коренных пород. При профильном опробовании отобрано 138 проб из обнажений и глинистой коры выветривания. В скважинах золото обнаружено в двух пробах, отобранных из глинистой коры выветривания гранодиоритов, содержание – 0,01 и 0,1 г/т. По результатам профильного опробования установлено, что максимальные содержания золота во вмещающих породах наблюдаются в непосредственной близости от кварцевых жил. В пробах, отобранных в выработках старателей, из глинистой коры выветривания содержания золота достигают 0,3 г/т.

*Месторождение Мироновское (I-3-43)* расположено в 2 км северо-восточнее пос. Энбекши. Представлено серией кварцевых жил, залегающих в углистых сланцах и песчаниках раннекаменноугольного возраста. Протяженность жил – 200–250 м, мощность – 0,7–1,2 м, простирание северо-западное и субмеридиональное. Жилы резко выделяются в рельефе, часто разветвляются, имеют резкие перегибы вплоть до разрыва сплошности. Распределение золота кустовое, приурочено к раздувам жил, связано с пиритом. Отмечаются также сфалерит, галенит, церусит, англезит. В среднем содержание золота – 41,3 г/т, в зоне окисления достигает 250 г/т.

*Шиликтинское месторождение (II-2-21)* находится в 2 км западнее пос. Шиликты и приурочено к западной экзоконтактной зоне Шиликтинского граносиенитового массива. Серия кварцевых жил среди габбро-диабазов субширотного и северо-западного простирания. Падение жил крутое – 60–70°, преобладают жилы субширотного простирания. Длина жил – 100–120 м, мощность – от 0,3–0,5 до 1 м. Жилы минерализованы пиритом, халькопиритом. Пирит и халькопирит нередко лимонитизированы с образование пленочек малахита по халькопириту.

Шиликтинское месторождение раньше разрабатывалось на золото, связанное с сульфидами в кварцевых жилах. В настоящее время промышленного значения не имеет, сведений о содер-

жаниях и добыче нет.

*Северо-Мещеряковское месторождение* (II-4-8) расположено в правобережье р. Урус-Кискен, в 2 км к северо-западу от конефермы свх. Шильдинского. В геологическом отношении участок месторождения приурочен к кварцево-жильному дайковому полю, находящемуся в мощной, северо-западного простирания зоне расланцевания габбро крыклинского комплекса. Золото связано с кварцевыми жилами, морфология и рудоносность которых практически не отличается от таковых для Мещеряковского месторождения.

Данных о содержании золота в геологической литературе не встречено. В трех пробах из отвалов старых выработок обнаружено золото, в количествах: 2,8 г/т (т. н. 993), 1,4 г/т (т. н. 320) и 1,2 г/т (т. н. 453) [95].

*Мещеряковское месторождение* (II-4-15) расположено в левобережье р. Урус-Кискен, в 3 км к юг-юго-востоку от конефермы свх. Шильдинского, в 0,3–0,4 км к востоку от б. Каменный Дол [95]. Участок месторождения сложен биотит-микроклиновыми гранитами Адамовского массива. Здесь отмечено несколько десятков старых дудок, шахт и траншей, вскрывающих многочисленные, разнообразные по форме и мощности кварцевые жилы преимущественно северо-западного простирания. В жилах присутствует связанное с пиритом, реже – самородное золото. Содержание последнего достигало 10–13 г/т, но отличалось большой неравномерностью; наиболее богатыми были раздувы нижних частей жил, в то время как их верхние части, обычно, не были золотоносными. В четырех пробах из отвалов старых выработок, расположенных поблизости от месторождения, золото содержится в следующих количествах: 8,0 г/т, 2,4 г/т (т. н. 1633), 1,8 г/т (т. н. 3289) и 0,8 г/т (т. н. 3409). В кварцевых жилах, наряду с золотом, в небольших количествах присутствуют пирит, галенит, халькопирит, малахит, церуссит, молибденит, пироморфит, в одной из жил обнаружен шеелит.

Месторождение разрабатывалось до первой мировой войны и было заброшено в связи с открытием в смежных районах более выгодных объектов золотодобычи.

*Кусемское месторождение* (II-1-3) расположено в западном экзоконтакте небольшого массива диоритов краснинского комплекса. Представлено маломощными крутопадающими кварцевыми жилами. В настоящее время месторождение полностью выработано. Локализовано в породах средневерхнедевонского возраста. Представлено маломощными крутопадающими кварцевыми жилами.

В настоящее время промышленного значения не имеет, сведений о содержаниях и добыче нет.

Объекты золото-сульфидной рудной формации представлены только проявлениями и пунктами минерализации. Наиболее перспективными из них являются *Коскульское* (I-2-9) и *Восточно-Коскульское* (I-2-8) проявления, которые приурочены к зонам интенсивной метасоматической проработки черносланцевых пород нижнего карбона южнее известной Кировско-Крыклинской золоторудной зоны (за пределами площади).

*Проявление Коскульское* (I-2-9) расположено в 4,5 км северо-западнее пос. Кос-Куль, на левом берегу р. Якши-Акжар. Участок сложен в основном нижнекаменноугольными отложениями, среди которых выделяются три толщи (снизу вверх): терригенно-осадочная (песчаники, конгломераты, алевролиты, сланцы углисто-глинистые, углисто-кремнистые), вулканогенно-осадочная (андезибазалты, дациты, риолиты, песчаники, сланцы) и карбонатная (известняки). Наибольшим распространением пользуется терригенно-осадочная толща. В северо-западной части участка картируются отложения новооренбургской толщи, представленные сланцами кремнистыми, углисто-кварц-серицитовыми, хлорит-серицит-полевошпатовыми, песчаниками. В северной части участка нижнекаменноугольные отложения прорваны интрузивными телами, имеющими сложный состав: габбро, монцогаббро, монцодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монзониты. Мелкие тела габбродиабазов встречаются преимущественно в центральной части участка; здесь же расположен локальный минимум силы тяжести, который может быть обусловлен нескрытой интрузией кислого состава. Тектонические нарушения имеют субмеридиональное простирание, реже – субширотное и северо-восточное, иногда – северо-западное. Осадочные и магматические породы участка подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям: первые серицитизированы, хлоритизированы, иногда – биотитизированы; вторые березитизированы. Наиболее интенсивно гидротермально-метасоматические процессы проявлены в центральной части участка; здесь часто встречается хлоритоид в виде характерных розетковидных пакетов. Кварцевые жилы разных размеров встречаются повсеместно.

Содержания золота по проявлению составляют 1,0–1,5 г/т, достигая в отдельных случаях 15 г/т. Сопутствующие: мышьяк, молибден, медь, цинк.

*Проявление Восточно-Коскульское* (I-2-8) пространственно совпадает с эрозионно-тектонической депрессией и сложен отложениями нижнего карбона. Содержания золота в коре вывет-

ривания – 1,0 г/т, достигая в редких случаях до 2,0 г/т.

Золотоносные коры выветривания в той или иной степени развиты практически во всех проявлениях и месторождениях золота. Отнесены же к этой формации те объекты, в которых промышленное золото отмечается только в корях выветривания. К ним относятся *проявление Октябрьское (I-3-10)* и *пункты минерализации (II-1-8; II-2-1)*.

*Проявление Октябрьское (I-3-10)* приурочено к западному экзоконтакту Каиндинского массива. Вмещающие породы представлены нижнекаменноугольными известняками, доломитами, мраморами, песчаниками, алевролитами, базальтами, риолитами. Восточная и юго-восточная части проявления сложены кварцевыми диоритами, плагиогранитами, гранодиоритами позднедевонского джабыгасайского комплекса. Глинистая кора выветривания развита на участке повсеместно и изучена. Мощность ее от 50 до 100 м, в среднем – 40 м, в отдельных скважинах – 200 м. Установленные содержания золота в коре выветривания, составляют первые десятки г/т, а в отдельных пробах – 1 г/т, 4,4 г/т и 10 г/т.

Золоторудная лиственитовая формация представлена единственным *пунктом минерализации (II-2-29)*. Представляет собой линзу тальцитов среди кремнистых пород среднего девона (мощность 7–10 м). Содержание золота – до 1,0 г/т.

*Западно-Карабутакское месторождение (IV-3-16)* является единственным объектом, относящимся к золото-полиметаллической березитовой формации. Месторождение представлено тремя небольшими линзами серного колчедана, расположенными кулисообразно на расстоянии 90–100 м одна от другой. Простираение рудных тел северо-западное 345–348°, падение – восточное крутое (75–80°). Рудные тела выходят на поверхность и представлены в зоне окисления бурыми железняками. Размеры рудных тел незначительны: по простиранию не превышают 100–120 м, по падению – 180 м, мощность не превышает 10 м и резко уменьшается по падению. Руды представлены сплошным серным колчеданом. Содержание меди колеблется от первых сотых до полутора процентов, цинка – от первых сотых до первых десятых [55].

В зоне железной шляпы Западно-Карабутакского медно-цинковоколчеданного проявления установлены повышенные содержания золота. При этом распределение золота следующее:

- 1) глинистые продукты выветривания пород александринской толщи – золото отсутствует;
- 2) лимониты – содержание золота 0,4–0,5 г/т;
- 3) глинисто-лимонитовые охры – содержание золота 20–70 г/т;
- 4) обожженные глины – содержание золота 1,8 г/т;
- 5) глинистые маршаллиты (выветрелые вторичные кварциты?) – содержание золота от 18 до 45 г/т.

Из приведенной зональности распределения золота видно, что в лежачем боку золото содержится не только в лимонитах, но и во вмещающих породах.

По запасам Западно-Карабутакское месторождение золота является мелким. В 1979–1981 гг. оно полностью отработано старательской артелью объединения «Уралзолото».

Золотоносные россыпи на территории листа делятся на погребенные и современные. Погребенные россыпи представлены золотоносными карстовыми, а также неогеновыми отложениями.

*Проявление Карстовая воронка (I-2-32)*. В обрыве высотой 20 м правого берега р. Джанан-Акжар обнажаются карстовые отложения, представленные конгломератами, галечниками, песками, глинами песчанистыми, глинисто-песчано-щебнистыми отложениями (обн. 1180Г). Обломки представлены кварцитами по известнякам и кварцем. Встречаются зоны развития охристо-кремнистых пород. Иногда наблюдается слоистость с падением на север под углом 45–60°. В плане размер карстовой воронки 600×200 м. Воронка приурочена к известнякам карбонатной толщи нижнекаменноугольного возраста в районе контакте ее с базальтами вулканогенно-осадочной толщи. Проявление выявлено и опробовано Джайлганской партией [57]. Карстовые отложения опробовались в береговом обрыве бороздой вдоль уреза воды. Большая часть обрыва опробована шлихами с интервалом 2 м, в остальной части отобраны пробы на пробирный и спектрометрический анализы с интервалом опробования 1 м. Всего отобрано 53 шлиха, золото с содержанием 1–9 знаков обнаружено в 28, причем в интервале длиной 40 м, золото отмечается в каждом шлихе. Золото в основном мелкое (0,01–0,1 мм), реже – крупное (до 0,8 мм) и пылевидное, комковатое, иногда чешуйчатое, окатанность слабая, реже – средняя. На пробирный анализ отобрано 79 проб, в трех пробах содержание 0,2 г/т, в остальных определено содержание <0,2 г/т. В отобранных на этих же интервалах пробах на спектрометрический анализ золото обнаружено почти во всех пробах (в 76), содержание – 0,003–0,08 г/т, в трех пробах – 0,1–0,3 г/т.

*Безымянное проявление (I-2-20)* в золотоносные неогеновых отложениях, представленных песками и галечниками с прослоями плотных супесей и глин. Плотик представлен маршалли-

тами по окремненным известнякам нижнего карбона. Максимальные содержания золота приурочены к приплотиковой части мощностью 1,6 м, где содержания золота составляют 10–100 мг/м<sup>3</sup>. Золото мелкое, часто листоватое.

*Россыпь* (I-2-21) представлена песками и галечниками с прослоями плотных супесей и глин неогенового возраста мощностью 1,8–5,4 м. Плотик сложен корой выветривания пород джусинской толщи нижнего девона. Максимальные содержания золота приурочены к приплотиковой части мощностью 1,4 м, где содержания золота составляют 12–58 мг/м<sup>3</sup>.

Современные россыпи представлены россыпью р. Суундук и двумя другими более мелкими объектами.

*Суундукская россыпь* (II-1-2) представляет собой террасовые отложения р. Суундук на правом борту (вторая надпойменная терраса) в 5–6 км к юго-западу от пос. Кусем. Мощность золотоносных песков – первые метры. Общая площадь месторождения около 2 км<sup>2</sup>. Никаких сведений о запасах и добытом металле не имеется.

Кроме Суундукской россыпи установлены две мелкие непромышленные *россыпи* золота (I-2-15) и (II-1-6) в других участках долины р. Суундук. По происхождению они аналогичны Суундукскому, но по размерам уступают ей.

Два *потока рассеяния* золота (I-3-2, 27) выявлены в современных аллювиальных отложениях (галечники, гравий, пески) в долине р. Суундук и его правого притока у северной рамки листа, а также в аллювии р. Урус-Кискен. Содержание золота – 3–9 знаков на пробу.

## ПЛАТИНА

*Пункт минерализации* платины (I-1-4) отмечен в пределах Базарбайского проявления титаномагнетитов. В габбро, габбродиоритах первой фазы Базарбайского массива куйбасовского комплекса в скважине № 4474 в интервале 301,4–339,9 м установлен рудный интервал, обогащенный магнетитом, ильменитом, сфалеритом, галенитом, пирротинном. Здесь же, наряду с повышенными содержаниями железа и ильменита отмечаются повышенные содержания: платина – 0,12–0,35 г/т, палладий – 0,0126–0,054 г/т, осмий – 0,011–0,012 г/т, рутений – 0,015–0,060 г/т, родий – меньше 0,003 г/т, иридий – меньше 0,01 г/т. Визуально минералы платины не установлены. В других скважинах по участку опробование на платину не выполнялось.

## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

### УРАН

Значимых объектов урана в пределах площади нет. Предыдущими исследованиями установлено пять радиоактивных аномалий.

Наиболее изученной является *Мироновская аномалия* (I-3-30), которая приурочена к глинисто-щебенистой коре выветривания нижнекаменноугольных осадочных пород в западном экзоконтакте Каиндинского массива гранитоидов. Здесь повышенная радиоактивность установлена по скв. 9008, 989, 995, 987, 9016, 9018 на глубинах 30–50–70 м и достигает 100–110 мкР/ч. По скв. 995 радиоактивность достигает 280 мкР/ч. По данным рентгеноспектрального анализа в скважинах с максимальной радиоактивностью содержание урана достигало 300·10<sup>-4</sup>%, тория – 25·10<sup>-4</sup>%.

Остальные объекты урана аналогичны Мироновской аномалии, их характеристика приведена в приложении 2.

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

#### КВАРЦ ОПТИЧЕСКИЙ И ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ

В пределах листа отмечаются 4 месторождения и 12 проявлений и пунктов минерализации кварца оптического, который может быть использован и как пьезоэлектрическое сырье.

Наиболее крупным объектом кварца оптического является *месторождение Теренсайское* расположено в окрестностях пос. Речного. Состоит из двух разобщенных участков *Джаман-Акджар* и *Речной* (показаны на карте как два отдельных объекта).

Впервые кристаллосырье в пределах участка *Речного* (II-2-8) было добыто в 1954 году, в

количестве около 1 000 кг. Объект приурочен к западному экзоконтакту одноименного массива гранитоидов. Восточная часть участка сложена вулканогенными и осадочными метаморфизованными образованиями предположительно ордовикского возраста. На участке встречаются дайки габбродолеритов северо-западного простирания с пологим юго-западным падением. В пределах этой площади установлено более 500 кварцевых жил, которые, как правило, мономинеральные и однополостные; приурочены они к трещинам скола и отрыва. Преобладающее количество жил имеет северо-западное простирание с крутым северо-восточным падением и секущее положение по отношению к вмещающим породам. По форме жилы линзовидные, плитообразные, вытянутые клиновидные или «неправильные». Длина их по простиранию – 2–90 м (чаще – 20–30 м), по падению – от 2 до 10 м; мощность – 0,1–2 м (чаще – 0,3–1 м). Околожилные изменения проявляются в эпидотизации, хлоритизации, мусковитизации и окварцевании вмещающих пород. Хрустальные гнезда приурочены к выклинивающимся по падению частям жил, имеют обычно клиновидную форму. Размер их от 0,2×0,3 до 2–3 м. Кристаллы горного хрусталя бесцветные и дымчатые, вес отдельных кристаллов достигает 60–70 кг. Качество полученного пьезокварца хорошее, высшие сорта составляют 65–67 %. Основные дефекты кристаллов – свилеватость, двойники и трещины. Балансовые запасы кристаллосырья по Речному жильному полю утверждены в 1968 году (Протокол ГКЗ № 7265) в количестве 0,9 т по категориям А+В+С<sub>1</sub>.

*Участок Джаман-Акджар (II-2-5)* расположен в 2 км северо-западнее вышеописанного объекта и погребен под рыхлыми отложениями неогена и отложениями террасы одноименной реки. В геологическом его строении принимают участие метаморфизованные и расланцованные аналогичные вулканогенно-осадочные породы нижнего девона. Жильное поле приурочено к пересечению разломов преимущественно северо-восточного простирания с системой нечетко выраженных субширотных нарушений. Дизъюнктивы сопровождаются более мелкими трещинами оперения, которые служили камерами для образования кварцевых жил. На участке вскрыто 494 жилы (иногда многополостные) и 63 минерализованные полости. Кроме горного хрусталя, в полостях содержатся обломки жильного кварца, измененных вмещающих пород, а также сопутствующие минералы: флогопит, хлорит, адуляр, кальцит, сфен, апатит, тремолит, нонтронит. Размер кристаллов горного хрусталя колеблется от 5–10 до 135 см по длинной оси, вес от нескольких граммов до 800–1 300 кг. Балансовые запасы кристаллосырья категорий А+В+С<sub>1</sub> утверждены в 1968 году протоколом ГКЗ № 7265 в количестве 11,5 т.

*Месторождение Мироновское (II-3-4)* расположено юго-восточнее Теренсайского месторождения и также сложено аналогичными метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями. Интрузивные породы месторождения представлены дайками плагиогранитов и плагиогранит-порфиоров. Формирование системы меридиональных и диагональных разломов сопровождалось образованием трещин скалывания и отрыва, которые впоследствии были выполнены кварцевыми жилами. Основные запасы горного хрусталя этого месторождения сосредоточены в россыпях. Существовавшая в палеогене древняя гидросеть способствовала формированию аллювиально-делювиальных (ложковых) россыпей. Наличие в районе легко разрушаемой глинистой коры выветривания (охватывающей, в том числе и хрусталеносные кварцевые жилы) обусловило при эрозионных денудационно-аккумулятивных процессах накопление в ложках кристаллов горного хрусталя и их обломков. В районе месторождения известно восемь логов, имеющих многочисленные притоки; часть из них вмещает россыпи горного хрусталя. Морфологически лога представляют собой вытянутые линейные понижения с довольно крутым наклоном поверхности оттока в сторону приемного бассейна. Длина их – 0,8–1,5 км (реже – до 3 км), ширина – от нескольких десятков до сотен метров; глубина вреза логов – от 2 до 30 м. Кварцевые жилы (хрусталеносные из них составляют 10 %) по простиранию имеют длину 3–6,1 м, по падению – 1,5–2,0 м; мощность – 0,3–0,5 м. Форма линзовидная, пластообразная, трубообразная, изометричная и сложная. Хрусталеносные полости приурочены к выклинивающимся частям жил или к лежащему их боку; иногда они оторваны от кварцевых жил. Преобладают мелкие полости (1–2 м<sup>3</sup>), содержащие до 50 кг кристаллосырья; единичные гнезда вмещают 500–1 000 кг. Габитус кристаллов среднестолбчатый; области, содержащие прозрачные моноблоки, приурочены в основном к головкам кристаллов. В полостях отмечаются также глинистые минералы, хлорит, мусковит, рутил. Балансовые запасы кристаллосырья по категориям А+В+С<sub>1</sub> для этого месторождения утверждены в 1968 году (Протокол ГКЗ № 7265) в количестве 1,2 т.

В пределы Теренсайского жильного поля входят также *месторождение Кумус-Тюбинское (II-2-25)*, аналогичное по своему строению ранее охарактеризованным.

Остальные проявления жильного кварца менее значимы и охарактеризованы в приложении 2.

## КВАРЦ ДЛЯ ПЛАВКИ

*Северо-Мироновское месторождение* жильного кварца (П-2-10) расположено в 20 км к западу от ст. Шильда и представлено серией кварцевых жил среди мраморизованных известняков нижнего карбона. Кварцевые жилы приурочены к положительным формам рельефа (гривки, холмы, увалы). Здесь установлены коренные выходы и развалы белого жильного кварца шириной – 2–5 м, длиной – 40 м, вытянутые в субмеридиональном направлении. Кварц белого, грязно-белого цвета, обычно гранулирован и пригоден для многокомпонентного кварцевого стекла.

Балансовые запасы молочно-белого жильного кварца, по которому составляют 73,3 тыс. т. Месторождение законсервировано.

## ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

### ФЛЮОРИТ

Значимых объектов флюорита в пределах площади нет. Два пункта минерализации – *Елизаветинское (Мещеряковское)* (П-3-11) и *Маячное* (I-4-1) образованы серией кварцевых жил с кристаллами и агрегатами флюорита.

*Елизаветинский (Мещеряковский) пункт минерализации* (П-3-11) расположен в 2 км южнее пос. Елизаветинка. Здесь среди мусковитовых гранитов встречено около 80 кварцевых жил. В некоторых из них были обнаружены кристаллы флюорита размером до 1 см. Содержание флюорита в жилах колеблется от 1 до 5 %. Проводившиеся здесь в 1955 г. поисковые работы положительных результатов не дали. Рудопроявление не представляет практического интереса.

*Маячный пункт минерализации* (I-4-1) расположен в 8 км западнее ст. Айдырля. Здесь имеется несколько кварцевых жил длиной до 20 м и мощностью до 1 м. Эти жилы прорывают порфириты айдырлинской толщи вблизи контакта с Каиндинским гранитным массивом. В отдельных жилах были обнаружены мелкие кристаллы флюорита. Содержание фтора в руде достигает 0,06 %.

### БАРИТ

В описываемом районе имеется одно малое месторождение барита. Госбалансом учитывались также запасы этого сырья по *Джусинскому колчеданному месторождению*, которое описано в подразделе «Медь, цинк, свинец».

*Месторождение Баритовая жила (Шиликтинское)* (П-2-15) расположено в 6 км северо-восточнее пос. Шиликта; разведывалось в 1929–1930 гг. Башгорконторой и Уральским отделением Института прикладной минералогии. Представлено серией баритовых жил, залегающих среди измененных средне-позднедевонских вулканитов. Простирается жил субмеридиальное, падение крутое (до 80°) западное. Размер весьма сложного жильного поля в длину 170 м, в ширину – от 6 до 50 м. Баритовые тела представляют собой серию тонких прожилков, группирующихся в маломощные (до 0,3–1 м) зоны или отдельные «жилы», наиболее крупные из которых не превышают 0,4 м по ширине и также неоднородны, с тонкими прослойками боковых пород. Продуктивные тела представлены белым, светло-серым или желтоватым баритом с тонкими включениями кварц-серицитовых сланцев. Главной примесью в барите является кварц, количество которого с глубиной возрастает. Содержание  $\text{BaSO}_4$  в руде колеблется от 68,7 до 93,9 %.

Запасы барита по результатам разведки 1929–1930 гг. подсчитаны до глубины 30 м – по категориям А+В (9 400 т), а по категории С<sub>1</sub> – для глубин 30–50 м (4 000 т). Месторождение эксплуатировалось (до глубины 30 м) заводом «Северохим». Данных о количестве добытой руды нет. В настоящее время разработка его признана нецелесообразной в связи со сложной морфологией жил, незначительными запасами и невысоким качеством барита.

## КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

### КАОЛИН

На площади листа известно два небольших месторождения каолина – *Теренсайское* (П-3-12) и *Высотное* (П-1-3), а также ряд проявлений. Все объекты этого сырья по условиям залегания являются автохтонными (остаточными), приуроченными к корам выветривания гранитов и осадочных пород площадного или линейного морфоструктурных типов.



*Теренсайское месторождение* (II-3-12) расположено в 0,5 км к востоку от пос. Жуламансай. Приурочено месторождение к коре выветривания гранитоидов Жулмансайского массива, предположительно, являющегося сателлитом Адамовского гранитного массива. Жулмансайский массив сложен преимущественно биотитовыми катаклазированными гранитами, иногда разгнейсованными. Кора выветривания перекрыта четвертичными и плиоценовыми глинами. На месторождении выявлено 5 промышленных залежей, залегание залежей горизонтальное, длина – от 190 до 640 м, ширина – 150–580 м, мощность – от 1 до 36,6 м, средняя – 12,2 м, глубина залегания кровли – от 0 до 18,6 м. Технологические свойства каолина испытывались неоднократно в различных организациях. Месторождение разведывалось в 1936 г. Общие запасы по всем категориям утверждены в количестве – 1,992 млн т. Технологические испытания показали, что качество глин низкое. По этой причине месторождение не эксплуатировалось, а затем его запасы вообще были сняты с баланса. Глины используются местным населением для побелки помещений.

*Месторождение Высотное* (III-1-3) расположено в 10,0 км к западу от пос. Тасбулак. Каолины представляют собой кору выветривания нижнекаменноугольных терригенных отложений. Общие запасы каолиновых глин могут составить до 2,0 млн т [97]. Глины используются местным населением для побелки помещений.

Описание остальных объектов приведено в приложении 2.

## ГЛИНЫ ОГНЕУПОРНЫЕ

*Юго-Шильдинское месторождение* (II-4-3) огнеупорных глин расположено в 3 км к юго-востоку от ж.-д. ст. Шильда, вблизи дороги, соединяющей указанную станцию с с. Елизаветинка [95]. Месторождение приурочено к коре выветривания верхнепалеозойских гранитов, которые выходят здесь в виде узкого, субширотного ориентированного тела в ослабленной зоне контакта инъекционных гнейсов и среднепалеозойских габбро. Полезное ископаемое – белые каолиновые глины, которые могут быть использованы в керамической промышленности.

Месторождение не разведано, но запасы его вряд ли могут быть значительными, вследствие небольшой площади развития огнеупорных глин.

Два остальных *месторождения* (IV-4-3, 5) расположены северней пос. Осетин и представлены корами выветривания лейкократовых гранитов. По данным химического анализа огнеупорное сырье пригодно для изготовления полукислых изделий класса «В» шамотных изделий класса «Б».

## КИАНИТ

*Проявление Кумус-Тюбе* (II-2-32) представляет собой линзу кианит-кварц-серицитовых, серицит-кианит-кварцевых, кварц-серицит-кианитовых пород в районе вершины с отметкой 336,6 м (г. Змеиная). Протяженность линзы в меридиональном направлении – 300 м, на юге она ограничивается руслом р. Кумус-Тюбе; мощность линзы около 100 м, протяженность по падению – 200 м. Содержание кианита в пробах – от 0,7 до 7,2 %, среднее содержание – 4,1 %. Размер кристаллов достигает 5 см в длину. В незначительном количестве отмечаются рутил, корунд, амфибол, хлорит, хромит, гидроокислы железа.

## ВОЛЛАСТОНИТ

*Проявление Белополье* (III-3-14) приурочено к северному экзоконтакту Карабутакского массива раннепермских гранитоидов с известняками нижнего карбона, прослеженному в широтном направлении на 5 км. Вдоль контакта в известняках выявлены скарны (гранат-пироксеновые и волластонитовые). Вся эта зона перекрыта рыхлыми четвертичными отложениями [94]. В скважине (№ 31 на ГК) вскрыты белые мраморы, содержащие прожилки волластонита; в интервале 10,6–53,5 м содержание его составляет 15–20 %. Ниже (интервал 53,5–60,7 м) отмечается зона волластонитовых скарнов, где содержание полезного компонента составляет 20–50 % (в среднем – 35 %). Кроме этого, волластонит в виде скоплений и отдельных кристаллов (неравномерно распределенных) отмечается и в коре выветривания. Ниже 60,7 м этот минерал фиксируется в редких прожилках и единичных скоплениях; содержание его не превышает 1–2 %.

## ДОЛОМИТ ОГНЕУПОРНЫЙ

В пределах листа установлено одно малое месторождение доломитов огнеупорных – *Крыклинское* (I-3-1). Площадь месторождения сложена известняками белыми, темно-серыми, иногда мраморизованными (карбонатная толща раннекаменноугольного возраста), среди которых картируется полоса доломитов, вытянутая в меридиональном направлении. На левом берегу р. Крыкла, где мощность рыхлых аллювиальных отложений до 12,5 м, доломиты прослежены скважиной № 833Г до глубины 40 м [57]. Зона доломитов прослежена в меридиональном направлении более чем на 1,5 км при ширине 200–250 м, изученной мощности – до 100 м.

На участке проведено бороздовое опробование, всего отобрано 177 проб. Химический состав доломитов довольно выдержан по всему протяжению полосы, средние содержания составляют (в %):  $\text{SiO}_2$  – 0,32;  $\text{TiO}_2$  < 0,01;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0,1;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,21;  $\text{MgO}$  – 19,95;  $\text{CaO}$  – 32,96;  $\text{MnO}$  – 0,03;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,03;  $\text{Na}_2\text{O}$  ≤ 0,02;  $\text{K}_2\text{O}$  ≤ 0,02; н.п.н. – 46,29;  $\text{F}$  ≤ 0,05. По содержанию  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$  сырой доломит относится к первому классу доломитов для обжига и заправки мартеновских печей, пригоден для заправки и подсыпки порогов мартеновских печей и изготовления смолодоломитов, а также в качестве огнеупоров. В качестве доломитов для стеклольной промышленности отвечает нормам для марки ДК-18-0,25 и ДК-18-0,40. Прогнозные запасы доломитов категории  $P_2$  составляют 95,5 млн т [57].

## АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

### ОПОКА

*Безымянное проявление* (IV-1-5) представляет собой опоковидные породы нижнекаменноугольного возраста с содержанием  $\text{SiO}_2$  – 92,15 %. Указанные образования могут быть использованы как флюсы.

## ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

### АСБЕСТ

В пределах листа установлено пять проявлений хризотил-асбеста. Все они связаны ультраосновными породами дунит-гарцбургитовой формации. Ниже приводится описание *Баймуратского* и *Энбекшинского* проявлений.

*Проявление Баймуратское* (III-3-5) представляет собой пластообразные тела оталькованных ультрабазитов и тальк-амфиболовых пород с маломощными (1–10 мм) прожилками амфиболит-асбеста бледно-зеленого цвета.

*Проявление Энбекшинское* (I-3-34). На глубине 4,5 м в шурфе, пройденном по сланцам нижнекаменноугольного возраста, встречены 5 жил амфибол-асбеста. Длина жил – 1,0–1,5 м, мощность – 2–4 см.

В целом проявления хризотил-асбеста в пределах листа незначительны по размерам и не представляют практического значения.

### ТАЛЬК

В пределах листа установлено четыре проявления и четыре пункта минерализации талька. Все они связаны ультраосновными породами дунит-гарцбургитовой формации. Ниже приводится описание *Мироновского* и *Безымянного* проявлений.

*Проявление Безымянное* (I-1-5). В двух канавах в коренном залегании в восточном экзоконтакте Жульдыбайского массива отмечены зеленовато-серые, зеленовато-черные, на отдельных участках белые тальковые сланцы. Мощность вскрытых талькитов до 16 м. Качество талькитов невысокое, т. к. они содержат примесь хлорита, вкрапленность магнетита и железистого карбоната типа брайнерита.

*Проявление Мироновское* (II-3-1) приурочено к мелкому телу серпентинитов. Вторичные образования представлены чередованием тальковых, тальк-хлоритовых, тальк-тремолитовых сланцев. Форма залежей линзовидная, мощность прослоев талька не превышает 1,0 м. Тальк голубовато-серебристый, мягкий чистый. Содержание окиси магния – 31,2 %, железа – 8,6 %; потери при прокаливании – 19,5 %.

В целом проявления талька в пределах листа незначительны по размерам и не представляют

практического значения.

## ГРАФИТ

В пределах листа выявлено 3 проявления и один пункт минерализации метаморфического типа. Наиболее значимым является *Энбекшинское проявление*.

*Энбекшинское проявление (I-3-36)*. Пласты графитоидов залегают в терригенной угленосной толще раннего карбона, сложенной конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами. Собственно графитовые залежи выявлены в южной, западной и северной частях проявления (обособленных участках). На юге вскрыто 6 пластов графитистых пород мощностью от 0,2 до 2,4 м; на севере – 4 пласта мощностью от 0,3 до 8,3 м. Они относятся к аморфным графитовым рудам, состоящим из шунгита, графитоидов и собственно графита с содержанием углеродистого вещества до 30 % (в среднем: 20 % шунгита и 10 % графита). Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  составляют 82,9 млн т. По данным дифференциально-термического анализа графитовые руды Энбекшинского проявления близки к рудам боевского типа [57].

## МАГНЕЗИТ

На территории установлено одно проявление магнезита в северной части листа [71].

*Безымянное проявление (I-1-10)* представляет собой небольшие коренные выходы размером 2,0×1,5 м светло-серые или розовато-белые магнезитов. Магнезиты пространственно сопряжены с серпентинами Жулдыбайского массива в его восточном эндоконтакте. По данным лабораторных исследований содержание MgO в магнезитах достигает 30 %.

## ЦЕОЛИТЫ

*Проявление «Скважина 304» (II-1-10)* было выявлено при проведении ГС-50 [97]. В коре выветривания вулканитов позднедевонского возраста на глубине 27 м обнаружено высокое содержание леонгардита. В неветрелых породах этот минерал выполняет миндалины и образует прожилковые скопления.

## ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

На территории широко представлены магматические, метаморфические и метасоматические породы, сами по себе обладающие высокими декоративными качествами. В них же отмечаются полудрагоценные камни, а именно халцедоны и кахолонги.

## ХАЛЦЕДОНЫ

*Проявление Восточно-Мироновское (I-3-25)* расположено на Мироновском участке редкоземельной минерализации. При производстве картировочных маршрутов [57] на поверхности был встречен мелкий элювиальный щебень халцедона. Здесь же шурфами вскрыта глинистая кора выветривания по дацитам раннекаменноугольного возраста и неогеновые красноцветные глины. Желваки халцедона наблюдались на глубине 3,5–7 м в белых глинах коры; форма желваков близка к изометричной. В одном из шурфов отмечено 126 желваков диаметром 3 см, 46 – 4 см, 28 – 5 см, 13 – 7 см, четыре – 10 см, три – 15 см; общий их вес – 40,5 кг. Желваки в глине распределены неравномерно, к забою их содержание увеличивается. В другом шурфе встречено пять желваков диаметром 4 см, четыре – 6 см, два – 5 см, еще два – диаметром 8 см; общий вес – 3,3 кг. Халцедоны имеют концентрический рисунок: наружный слой (мощностью 0,5–0,8 см) светло-серый до белого, внутренняя (основная) часть имеет «теплую» коричневую окраску. Неглубокое залегание выделений халцедона, хорошие декоративные свойства и полируемость позволяют рекомендовать это проявление для дальнейшего изучения поисково-оценочными работами.

*Проявление Мироновское (I-3-16)* расположено в 5 км к северу от пос. Мироновка в между-речье рр. Сундук и Урус-Кискен, в 200 м к северу от Мироновского месторождения мрамора. Приурочено проявление к углисто-карбонатно-глинистым сланцам, подстилающим карбонатную толщу. Сланцы выходят на поверхность в ядре антиклинали. На поверхности элювиальные высыпки конкреций кахолонга и полупрозрачного опала. Форма конкреций шаровидная или

эллипсоидальная.

По результатам опробования выделены 4 разновидности опалов, отличающихся по декоративным качествам: прозрачные стекловидные опалы однотипные или с неясным концентрическим рисунком – 41,8 %, полупрозрачные однотипные фарфоровидные опалы (кахолонги) – 10,3 %, полупрозрачные синевато-серые опалы с неясным концентрическим рисунком – 4,4 %, прозрачные и полупрозрачные опалы с четким концентрическим рисунком – 0,9 %.

Согласно технических требований ОСТ 41-117-76 минимальный размер сортового камня должен быть не менее 50×50×50 мм. По данным валового опробования среднее содержание опала-сырца составляет 3,03 кг/м<sup>3</sup>, кондиционного сырья, пригодного в качестве поделочного камня в нем – 57,4 %.

Объект, после дальнейшего изучения, может представлять интерес для обеспечения небольшого художественно-прикладного предприятия местным сырьем для производства.

## СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рассматриваемая территория обладает значительным потенциалом в отношении строительных материалов. Здесь известно месторождения гранитов, известняков, мраморов, глин и песков. Ниже приводится описание в основном тех месторождений, которые учитываются государственным балансом.

### МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

#### КИСЛЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ (ГРАНИТ)

В пределах листа широко развиты продукты кислого интрузивного магматизма разного возраста. Значительное количество гранитоидных массивов вскрыто эрозией и выходит на дневную поверхность. Это позволяет обрабатывать их открытым способом и делает инвестиционно привлекательными.

*Месторождение Новоорское (IV-1-7)* находится в 7 км к северо-востоку от ж.-д. ст. Новоорск. Приурочено к одноименному гранитному массиву позднедевонского возраста, сложено мелко-среднезернистыми, крупнозернистыми и порфиroidными гранитами со шлирами, ксенолитами, жилами и дайками кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов, аплитов (протяженность до 800 м и мощностью до 20–30 м). Породы месторождения сильно трещиноватые, особенно в верхней части массива. Мощность продуктивного уровня в зависимости от рельефа колеблется (в контуре промышленных запасов) от 76,4 до 114,7 м, составляя в среднем 94,6 м. Вскрышные породы (средней мощностью 3,42 м) представлены почвенно-растительным слоем и четвертичными суглинками с большим количеством дресвы гранитов. Физико-механические свойства пород: дробимость в цилиндре щебня – 7,2–16,6 %; износ в полочном барабане – от 15 до 35 %; объемная масса – более 2,41–2,69 г/см<sup>3</sup>; пористость – 0,15–11,2 %; плотность – 2,63–2,72 г/м<sup>3</sup>; водопоглощение – 0,1–0,7 %; предел прочности на сжатие в водонасыщенном состоянии – 284–2 986 кг/м<sup>2</sup>; предел прочности при сжатии (при 25 циклах замораживания) – от 261 до 1 790 кг/м<sup>2</sup>; морозостойкость (при 25 циклах замораживания) – от 25 до 300.

Месторождение разведано на глубину до 60 м, на разведанную глубину не обводнено. Запасы месторождения по кат. А+В+С<sub>1</sub> приняты в количестве 68 930 тыс. м<sup>3</sup> (в том числе по кат. А+В – 27 468 тыс. м<sup>3</sup>), по кат. С<sub>2</sub> – 71 308 тыс. м<sup>3</sup>; утверждены ГКЗ СССР (Протокол № 9011 от 11.06.1982 г.). Остаточные запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> на 01.01.2014 г. составляют 52 459 тыс. м<sup>3</sup>, категории С<sub>2</sub> – 71 308 тыс. м<sup>3</sup>. Месторождение эксплуатируется. Остаточные запасы Новорского месторождения по всем участкам на 01.01.2016 г. категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 26 849 тыс. м<sup>3</sup>.

*Месторождение Ульяновское (IV-1-8)* находится в Новоорском районе, поблизости от описанного выше объекта, и располагается в пределах того же гранитного массива. Сложено мелко-среднезернистыми, крупнозернистыми и порфиroidными гранитами со шлирами, ксенолитами, жилами и дайками кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов, аплитов (протяженностью до 800 м и мощностью до 20–30 м). Мощность «полезной толщи» в контуре промышленных запасов от 55 до 85 м (в среднем – 68,56 м). Вскрышные породы те же, что и для Новоорского месторождения, их средняя мощность 6,6 м. Прочность пород обычно 1 500–2 000 кг/см<sup>2</sup>, объемная масса – 2,53–2,58 г/см<sup>3</sup>; пористость – 3,0–6,0 %; водопоглощение – 0,3–0,8 %.

Запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> утверждены ГКЗ в 1981 г. (Протокол № 8912) в количестве 124 905 тыс. м<sup>3</sup>, в том числе по кат. А+В – 60 536 тыс. м<sup>3</sup>. Объект законсервирован.

*Месторождение Яршаллинское* (III-4-5) локализовано в небольшом массиве гранитов (4,5 км<sup>2</sup>). Массив сложен мелко-среднезернистыми, крупнозернистыми гранитами серого цвета. Вскрышные породы маломощные и представлены почвенно-растительным слоем. Физико-механические свойства пород: водопоглощение – 2,74–0,25 %; удельный вес – 2,70–2,64 г/см<sup>3</sup>; пористость – 7,85–1,49 %. Основная масса гранитов выдерживает 25 циклов непосредственного замораживания.

Балансовые запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 5 590 тыс. м<sup>3</sup>, в том числе кат. А+В – 3 885 тыс. м<sup>3</sup> (Протокол ТКЗ № 143, 1984 г.). Месторождение не обрабатывается.

*Месторождение Дуненское* (III-1-2) находится в пределах Дуненского массива. Мощность «полезной толщи» в контуре промышленных запасов от 55 до 85 м (в среднем – 68,56 м). Вскрышные породы – от 0 до 2–3 м. Запасы не утверждались, весьма значительны, при необходимости используется местным населением.

Остальные месторождения аналогичны по строению, составу, качеству и в настоящее время не эксплуатируются, Госбалансом не учитываются.

### ОСНОВНЫЕ ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ (БАЗАЛТ)

На рассматриваемой территории известно 1 месторождение, описание которого приведено ниже.

Малое *месторождение Мусогатское* (IV-1-6) находится в Новоорском районе Оренбургской области в 15 км на северо-восток от одноименного районного центра. Приурочено к северо-восточному крылу Ащebutакской антиклинали. Полезная толща сложена преимущественно туфами андезибазальтового состава с прослоями лав андезитов и дацитов, а также субвулканическими дайками порфиристых разностей этих же пород (Госбалансом учитывается как туфы). Туфы агломеративные литокластические и кристаллокластические. Физико-механические свойства пород: водопоглощение – 0,1–0,7 %; удельный вес – 2,76–2,98 г/см<sup>3</sup>; предел прочности на сжатие в водонасыщенном состоянии – 1 090–3 000 кг/см<sup>2</sup>; предел прочности на сжатие в воздушно-сухом состоянии – 2 100–2 800 кг/см<sup>2</sup>. Потери в весе после 15 циклов на морозостойкость – нет. По всем показателям щебень соответствует марке «1 000–1 200». Месторождение разведано на глубину до 60 м, на разведанную глубину не обводнено. Вскрышные породы представлены глинистой корой выветривания и современными рыхлыми образованиями; мощность их в среднем 1,8 м. Запасы (сумма категорий А+В+С<sub>1</sub>) составляют 8 039 тыс. м<sup>3</sup> (Протокол ТКЗ № 6/590 1966 г.). Объект законсервирован.

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

#### ГНЕЙСЫ

На рассматриваемой территории известно 1 месторождение гнейсов, краткое описание которого приведено ниже.

Малое *месторождение Восточно-Адамовское* (III-4-2) расположено в левобережье б. Аршалы близ ее устья, в районе высоты с отн. 308,7 м. Месторождение связано хорошей грунтовой дорогой р. ц. Адамовки (5 км). Месторождение приурочено к полям развития гнейсогранитов, гнейсоплаггиогранитов яршаллинской толщи. Гнейсограниты месторождения использовались для строительства и ремонта дорог.

Месторождение не разведано, запасы не утверждались. Учитывая отсутствие вскрыши, наличие довольно развитой дорожной инфраструктуры, рекомендуется к дальнейшему изучению, так как запасы его могут быть очень велики – порядка нескольких сот млн м<sup>3</sup>.

### КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

#### МРАМОРЫ

В пределах листа выявлено 6 малых месторождений мраморов. Ниже описываются наиболее типичные из них.

Месторождение цветных мраморов *Мироновское* (*Энбекшинское*) (I-3-18) расположено в междуречье р. Суундук и ее левого притока р. Урус-Кискен, в 5 км к северу от пос. Мироновка. Приурочено к терригенно-карбонатным отложениям биргильдинской толщи раннего карбона

(при этом карбонатные породы в ее составе образуют непрерывные разрезы до 500 м мощности). На месторождении мраморизованные известняки и мраморы слагают ядерную часть субширотной синклинали складки, опрокинутой на юг. Пачка мраморов разнородна по цвету и представляет собой переслаивание черных (преобладают), а также темно-серых до серых разностей; переходы между разноокрашенными породами постепенные. Декоративные качества сырья высокие.

Были подсчитаны запасы цветных мраморов категории  $C_2$  в количестве 575,6 тыс. м<sup>3</sup> (1 542,6 тыс. т), в том числе облицовочных и поделочных – 107,1 тыс. м<sup>3</sup> (187 тыс. т), на декоративный и строительный щебень – 345,3 тыс. м<sup>3</sup> (925 тыс. т). Месторождение Госбалансом не учитывается. По данным валового опробования на площади, примыкающей к контуру запасов, определен выход сортового камня в 19,5 %, в том числе с повышенной блочностью (более 0,4 м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup>) – 15,5 %.

*Месторождение Кызылкольское (III-2-1)* находится на правом берегу р. Кумус-Тюбе, в 2,5 км от ее устья. Приурочено к нижнекаменноугольным терригенно-карбонатным осадкам Уйско-Домбаровской подзоны. Известняковая пачка слагает ядра меридиональных кулисообразных синклинали складок; прослеживается на 10 км при максимальной ширине 500–1 000 м. Мраморизованные известняки серого и темно-серого цвета, иногда окремненные, с остатками криноидей, кораллов и брахиопод. Западное крыло линейной синклинали сложено пачкой более темных (темно-серых до черных) мраморов и мраморизованных известняков; ширина их выходов 100–120 м, по простиранию они прослеживаются на 1 000 м. Как и на Мионовском месторождении, здесь преобладают черные разности, а переходы между разноокрашенными породами постепенные.

Запасы мраморов категории  $C_2$  составляют 591,9 тыс. т, в том числе крупноблочных (более 0,25 м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup>) – 92,8 тыс. т; они пригодны в качестве поделочного и декоративно-облицовочного сырья. Госбалансом этот объект не учитывается.

#### ИЗВЕСТНЯК

На площади известно 4 месторождения известняка, запасы по которым не подсчитывались, Госбалансом не учитываются.

*Шубартаусское (Мубартаусское) месторождение (II-1-7)* расположено в Новоорском районе, в 4 км восточнее пос. Севастопольский, южнее Ириклинского водохранилища. Представлено линзообразной залежью известняков среди вулканогенно-осадочных отложений урлядинской толщи. Содержание СаО достигает 92,15 %.

*Солончатское месторождение (II-1-11)* расположено в Новоорском районе, в 6,4 км юго-восточнее пос. Севастопольский, южнее Ириклинского водохранилища. Представлено линзообразной залежью известняков среди вулканогенно-осадочных отложений урлядинской толщи. Аналогично по строению и качеству Шубартаусскому месторождению. Содержание СаО достигает 92,0 %.

*Высотное месторождение (III-1-5)* расположено в Новоорском районе, рядом с одноименным месторождением каолина. Представлено линзообразной залежью известняков среди вулканогенно-осадочных отложений урлядинской толщи. Содержание СаО достигает 54,95 %.

*Джусинское месторождение (III-2-19)* расположено в Новоорском районе, в 2 км южнее пос. Слюдяной. Представлено линзообразной залежью известняков среди терригенных отложений кугутыкской толщи. Содержание СаО достигает 64,5 %.

#### ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

##### ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

Все объекты указанной группы представляют собой элювиально-делювиальные глины и суглинки четвертичного возраста. Эти отложения в описываемом районе пользуются весьма широким распространением. Всего на территории листа М-40-VI выявлено 3 месторождения кирпичных глин. Геологоразведочные работы были проведены только на одном – Адамовском месторождении.

*Адамовское месторождение (III-4-8)* расположено на правом склоне долины р. Джарлы, близ северной окраины с. Адамовки. Сырьем являются делювиальные суглинки, залегающие на гнейсах. Среди суглинков выделяются легкие, средние и тяжелые разности. В среднем по качественной характеристике суглинки соответствуют интервалу между средней и тяжелой разностью. Глины и суглинки пригодны для производства кирпича марки «100». Пластичность су-

глинков – от 19,4–39,6; число пластичности – 20,2; удельный вес – 2,7; гранулометрический состав суглинков наиболее типичной пробы: 3 мм – 0,1 %; 3–0,5 мм – 12,5 %; 0,5–0,005 мм – 70,4 %; 0,005 мм и меньше – 17,0 %. Химический состав суглинков: SiO<sub>2</sub> – от 53,5 до 59,32 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – от 13,2 до 15,33 %, CaO – до 10,77 %. Высокое содержание окиси кальция не влияет отрицательно на качество глин, так как карбонаты находятся в тонко распыленном дисперсном состоянии.

Запасы (сумма категорий А+В+С<sub>1</sub>) составляют 1 152 тыс. м<sup>3</sup> (Протокол ТКЗ № 1/513 1959 г.). Объект в настоящее время находится в резерве и не эксплуатируется. Остаточные запасы месторождения на 01.01.2016 г. категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 956 тыс. м<sup>3</sup>.

На остальных *месторождениях* этой группы (III-2-28; III-4-98) были пройдены отдельные скважины, с помощью которых была установлена мощность толщи глин и приблизительно площадь распространения их. Были взяты единичные пробы для определения гранулометрического состава, пластичности и химического состава глин. Мощность пласта глин на этих месторождениях колеблется в пределах от 5 до 30 м. Площадь распространения измеряется квадратными километрами. Качество сырья в общих чертах аналогично нижеописанному Адамовскому месторождению.

## ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

### ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ

В долинах рек Джарлы и Суундука аллювиальные отложения поймы и высокой поймы представлены неравномернозернистыми песками. Пески могут быть использованы в строительном и дорожно-строительном деле, в качестве отощителя в кирпичном производстве, при изготовлении песчано-известковых стеновых блоков и прочее.

Всего на территории листа М-40-VI известно 3 месторождения песка. Из них разведано два месторождения: *Адамовское* (III-4-10) и *Джарлинское* (III-4-7). *Южно-Адамовское месторождение* (III-4-11) выделено при съемочных работах.

*Южно-Адамовское месторождение* (III-4-11) расположено в долине р. Джарлы, близ южной окраины с. Адамовки. Площадь месторождения имеет длину 1 500 м, ширину – 300 м. Мощность продуктивной толщи песков до уровня грунтовых вод колеблется от 1 до 4 м. Гранулометрический состав песка характеризуется следующими цифрами: мелкозернистая фракция – 80 %, разнозернистая – 14,5 %, среднезернистая – 5,5 %, глинистые частицы в среднем составляют 5,7 %. Лабораторные испытания показали, что пески пригодны для изготовления стеновых пустотелых известковых блоков для одноэтажного строительства, марки «25–35».

Запасы по категориям А<sub>2</sub>, В и С<sub>1</sub> составляют 590 м<sup>3</sup>. Запасы не утверждались (заливается паводковыми водами) и могут быть увеличены за счет увеличения площади месторождения и мощности залежи.

*Джарлинское (Восточно-Адамовское) месторождение* песка (III-4-7) по генезису, качеству полезного ископаемого и условиям залегания аналогичны Южно-Адамовскому, но изучены в меньшей степени.

Разведанные запасы (сумма категорий А+В+С<sub>1</sub>) составляют 22 тыс. м<sup>3</sup> (Протокол ТКЗ № 217 1995 г.). Объект находится в резерве и не эксплуатируется.

## ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### МАРШАЛЛИТ

В пределах листа установлено два малых месторождения маршаллита – своеобразного продукта коры выветривания по метасилицитам, кварцитам и окремненным известнякам. Перспективы их к настоящему времени окончательно не установлены. Могут использоваться в качестве формовочных песков в литейном деле и при производстве керамики.

*Безымянное месторождение* (I-3-22). Маршаллиты вскрыты в семи шурфах, прослежены на расстоянии 600 м<sup>2</sup>, площадь распространения не оконтурина, и составляет ориентировочно 1×0,6 км. Мощность вскрыши 0,5–3 м; шурфы глубиной до 4 м из маршаллитов не вышли. Внешне маршаллиты представляют порошок светло-серого, светло-желтого, чаще белого цвета, сложенный тонкозернистым кварцем с примесью глины и мелкого щебня кварцитов по известнякам карбонатной толщи раннекаменноугольного возраста. Результаты химического и гранулометрического анализов позволяют рассматривать маршаллиты как формовочные пески низкого качества и использовать их для производства силикатного кирпича, газобетона, газосили-

ката и других стройматериалов.

*Месторождение Нурбайское (I-2-18)* приурочено к коре выветривания кварцевых тонкозернистых песчаников, установленная мощность которых по скважине № 767 – 12 м [57]. Здесь, ранее выполненными работами, шнековой скважиной был вскрыт тонкозернистый кварцевый песок, названный авторами «маршаллитами». Химический состав песков следующий (в %):  $\text{SiO}_2$  – 95,01;  $\text{TiO}_2$  – 0,26;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 2,59;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,32;  $\text{CaO}$  – 0,61;  $\text{MgO}$  – 0,36;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,37;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,13. В гранулометрическом составе преобладают фракции <0,05 мм (73 %) и 0,63 мм (19,55 %), в качестве примесей присутствуют фракции 2,5 мм (2,68 %), 1,0 мм (2,92 %), 0,05 мм (1,85 %). Фракция <0,05 мм более подробно не анализировалась. Пески могут использоваться как формовочные, найти применение в производстве силикатного кирпича, газобетона, газосиликата и других стройматериалов.

## ГЛИНЫ ДЛЯ БУРОВЫХ РАСТВОРОВ

В пределах листа установлено два малых безымянных непромышленных месторождения буровых глин.

*Первое месторождение (II-2-16)* расположено в 7,5 км на юго-запад от пос. Речной. Здесь вскрыта кора выветривания андезибазальтов александринской толщи. На глубине 28–40 м выделяется прослой зеленовато-коричневых глин. Предположительно размеры залежи – 1,2 км<sup>2</sup>. Качество глин характеризуется следующими параметрами: выход раствора – 3 м<sup>3</sup>/т при  $\rho=1,20$  г/см<sup>3</sup> и содержании песка – 2 %. Добавка кальцинированной соды увеличивает выход раствора до 4,2 м<sup>3</sup>/т при  $\rho=1,15$  г/см<sup>3</sup>.

*Второе месторождение (II-2-24)* расположено в 11,0 км на юг-юго-восток от пос. Речной. Здесь вскрыта кора выветривания джусинской толщи. На глубине 22–26 м выделяется прослой зеленовато-коричневых глин. Предположительно размеры залежи – 1,0 км<sup>2</sup>. Для глин установлены следующие параметры: выход раствора – 2,2–2,3 м<sup>3</sup>/т при  $\rho=1,21$ –1,27 г/см<sup>3</sup> и содержании песка – 1,0–1,8 %.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

### ПИТЬЕВЫЕ ВОДЫ

#### ПРЕСНЫЕ

В пределах листа отмечается несколько десятков месторождений питьевой и технической воды, в большинстве своем приуроченных к четвертичным отложениям. На карту вынесены только те месторождения, запасы по которым утверждены в ГКЗ и которые эксплуатируются.

*Ириклинский участок (II-1-12)* Ириклинского месторождения приурочен к подземным водам протерозойско-палеозойской эффузивно-терригенной зоны. Утвержденные запасы подземных вод составляют 0,252 тыс. м<sup>3</sup>/сут по категории С<sub>1</sub>. Используются подземные воды Ириклинского участка для хозяйственно-питьевого водоснабжения с. Добровольское.

В 1977 году утверждены запасы ниже-среднекаменноугольной зоны на *Кумис-Тобинском участке* Ириклинского месторождения подземных вод по категории С<sub>1</sub> в количестве 2,2 тыс. м<sup>3</sup>/сут. На данный момент запасы являются забалансовыми и участок не эксплуатируется.

*Месторождение Шильдинское (I-4-15)* приурочено к водоносной палеозойской интрузивной зоне экзогенной трещиноватости и используется для водоснабжения одноименного населенного пункта. Водовмещающие породы этой зоны представлены трещиноватыми гранитами, габбро, базальтами, серпентинитами, амфиболитами, гранодиоритами, дунитами, гнейсами и др. Подземные воды интрузивной зоны безнапорные. Глубина залегания уровня подземных вод колеблется от 2,5 до 40,0 м. Запасы категории В составляют 1,47 тыс. м<sup>3</sup>/сут.

*Месторождение Кундырлякское (III-4-6)* также приурочено к водоносной палеозойской интрузивной зоне экзогенной трещиноватости. Запасы подземных вод Кундырлякского месторождения, по большей части расположенного на смежной территории, составляют 2,0 тыс. м<sup>3</sup>/сут, в том числе по категориям: А – 0,6 тыс. м<sup>3</sup>/сут, В – 1,0 тыс. м<sup>3</sup>/сут и С<sub>1</sub> – 0,4 тыс. м<sup>3</sup>/сут и используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения райцентра Адамовка.

На большей части территории листа, из-за слабой водообильности, подземные воды используются одиночными скважинами для водоснабжения небольших поселков.



## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Согласно минерагеническому районированию площадь листа охватывает центральную часть длительно формировавшегося Урало-Монгольского складчатого пояса.

Приуроченность рассматриваемой территории к довольно крупным контрастным, длительно формировавшимся элементам земной коры обусловила сложность истории ее геологической эволюции. В истории формирования геологических комплексов, слагающих территорию, выделяются три крупных этапа: рифейско–среднекембрийский (байкальский), позднекембрийско–триасовый (каледонско–герцинский) и мезозойско–кайнозойский (позднетриасово–четвертичный).

Отложения **рифейско–среднекембрийский этапа** распространены довольно значительно, однако связанные непосредственно с ними крупные объекты полезных ископаемых в пределах листа не установлены. В то же время метаморфизованные породы комплекса являются вмещающей средой для проявления различного вида сырья.

**Позднекембрийско–триасовый этап.** В этот богатый тектоническими движениями геологический отрезок времени заложилась и сформировались основные структурные элементы рассматриваемой территории.

С конца позднего кембрия образуется новая континентально-рифтовая система меридионального простирания. К представителям ранней стадии ее формирования, на описываемой площади относится рымникская свита, а в Западно-Магнитогорской СФЗ – кидрясовская свита (западнее площади). По-видимому, уже к началу позднего аренига часть системы, к западу от описываемой площади, преобразуются в океанический рифт; в глубоких зонах растяжения возникает океаническая кора (ультрамафиты и мафиты сакмарского комплекса). В субокеанических условиях разделяющего новообразованные континенты «окраинного спредингового моря» формируется чебаркульско-казбаевский габбро-дунит-гарцбургитовый комплекс. С комплексом связан наиболее ранний, достаточно значимый этап рудогенеза. Чебаркульско-казбаевский комплекс является рудогенерирующим для проявлений хрома, следует, однако отметить, что значимых объектов хрома в пределах листа нет. Кора выветривания пород комплекса являются субстратом для проявлений силикатных никель-кобальтовых руд мезозойской коры выветривания. С ними же связано образование хризотил-асбеста обусловленное воздействием на ультраосновные породы более поздних постмагматических растворов, а также мелкие проявления талька.

В середине ордовика на раздробленных краях мезоплиты продолжают существовать остаточные рифтовые долины. Они заполняются разнообломочным терригенным материалом (маячная свита), базальтами с горизонтами кремнистых алевролитов (энбекшинская толща), терригенными отложениями с горизонтами дацитов и риолитов (кособродская толща). На западном склоне микроконтинента формируются глубоководные осадки (углисто-глинисто-кремнистые, глинисто-кремнистые) новооренбургской толщи. При формировании позднеордовикско–силурийской островной дуги формируются осадочно-вулканогенные и интрузивные образования – крыклинский и копинский комплексы, относящиеся к габбро-диорит-плагиогранитовой формации. В силуре и раннем локхове на различных частях склонов Восточно-Уральского микроконтинента накапливаются терригенно-кремнистые отложения булатовской толщи. Указанные отложения безрудные.

В раннем девоне территория подвергается существенной деструкции. В локховский–пражский века в восточном (задуговом) бассейне окраинного моря происходит вначале частный рифтинг (тюлькубайская толща), а затем спрединг с образованием бриентской офиолитовой ассоциации, где с ультрамафитами одноименного комплекса тесно связаны натриевые базальты киембаевской свиты. Аналогично чебаркульско-казбаевскому бриентский комплекс коры выветривания бриентского комплекса являются субстратом для проявлений силикатных никель-

кобальтовых руд мезозойской коры выветривания. С ними же связано образование хризотил-асбеста, обусловленное воздействием на ультраосновные породы более поздних постмагматических растворов, а также мелкие проявления талька. На микроконтиненте образуются локальные вулканические трог, в которых накапливаются различные по составу осадки. В пределах листа это айдырлинская толща, вмещающая к северу проявления медноколчеданных руд (Айдырлинское непромышленное месторождение, лист N-40-XXXVI).

В конце позднего эмса на Южном Урале возобновляется зона субдукции с падением, как и прежде, под микроконтинент; начинается формирование девонской («магнитогорской») островодужной системы, прошедшей все «классические» стадии своего развития. Положение тех или иных элементов системы несколько менялось со временем, однако, неизменной оставалась общая тенденция уменьшения основности, увеличения щелочности и соотношения K/Na в однотипных синхронных образованиях с запада на восток. С развитием указанной структуры связаны наиболее значимые объекты медноколчеданных, цинково-медноколчеданных, свинцово-цинково-медноколчеданных с золотом руд. На «примитивной» стадии (поздний эмс–ранний эйфель) образована базальт-андезитобазальтовая формация (на описываемой площади – кукбуктинская толща), с которой к югу на сопредельной территории связаны цинково-медноколчеданные проявления. На востоке тылового бассейна (Уйско-Домбаровская подзона) в это время существуют локальные амагматичные впадины, заполняемые углисто-глинисто-кремнистыми осадками (андреевская толща). «Юная» стадия (большая часть эйфеля) проявлена во всех элементах девонской дуги; на описываемой площади она представлена «переходной» от толеитовой к известково-щелочной александринской и джусинской толщами, с первой связан основной объем медноколчеданного, цинково-медноколчеданного оруденения. Завершается стадия формированием интрузий безрудного теренсайского габбро-монцодиорит-плагиогранитового комплекса.

В стадию «развитой дуги» образуются вулканы, относящиеся к известково-щелочной серии: базальты гумбейской свиты, а затем (по начало франа) андезиты, дациты и туфотерригенные породы новобуранного комплекса. В периферических частях островодужной системы последовательно дифференцированная базальт-андезит-риолитовая формация накапливается с позднего эйфеля до конца бродовского времени. Представлена она лавами, туфами и тефротурбидитами урлядинской толщи. Характерно обилие субвулканических образований среднего и кислого состава. Корневым частям активной магматической дуги отвечают габбродиориты, диориты, плагиограниты (реже – габбро и тоналиты) краснинского комплекса. На территории листа указанный временной отрезок безрудный.

В конце франа островная дуга входит в «зрелую» стадию своего развития, отмеченную возникновением базальт-латит-трахириолитовой формации (бугодакская толща на западе (за пределами листа), аблязовская и новоивановская толщи – в центральной части системы). В корневых частях дуги формируются интрузии краснинского габбродиорит-гранодиорит-гранитового комплекса.

Продолжается вулканическая деятельность и на микроконтиненте. В частности, там фиксируются эйфельская базальт-риолитовая и фаменско–раннетурнейская трахибазальт-латитовая формации, для которых (в отличие от сходных островодужных образований) характерно более широкое присутствие осадочных пород. Первой соответствуют кокпектинская и журманкольская толщи (восточнее площади), второй – березняковская толща. Франско–раннефаменский возрастной уровень отмечен внедрением интрузий габбро-диорит-плагиогранитовой (джабыга-сайский комплекс), монцогаббро-монцодиорит-граносиенитовой (урускискенский комплекс) и гранодиорит-гранитовой (среднеушкатинский комплекс) формаций, с которыми не связаны значимые объекты полезных ископаемых.

В раннем турне (до конца раннего турне), в условиях быстро сужающегося бассейна, продолжается накопление дифференцированных умереннощелочных вулканических и вулканомиктовых турбидитов «зрелой» стадии (шумилинская свита). На рубеже раннего и позднего турне окончательно завершается субдукция под магнитогорскую дугу.

В позднем турне, по мере сближения двух континентов, одна из разделяющих их мезоплит с относительно молодой океанической корой начинает поддвигаться под Восточно-Европейский континент. Восточная периферическая область последнего, имеющая уже мощную континентальную кору, преобразуется в активную окраину. Над завершившей свое развитие девонской дугой, а также в пределах бывшего микроконтинента формируются вулкано-плутонические пояса. Здесь почти до конца башкирского века идет формирование вулканических и коагматичных интрузивных комплексов нормального и умереннощелочного ряда (березовская свита, полокская толща: куйбасовский, мосовский и коскульский комплексы). В это время формируется довольно значительное количество рудных объектов, связанных с указанными интрузивными

комплексами. Так с габбро первой фазы куйбасовского габбро-диорит-гранитового комплекса установлено титан-магнетитовое оруденение. Вторая фаза мосовского комплекса кварцевых монзонитов, граносиенитов продуктивна в отношении молибден-медно-порфировой формации. Коскульский габбро-монцодиоритовый комплекс продуктивный в отношении золото-сульфидного оруденения и является, в свою очередь, субстратом для титаноносных кор выветривания. Этот этап благоприятен для образования проявлений карбонатной марганцевой формации и каменного угля (в пределах листа одно проявление).

По мере заполнения осадками окраинно-континентальных бассейнов происходит нивелирование их глубин и общее обмеление. На обширном мелководном пространстве (шельф возникшего «средиземного моря») до конца раннего карбона (местами – и в раннебашкирское время) накапливаются известняки и терригенно-карбонатные отложения (кизильская, уртазымская свиты, каморзинская толщи и др.).

В раннемосковское время уже значительная часть субрегиона являлась сушей. Лишь в замкнутых остаточных бассейнах накапливаются карбонатные, реже – терригенные осадки (уртазымская свита). Данный этап безрудный.

Уже с конца среднего карбона происходит рост горного сооружения в центральных и западных частях бывшего «палеоокеанического сектора». В пермское время возросший тепловой поток приводит к формированию «позднеорогенных» интрузий кислого состава (нормального, умереннощелочного, реже – щелочного ряда); на рассматриваемой территории это джабыкско-санарский гранитовый комплекс, продуктивный в отношении редкометалльного оруденения. С этого времени вся территория Урала вступает в платформенный этап развития.

**Мезозойско–кайнозойская эпоха.** В это время Уральский ороген прекратил свое существование, его место занял пенеплен, где в гумидных условиях шло интенсивное корообразование. Данный отрезок времени имеет довольно значительное значение для металлогении района. Образуются также обогащенные ильменитом коры выветривания габбро коскульского габбро-монцодиоритового комплекса. Практически на всех ультраосновных массивах образуются никель-кобальтовые коры выветривания.

В пределах листа в этот период образуются золотоносные коры по золотоносным метасоматитам всех золоторудных проявлений и площадей, которые на соседнем с севера листе интенсивно обрабатываются.

При гипергенных преобразованиях терригенных и терригенно-карбонатных пород с бедным марганцевым оруденением могут образоваться марганценовые коры выветривания.

В раннеюрское время в результате местного растяжения западнее площади образуются впадины. Одна из них (Орская) затрагивает юго-западный угол площади. Западнее, на сопредельной территории в них отлагаются мощные (до 350 м в Орской депрессии) континентальные угленосные отложения катынадырской, орской и романкульской свит (на площади почти полностью перекрыты аллювием). С этими же отложениями (значительно размытыми), по-видимому, связаны два проявления бокситов площади. Периодические трансгрессии моря в мелу и палеоцене описываемую площадь не затронули. Осадки с меловыми споро-пыльцевыми комплексами отмечаются только в карстовых депрессиях (золотоносные отложения Карстовой воронки). С эоцена возобновляются поднятия сводового характера, которые привели к регрессии моря и образованию пустыни. В этот этап образуются отложения эоловых и аллювиальных кварцевых песков (казацкая свита).

В миоценовое время неровности рельефа заполняются озерно-аллювиальными осадками наурузумской и чаграйской свит и озерными глинами светлинской и жиландинской свит, с которыми связаны непромышленные золотоносные россыпи.

В конце миоцена и раннем плиоцене происходит заметное воздымание, современное осевой части складчатого пояса, начинают формироваться Уральский кряж и педиplen восточных предгорий.

В новейший тектонический этап, охватывающий четвертичный отрезок времени, характерны дифференцированные движения, которые сопровождаются образованием золотоносных, титан-циркониевых россыпей, а также месторождений общераспространенных полезных ископаемых и проявлений торфяников.

## **РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Региональные и локальные рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки полезных ископаемых приводятся согласно легенде карты полезных ископаемых.

**Каменный уголь.** Маломощные пропластки угля (в единственном числе) приурочены к отложениям березовской свиты и практического значения не имеют.

**Железо.** Одно проявление железа представляет собой железорудный скарновый объект в экзоконтакте Шиликтинского массива краснинского комплекса. Месторождения железа представлены осадочным типом бурожелезняковой сидерит-шамозит-гидрогетитовой оолитовой формаций.

**Железо, титан.** Вкрапленное титан-магнетитовое оруденение в габбро первой фазы куйбасовского комплекса образует собственно-магматические комплексные объекты, перспективы которых, в значительной степени, определяются площадью рудоносных пород.

**Марганец.** В пределах Новоорского узла имеется два проявления марганцевых руд марганцевой карбонатной формации, связанные с породами нижнего карбона (кугутыкская и карбонатно-терригенной толщами нерасчлененными). Наибольший промышленный интерес представляют окисные руды кор выветривания развитые по рудам марганцевой карбонатной формации (в промышленных скоплениях в пределах листа, однако, не отмеченные).

**Хром.** Единственное проявление хромитов было установлено в небольшом массиве серпентинитов. Хромитовые руды приурочены к дунитам ордовикского габбро-дунит-гарцбургитового чебаркульско-казбаевского комплекса.

**Титан.** Объекты титана представлены единственным проявлением Сиенитовое, которое связано с образованием обогащенных ильменитом (лейкоксенном) кор выветривания по габбро первой фазы нижнекаменноугольного коскульского комплекса.

Проявления россыпей ильменита в аллювиальных отложениях, скорей всего, не имеют промышленного значения.

**Ванадий.** Приуроченность ванадиеносных залежей к коре выветривания в пределах карстовых депрессий позволяет предполагать инфильтрационный тип оруденения. Источниками ванадия, по-видимому, служили углеродсодержащие осадочные отложения нижнекаменноугольного возраста, обогащенные органическим веществом.

**Медь (медь, цинк).** Определяющим геолого-промышленным типом меди является колчеданный, подразделяющийся на медноколчеданную и цинково-медноколчеданную, медно-цинкового с существенной ролью свинца в рудном балансе формации.

В пределах листа установлено среднее (Джусинское месторождение) медно-цинковое (с золотом) и существенной ролью свинца в рудном балансе и более мелкие объекты всех трех групп.

Размещение объектов цинково-медноколчеданной формации контролируется следующими факторами: стратиграфическим, структурно-палеовулканическим, литолого-фациальным и составом вулканогенных формаций.

*Стратиграфический фактор.* Исходя из установленных условий образования колчеданных месторождений, определяющим в их размещении является стратиграфический фактор. Рудонесущими и рудовмещающими являются киембаевская свита раннедевонского возраста, кукбуктинская свита ранне-среднедевонского возраста, александринская свиты среднедевонского возраста (первая и третья фазы) и урлядинская свита средне-верхнедевонского возраста. Во всех перечисленных подразделениях локализованы установленные в пределах листа колчеданные проявления, александринская толща вмещает одноименное месторождение.

*Структурно-палеовулканический фактор.* Размещение колчеданных месторождений тесно связано с палеовулканическими структурами. Реконструкция их иногда вызывает затруднения, не всегда однозначная; наиболее уверенно выделяются вулканоседиментационные впадины (депрессии) и кальдеры. В пределах наиболее известных структур следует отметить: Будамшинскую (Верхнебудамшинская вулканическая постройка), Элеваторную кальдеры, кальдеру Промежуточную, Родниковую и ряд других, Западно-Теренсайскую, Северо-Джусинскую депрессии. Магмовыводящие разломы трассируются по цепочкам палеовулканов и вулканических интрузий.

*Литолого-фациальный фактор.* Колчеданные месторождения и проявления локализуются среди отложений лавовых, туфовых и тефрогенных фаций. При метасоматическом способе колчеданного рудообразования имеет значение проницаемость, способность пород фильтровать через себя рудоносные растворы. В связи с этим наиболее благоприятными для метасоматического замещения являются туфы, тефроиды, туфогенно-осадочные отложения. Образования лавовой и субвулканической фаций для метасоматического замещения менее благоприятны, но при наложении на них расщепления и дробления также становятся хорошо проницаемыми.

*Состав вулканогенных формаций.* Наибольшей рудоносностью обладает базальт-риолитовая формация (кукбуктинская и александринская толщи), преимущественно контрастного типа. Александринская толща вмещает Джусинское месторождение. Базальт-андезит-риолитовая

формация также является рудогенерирующей и рудовмещающей для колчеданного оруденения.

Формирование колчеданных месторождений и проявлений сопровождалось гидротермально-метасоматическим изменением вмещающих пород. Околорудные метасоматиты состоят из серицита, кварца, хлорита и карбоната в различных количественных соотношениях. Метасоматиты содержат вкрапленность сульфидов, в основном пирита, количество ее увеличивается по мере приближения к рудному телу. Переходы между метасоматитами и неизменными породами постепенные, через зону слабовыраженного метасоматоза. Околорудные метасоматиты (пропилиты) и метасоматически измененные породы являются важным поисковым признаком колчеданного оруденения.

Поисковыми признаками колчеданного оруденения являются также литогеохимические, гидрохимические, геофизические аномалии, развалы бурых железняков.

**Медь, молибден.** Молибден-медно-порфировое оруденение генетически связано с гранитоидами второй фазы мосовского комплекса кварцевых монзонитов, граносиенитов. Локализуется оруденение в экзоконтакте Новоорского массива в вулканических ороговикованных породах урлядинской толщи.

Кусемское проявление молибден-медно-порфировое может быть связано с аналогичными породами петропавловского комплекса. При этом следует отметить, что породы второй, равно и третьей фазы в пределах листа недоступны наблюдению, что делает указанные выводы, весьма предположительными. Окончательно перспективы указанных объектов не определены.

**Никель.** Силикатные никелевые (с кобальтом) руды образуют залежи в нонтронитовой коре выветривания всех серпентинитовых массивов чебаркульско-казбаевского, реже – бриентского комплексов. В пределах листа установлено около двух десятков проявлений силикатного никеля (и кобальта).

**Алюминий.** Два проявления бокситов приурочены к локальным (внемасштабным), возможно эрозионным (карстовым) впадинам в палеозойском рельефе. Рудоносными являются отложения юры, распространенные в пределах листа крайне незначительно.

**Молибден, вольфрам, редкие металлы** на изученной площади связаны с пермским джабыкско-санарским гранитоидным комплексом, имеющим ярко выраженную редкометалльную (Mo-W-Be-Nb-U) геохимическую специализацию. Это вольфрамовая и молибденовая минерализация и грейзенового типа, проявления бериллия, титана, ниобия в пегматитах, а также висмут, бериллий, молибден в грейзенизированных гранитах вмещающих породах.

**Редкие земли.** Промышленные концентрации РЗЭ приурочены к образованиям коры выветривания по породам вулканогенно-осадочной и карбонатной толщ нижнего карбона. Рудная зона отчетливо контролируется положением границы этих толщ в зоне выветривания. По периметру синклинали она прослеживается на 15 км.

**Золото и серебро** в промышленных концентрациях содержится в руде Джусинского комплексного месторождения (отрабатывается). Собственные объекты, представленные мелкими месторождениями золото-кварцевой формации, связанными с гранитоидами урускискенского, коскульского и среднеушкатинского продуктивными комплексами, с ними же связаны более мелкие собственно золоторудные объекты золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формаций. Россыпные месторождения листа незначительны и практического интереса не представляют.

**Платина.** Повышенные содержания платины установлены в габбро первой фазы куйбасовского комплекса свиты образует собственно-магматические комплексные объекты, перспективы которых, в значительной степени, определяются площадью рудоносных пород.

**Уран.** Значимых объектов урана в пределах площади нет. Предыдущими исследованиями установлено пять радиоактивных аномалий, предположительно, относятся к инфильтрационному типу и, возможно, связаны с джабыкско-санарскими гранитоидами.

**Кварц оптический и жильный для плавки.** Наиболее значимые проявления кварца оптического и жильного для плавки связаны с многочисленными жильными полями в экзоконтакте Кумус-Тюбинского и мелких внемасштабных массивов, предположительно относящихся к верхнедевонскому среднеушкотинскому комплексу.

**Флюорит.** Пункты минерализации флюорита установлены в кварцевых жилах, связанных с гранитоидным пермским джабыкским комплексом.

**Барит.** Единственное месторождение барита локализовано в баритовых жилах, залегающих среди измененных позднедевонских вулканитов умереннокислого состава и представляющих собой их поствулканические образования.

**Каолин.** Каолиновые глины площадной коры выветривания мезозойского возраста развиваются по гранитам практически всех комплексов, реже – по осадочным образованиям.

**Тальк и асбест.** Объекты данного типа генетически связаны с воздействием на вмещающие

ультраосновные породы более поздних постмагматических растворов.

**Графит.** В пределах листа выявлено 3 проявления и один пункт минерализации метаморфического типа. Пласты графитосодержащих слоев залегают в терригенной угленосной толще раннего карбона, и представляют собой продукт метаморфического преобразования этих же пород.

## МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Минерагеническое районирование после проведения ГДП-200 отражено на схеме, прилагаемой к карте полезных ископаемых.

В пределах рассматриваемой территории выделяется крупный минерагенический таксон первого порядка – **Урало-Новоземельский минерагенический пояс**, соответствующий крупному элементу земной коры. В свою очередь пояс подразделяется на минерагенические зоны. В составе последних выделены более мелкие рудные таксоны.

В пределах Урало-Новоземельского минерагенического пояса в пределах листа выделяется четыре зоны: Учалинско-Ириклинская (золотоносная) цинково-медно-железородная, Уйско-Гумбейская хромово-вольфрамово-золоторудная, Верхотурско-Новооренбургская (асбестоносная) хромово-редкометалльно-золоторудная и Сосьвинско-Суундукская (угленосно-графитоносная) золото-бериллиево-вольфрамоворудная.

**Учалинско-Ириклинская (золотоносная) цинково-медно-железородная минерагеническая зона** ( $1 \text{ Fe, Cu, Zn(Au)/D}_1\text{-C(MZ)}$ ) соответствует, в изучаемом районе, восточному фрагменту Тагило-Магнитогорского мегасинклинория (Восточно-Магнитогорская СФЗ, Узельгинско-Ириклинская подзона). В пределах зоны выделяется три рудных узла потенциальных.

*Аксукпайский молибденово-меднорудный узел потенциальный* (1.0.1  $\text{Cu, Mo/C}_1$ ) расположен в западной части листа и включает в себя молибден-медно-порфиновые проявления Ансукпай и Золотая Горка и несколько более мелких проявлений в восточном экзоконтакте Новорского массива. Узел включает в себя площадь распространения кварц-серицитовых метасоматитов в вулканитах урлядинской толщи среднего-основного состава, которые прорываются гранитоидами мосовского комплекса с порфиroidной структурой. В вулканитах отмечается обильная вкрапленность пирита, халькопирита, молибденита, магнетита, а также в аномальных количествах повышенные содержания меди, молибдена, цинка. В пределах площади развития метасоматитов расположено проявление Аксукпай. Рудное тело проявления не оконтурено, предполагаемая протяженность рудного тела составляет до 1 300 м. Кроме этого, на участке выявлены: аномалия ВП-СГ; комплексный эндогенный ореол ( $\text{Cu, Mo, Zn, Pb, Ag}$ ); контрастная гидрогеохимическая аномалия меди и молибдена (на карту не вынесены).

*Ащевутакский цинково-меднорудный узел потенциальный* (1.0.2  $\text{Cu, Zn/D}$ ), выделенный при проведении ГДП-200 на соседнем с юга листе (Лисов, 2001) и получил свою оценку при составлении карты масштаба 1 : 1 000 000. Медно-цинковые проявления локализуются среди лавовых, туфовых и тефрогенных фаций. Узел включает в себя площадь распространения продуктивных пород александринской толщи с проявлениями, пунктами минерализации меди, цинка и свинца. Оруденение сопровождается гидротермально-метасоматическим изменением вмещающих пород, преимущественно со стороны лежачего бока рудных тел. Околорудные метасоматиты состоят из серицита, кварца, хлорита и карбоната в различных количественных соотношениях. Повсеместно встречаются обломки бурых железняков шляпного типа.

**Уйско-Гумбейская хромово-вольфрамово-золоторудная минерагеническая зона** ( $2 \text{ Au, W, Cr/D-C}_2\text{(MZ)}$ ) пространственно совпадает с полями развития девонских вулканических пород и нижнекарбонатовых отложений. В пределах описываемой территории находятся два локальных минерагенических таксона.

*Коскульский золоторудный узел* (2.0.1  $\text{Au/C}_1\text{(MZ)}$ ) включает Кусемское и Шиликтинское месторождения, Коскульское и Восточно-Коскульское проявления золота, несколько пунктов минерализации. Площадь узла ( $217 \text{ км}^2$ ) сложена рудовмещающими карбонатно-терригенными отложениями, литологическими аналогами каменной толщи нижнего карбона (выделяемой непосредственно к северу от листа М-40 в сходной по строению Кировско-Крыклинской золоторудной зоне). При оценке (методом аналогий) прогнозных ресурсов категории  $P_3$  в качестве эталонного объекта выбрано локализованное там Кировско-Каменское золоторудное поле с удельной продуктивностью  $1,15 \text{ т/км}^2$ . Утвержденные ранее прогнозные ресурсы категории  $P_3$  составляют 20 т.

*Теренсайско-Домбаровский свинцово-цинково-меднорудный район* (2.1  $\text{Cu, Zn/D}$ ) включает в себя разведанные колчеданные месторождения: Джусинское, Барсучий Лог, Летнее, Весеннее, Осеннее, Левобережное, Весенне-Аралчинское; которые разрабатываются либо отработаны.

Установлено также значительное число проявлений, в том числе крупное проявление Аномалия 1. Оцененные при последнем пересчете прогнозные ресурсы категории  $P_2$  составляют: медь – 160 тыс. т, цинк – 180 тыс. т.

*Мироновский редкоземельный узел потенциальный (2.0.2 TR/C<sub>1</sub>(MZ))* включает в себя проявление Мироновский участок. Промышленные концентрации РЗЭ в пределах участка приурочены к образованиям коры выветривания по породам вулканогенно-осадочной и карбонатной толщ нижнего карбона. Наиболее высокие концентрации РЗЭ наблюдаются в основном в окристо-глинистых горизонтах коры выветривания. Рудная зона отчетливо контролируется положением границы этих толщ в зоне выветривания. По периметру синклинали она прослеживается на 13 км. По простиранию рудные залежи с суммарными содержаниями РЗЭ >0,03 % прослеживаются до 1 200 м, с содержаниями >0,1 % – до 700 м, по падению, соответственно, до 500 и 300 м.

**Верхотурско-Новооренбургская (асбестоносная) хромово-редкометалльно-золоторудная минерагеническая зона (3 Au,R,Cr(asb)/O(MZ))** представлена на площади очень небольшим фрагментом (южное ее замыкание), локальные рудные таксоны в пределах листа не выделяются.

**Сосьвинско-Суундукская (угленосно-графитоносная) золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона (4 W,Be,Au(gp,УБ)/PR(MZ))** охватывает здесь западную часть Восточно-Уральского мегантиклинория. Определяющими ее минерагенический облик на описываемой территории являются объекты гидротермального типа – месторождения золота (Каиндинское, Ненастное, Опушка, Урус-Кискен, Чертыковское, Мироновское, Северо-Мещеряковское, Мещеряковское, Западно-Карабутакское), а также проявления редких земель, молибдена, вольфрама, меди. Здесь выделяется один локальный минерагенический таксон золота.

*Каиндинский золоторудный узел (4.0.1 Au/D<sub>2</sub>)* занимает площадь 481 км<sup>2</sup>. Объединяет около двух десятков объектов золото-кварцевой формации. Суммарные прогнозные ресурсы Каиндинского узла по категории  $P_2$  составляют 1,1 т. Большинство месторождений золото-кварцевого типа отработаны, а для оценки перспектив возможного выявления новых объектов типа «минерализованных зон» не найдено данных.

## ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Как указывалось ранее, территория листа представляет собой довольно изученную территорию, насыщенную рудными объектами. Оживление горнодобывающей промышленности в районе в последние годы (медь, цинк, свинец, золото, стройматериалы) наряду с изменением региональной и общей экономической конъюнктуры вызывают необходимость оценки и переоценки состояния и перспектив развития минерально-сырьевой базы района. В процессе ГДП-200 было уточнено геологическое строение площади, обобщены сведения о полезных ископаемых, выявлены новые перспективные прогнозируемые рудные узлы и переоценены выделенные рудные таксоны.

При составлении карты масштаба 1 : 1 000 000 в рамках оценки перспектив района перед началом были выделены: Коскульский, Каиндинский, Ащебутакский потенциальные рудные узлы, а также Теренсайско-Домбаровский рудный район [2]. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  по указанным таксонам утверждены Протоколом № 46 НРС Роснедра от 09.12.2012 г. и будут приведены далее, при характеристике конкретных таксонов. Часть перспективных объектов оценена при последней утвержденной МПР РФ переоценке прогнозных ресурсов (2013 г.).

**Каменный уголь.** Выявление новых рентабельных месторождений при довольно высокой степени изученности в отношении данного вида сырья маловероятно, поэтому ресурсы каменного угля по площади не подсчитывались.

**Железо.** Проявления титан-железородной мафитовой формации переоценке не подвергались и утверждены ранее (Протокол № 99 заседания НТС КПП по Оренбургской области от 20.08.1999 г. [86]). Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  трех проявлений в Базарбайском массиве составляют 33 млн т. Остальные объекты железа незначительны, прогнозные ресурсы по ним не подсчитывались.

**Хром.** Значимых объектов хромитовых руд в пределах листа нет, как и перспектив их обнаружения.

**Титан.** Объекты титана отмечаются в коре выветривания и комплексных россыпях. Ввиду незначительности проявлений прогнозные ресурсы не оценивались.

**Ванадий.** Объекты ванадия отмечаются в коре выветривания на участках с широким развитием линейных кор выветривания. Ввиду незначительности проявлений и отсутствием объекта-аналога прогнозные ресурсы не оценивались.

**Марганец.** Прогнозные ресурсы марганцевых руд оценивались ранее в пределах Новоорского потенциального марганцеворудного узла. Ввиду низких содержаний марганца в отложениях кугутыкской и карбонатно-терригенной толщ нерасчлененных. Узел не выделяется, перспективы территории листа в отношении марганцевых руд оцениваются, как низкие.

**Медь.** В пределах листа имеется среднее Джусинское месторождение, ряд проявлений и пунктов минерализации меди и цинка, свинца нередко с золотом и серебром. Прогнозные ресурсы меди оценивались в пределах трех таксонов.

*Ащевутакский цинково-меднорудный узел потенциальный* первоначально был выделен при проведении ГДП-200 на соседнем с юга листе [52]. При составлении карты масштаба 1 : 1 000 000 северная часть площади узла была скорректирована. Узел включает в себя площадь распространения продуктивных пород александринской и урлядинской толщ. В процессе подготовки комплекта карт к изданию переоценена перспективность северной части узла и прогнозные ресурсы категории  $P_3$ .

При подсчете прогнозных ресурсов меди и цинка в качестве объекта-эталона принята площадь проявления Западно-Ащевутакское, расположенного в пределах узла (южнее границы листа). Прогнозные ресурсы Западно-Ащевутакско проявления категории  $P_1$  апробированы ЦНИГРИ (Протокол № 6 от 20.12.2011 г.), утверждены МПР РФ и составляют: медь – 60 тыс. т, цинк – 75 тыс. т; площадь проявления – 1,0 км<sup>2</sup>. Таким образом, удельная продуктивность составит по меди – 60 т/км<sup>2</sup>, по цинку – 75 т/км<sup>2</sup>. Дополнительно вводится понижающий коэффициент (0,01), учитывающий разный ранг выделяемого объекта и объекта-эталона. При удельной продуктивности по меди – 60 т/км<sup>2</sup>, цинку – 75 т/км<sup>2</sup>; площади – 340 км<sup>2</sup> и коэффициенте подобия – 0,5, прогнозные ресурсы по кат.  $P_3$  меди северной части Ащевутакского узла составят  $360 \times 60 \times 0,5 \times 0,01 = 108 \approx 110$  тыс. т; цинка –  $360 \times 75 \times 0,5 \times 0,01 = 135 \approx 140$  тыс. т. Перспективность ресурсов – средняя (учитывая глубину залегания рудовмещающих толщ), надежность оценки – вполне надежная.

Рекомендуется проведение крупномасштабных поисковых работ второй очереди.

*Теренсайско-Домбаровский свинцово-цинково-меднорудный район* как перспективный объект данного ранга был выделен при составлении карты масштаба 1 : 1 000 000. При последнем пересчете прогнозных ресурсов апробированы ЦНИГРИ (Протокол № 6 от 20.12.2011 г.) и утверждены МПР РФ прогнозные ресурсы категории  $P_1$  Джусинского месторождения, которые составляют меди – 15 тыс. т и цинка – 12 тыс. т, а также прогнозные ресурсы категории  $P_2$  Джусинской перспективной площади (рудного поля), которые составляют меди – 160 тыс. т, цинка – 180 тыс. т цинка (в пределах выделяемого таксона).

Высокая степень опойскованности этой площади не позволяет ожидать в ее пределах новых объектов уровня уже выявленных месторождений.

*Аксукпайский молибденово-меднорудный узел потенциальный* включает в себя площадь распространения кварц-серицитовых метасоматитов с обильной вкрапленностью пирита, халькопирита, молибденита, магнетита и содержащие в аномальных количествах повышенные содержания меди, молибдена, цинка. В пределах площади развития метасоматитов расположено проявление Аксукпай. Рудное тело проявления не оконтурено, предполагаемая протяженность рудного тела составляет до 1 300 метров. Кроме этого на участке выявлены: обширная аномалия ВП-СГ; комплексный эндогенный ореол (Cu, Mo, Zn, Pb, Ag); контрастная гидрогеохимическая аномалия меди и молибдена.

Узел выделен в рамках работ по ГДП-200 листа М-40-VI. Уточнена площадь потенциально рудоносных пород, которая составляет 95 км<sup>2</sup>, подсчитаны прогнозные ресурсы категории  $P_3$ . При подсчете прогнозных ресурсов меди и молибдена в качестве объекта-эталона принята площадь рудного поля месторождения Еленовского, расположенного в пределах той же зоны южнее прогнозируемого объекта. Запасы категории  $C_2$  проявления составляют: медь – 17 тыс. т, молибден – 150 т; площадь рудного поля – 1,0 км<sup>2</sup>. Таким образом, удельная продуктивность составит по меди – 17,0 тыс. т/км<sup>2</sup>, по молибдену – 150 т/км<sup>2</sup>. Дополнительно вводится понижающий коэффициент (0,1), учитывающий разный ранг выделяемого объекта и объекта-эталона. При удельной продуктивности по меди – 8,5 тыс. т/км<sup>2</sup>, молибдене – 75 т/км<sup>2</sup> и коэффициенте подобия – 0,6, прогнозные ресурсы по категории  $P_3$  меди Аксукпайского узла составят  $95 \times 8,5 \times 0,8 \times 0,1 = 60$  тыс. т; молибдена –  $95 \times 75 \times 0,8 \times 0,1 = 570$  тыс. т.

Перспективность ресурсов – высокая, надежность оценки – вполне надежная. Рекомендуется проведение крупномасштабных поисковых работ первой очереди.

**Вольфрам.** Проявления вольфрама молибден-вольфрамовой грейзеновой формации переоценке не подвергались, утверждены ранее для площади Октябрьского проявления (Протокол № 99 заседания НТС КПП по Оренбургской области от 20.08.1999 г. [86]) и составляют 17,3 тыс. т категории  $P_2$ .



**Редкие земли.** *Мироновский редкоземельный узел потенциальный* выделен в рамках работ по ГДП-200 листа М-40-VI и включает в себя проявление Мироновский участок. Промышленные концентрации РЗЭ в пределах участка приурочены к образованиям коры выветривания по породам вулканогенно-осадочной и карбонатной толщ нижнего карбона. В пределах наиболее изученной южной части структуры, непосредственно на площади Мироновского проявления, рудная зона состоит из системы сближенных параллельных пластообразных, реже линзообразных залежей, выделяющихся исключительно по данным опробования. Границы этих залежей проведены условно по сумме содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) – 0,03 % и выше. Наиболее высокие концентрации РЗЭ наблюдаются в основном в охристо-глинистых горизонтах коры выветривания. Рудная зона отчетливо контролируется положением границы этих толщ в зоне выветривания. По периметру синклинали она прослеживается на 13 км. Наиболее высокие концентрации РЗЭ наблюдаются в основном в охристо-глинистых горизонтах коры выветривания. По простиранию рудные залежи с суммарными содержаниями РЗЭ >0,03 % прослежены до 1 200 м, с содержаниями >0,1 % – до 700 м, по падению, соответственно, до 500 и 300 м.

Общая площадь Мироновского узла с вулканогенно-осадочными и карбонатными образованиями нижнего карбона и корами выветривания глинистого состава мощностью не менее 10 м занимает около 65 км<sup>2</sup>, Мироновского участка – 21,82 км<sup>2</sup>. Прогнозные ресурсы РЗЭ категории Р<sub>3</sub> в ее пределах можно определить, используя удельную площадную продуктивность Мироновского проявления, площадь которого детально изучена и сеть наблюдений в ее пределах достаточна для подсчета ресурсов РЗЭ категории Р<sub>2</sub>, а на отдельных участках даже Р<sub>1</sub>. Ресурсы категории Р<sub>2</sub> Мироновского проявления составляют 58,2 тыс. т РЗЭ [57], площадь его – 9,78 км<sup>2</sup>, удельная площадная продуктивность – 58,2:9,78=5,95 тыс. т/км<sup>2</sup>. Таким образом, суммарные прогнозные ресурсы РЗЭ категории Р<sub>3</sub> Мироновской площади при коэффициенте подобия 0,8 составят и коэффициенте рудоносности 0,3 составят 65×5,95×0,8×0,3=93 тыс. т.

Перспективность ресурсов – высокая, надежность оценки – вполне надежная. Ввиду дефицитности данного вида сырья рекомендуется проведение крупномасштабных поисковых работ первой очереди.

**Золото.** Прогнозные ресурсы золота оценены в двух рудных таксонах: Коскульском золоторудном и Каиндинском золоторудный узлах.

*Коскульский золоторудный узел* включает Кусемское и Шиликтинское месторождения, Коскульское и Восточно-Коскульское проявления золота, несколько пунктов минерализации, а также многочисленные геохимические и шлиховые ореолы этого металла, а также серебра и молибдена. Площадь узла (217 км<sup>2</sup>) сложена рудомещающими карбонатно-терригенными отложениями, литологическими аналогами каменной толщи нижнего карбона (выделяемой непосредственно к северу от листа М-40 в сходной по строению Кировско-Крыклинской золоторудной зоне). Как перспективный объект данного ранга был выделен при составлении карты масштаба 1 : 1 000 000. Прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>3</sub> утверждены Протоколом № 46 НРС Роснедра от 09.12.2012 г. и составляют 20 т, пересмотру не подвергались.

*Каиндинский золоторудный узел* занимает площадь 481 км<sup>2</sup>. Объединяет около двух десятков объектов золото-кварцевой формации, связанных с урускисенским (джабыгасайским и среднеушкатынским) комплексами. Суммарные прогнозные ресурсы Каиндинского узла по категории Р<sub>2</sub> составляют 1,1 т и в этом количестве утверждены Протоколом № 46 НРС Роснедра от 09.12.2012 г. Большинство месторождений золото-кварцевого типа отработаны, а для оценки перспектив возможного выявления новых объектов типа «минерализованных зон» нет данных.

**Платина.** Содержания платиноидов, установленные в габбро первой фазы куйбасовского комплекса, достаточно невысоки и могут быть востребованы только случае попутной добычи с основной рудой (титано-магнетитовые руды). В процессе работ по ГДП-200 отобраны и проанализированы в отношении породы Жульдыбайского массива. Платиноиды в породе не установлены.

**Уран.** Значимых объектов урана в пределах площади нет. Предыдущими исследованиями установлено пять радиоактивных аномалий, предположительно, относятся к инфильтрационному типу и, возможно, связаны с джабыкско-санарскими гранитоидами. Таким образом, по результатам работ вслед за предыдущими исследователями [42] территория листа в отношении радиоактивных элементов оценивается отрицательно.

**Каолин.** Ввиду высокой обеспеченности региона данным видом сырья, прогнозные ресурсы каолина не оценивались. Однако, учитывая тот факт, что не менее 20 % площади листа заняты массивами лейкократовых гранитов и широко развитых процессов корообразования, обнаружение новых месторождений каолина весьма вероятно.

**Графит.** Прогнозные ресурсы графита оценивались в пределах Энбекшинского проявления. Здесь вскрыто несколько пластов графитистых пород, которые относятся к аморфным графитовым рудам, состоящим из шунгита, графитоидов и собственно графита с содержанием углеродистого вещества до 30 % (в среднем 20 % шунгита и 10 % графита). Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  составляют 82,9 млн т (Протокол № 99 заседания НТС КИР по Оренбургской области от 20.08.1999 г. [86]).

Прогнозные ресурсы остальных видов сырья не оценивались. Следует при этом отметить, что территория листа весьма богата общераспространенными полезными ископаемыми, ресурсы которых (особенно строительных камней) практически безграничны.

---

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В соответствии с Картой гидрогеологического районирования территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 («Гидроспецгеология», 2008) площадь листа М-40-VI (Джуса) относится к **Уральской сложной гидрогеологической складчатой области**, являющейся гидрогеологической структурой первого порядка с различным типом подземных вод. Структурой второго порядка является **Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область**, куда входит большая, западная часть листа. Восточная часть листа относится к **Восточно-Уральской гидрогеологической складчатой области** второго порядка. Границей между ними является Джусинско-Домбаровский разлом. Юго-западный угол территории листа занимает более мелкая структура третьего порядка – *Тобольский межгорный артезианский бассейн* (рис. 2).

В строении осадочного чехла выделяется мезо-кайнозойский структурный этаж, его породы выполняют Тагило-Магнитогорский мегасинклинорий, который прорывается несколькими вулкано-тектоническими поднятиями. Наибольшим распространением в мегасинклинории пользуются вулканогенно-осадочные породы. В Восточно-Уральском мегантиклинории преобладают интрузивные образования, осадочные породы выполняют Кировско-Коскульскую и Кваркенскую мегаграбен-синклинали.

Гидрогеологическая стратификация разреза выполнена в соответствии с легендой Южно-Уральской серии Государственной гидрогеологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (издание первое, 2001 г.) и «Методическими рекомендациями по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (второе издание, 2010 г.).

Основными критериями выделения гидрогеологических подразделений явились:

- характер водопроницаемости горных пород, обуславливающий наличие или отсутствие в них подземных вод;
- характер гидравлической связи между смежными подразделениями, содержащими подземные воды;
- гидрогеодинамические особенности;
- постоянство или периодичность нахождения подземных вод в гидрогеологическом подразделении;
- форма, структура и литологический состав геологических тел.

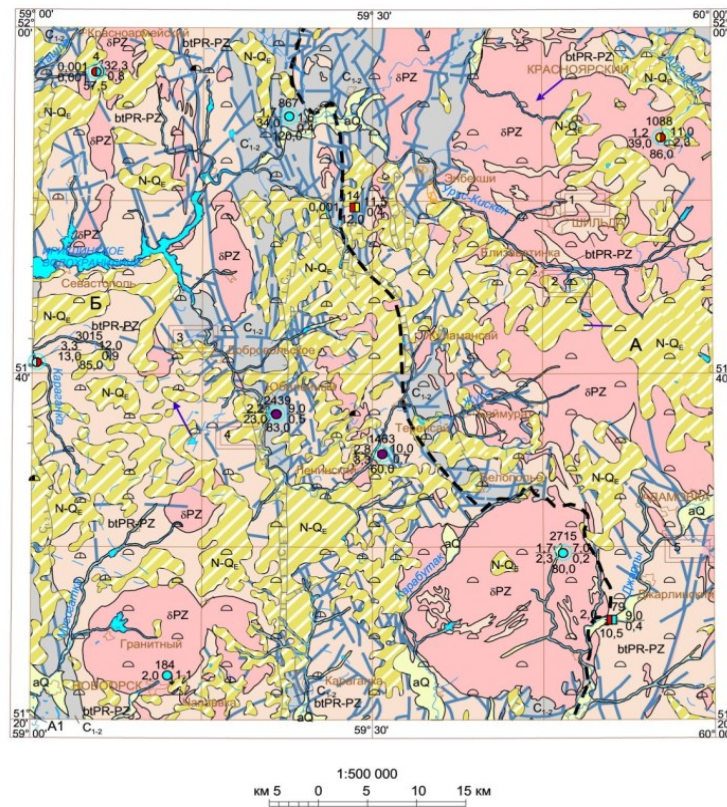
По вышеперечисленным критериям, в пределах территории листа и рациональной глубины изучения, выделяются следующие гидрогеологические подразделения.

*Четвертичный водоносный аллювиальный горизонт (αQ)*. Подземные воды данного горизонта приурочены к русловой фации аллювиальных отложений в долинах рек Кумак (юго-западный угол планшета), Суундук (от верховьев до поселка Кусем), Джарлы, Айдырля, Джуса (рис. 3).

Водовмещающими являются все литологические разности аллювия, представленного галькой, щебенкой, разнозернистыми песками, супесями и суглинками. Средняя мощность аллювиальных отложений составляет 6–8 м, но иногда достигает 25–37 м.

Подземные воды большей частью безнапорные, имеют характер грунтового потока, направление которого в целом соответствует направлению стока поверхностных вод. На отдельных участках, за счет покровных суглинков, подземные воды приобретают слабонапорный характер (2–5 м, реже – 9 м). Статические уровни устанавливаются на глубинах от 0,5 до 14,0 м.

Фильтрационные свойства водоносного горизонта характеризуются дебитами колодцев от 0,001 до 2,0 л/с, скважин – от 0,01 до 10,0 л/с, при понижениях уровня на 0,1–9,0 м. Наиболее водообильны аллювиальные отложения в долинах рек Суундук, Кумак, Джуса.



### Условные обозначения

#### 1. Гидрогеологические подразделения

Гидрогеологические подразделения, залегающие:		Наименование гидрогеологических подразделений
первыми от поверхности	ниже первых от поверхности	
10370 aQ		Четвертичный аллювиальный водоносный горизонт. Пески, супеси, суглинки, гравий, щебень
40050 N-Q <sub>2</sub>		Неоген-зоплейстоценовый относительно водоупорный горизонт. Глины пестроцветные, каолиновые с прослоями песков, галечников, песчаников.
	40100 P <sub>2</sub>	Эоценовый безводный проницаемый горизонт. Пески, песчанки кварцитовидные, галечники.
	40200 J <sub>2</sub>	Среднеюрский относительно водоупорный горизонт. Глины с прослоями песка, углистых глин, сидеритов, песчаников пелитоморфных.
50310 C <sub>1-2</sub>	50312 C <sub>1-2</sub>	Нижне-среднекаменноугольный водоносный горизонт карбонатных образований. Известняки трещиноватые с прослоями мергелей, доломитов, спонголитов, глинистых сланцев, алевролиты, песчанники.
50315 δPZ		Палеозойская интрузивная водоносная зона. Базальты, серпентиниты, амфиболиты, граниты, гранодиориты, дуниты и др.
50415 bIPR-PZ		Протерозойско-палеозойская водоносная эффузивно-терригенная зона. Туфопесчанники, туфобрекчии, кремни, альбитофиры, порфириты, песчанники, сланцы, метабазальты и их метатифы и др.

#### 1.2 Распространенные линейно гидрогеологические не изученные (разрывные нарушения)

60050 водонасыщенные  
 а) установленные, б) предполагаемые  
 60070 Граница распространения гидрогеологических подразделений

#### 2. Объекты гидрогеологического районирования

60100 Структуры II порядка  
 60200 Структуры III порядка  
 А, Б Границы гидрогеологических структур II порядка  
 А1 Границы гидрогеологических структур III порядка  
 А) Восточно-Уральская гидрогеологическая складчатая область  
 Б) Тагило-Манитогорская складчатая область  
 А1) Тобольский межгорный артезианский бассейн

#### 3. Водоупункты

184 Родник. Цифры: сверху - номер, слева - дебит, л/с; справа - минерализация, г/дм куб. Закраска соответствует химическому составу подземных вод.  
 14 Копедец. Цифры: сверху - номер, слева - дебит, л/с; справа в числителе - глубина до воды, в знаменателе - минерализация, г/дм куб. Внизу - глубина колодца, м.  
 12,0 Скважина гидрогеологическая. Вверху - номер скважины и индекс гидрогеологического подразделения; внизу - глубина скважины, м; слева в числителе - дебит, л/с; в знаменателе - понижение, м; справа в числителе - статический уровень подземных вод, м; в знаменателе - минерализация подземных вод, г/дм куб. Закраска соответствует химическому составу подземных вод.

#### 4. Показатели водообмена

60500 Направление движения подземных вод.

#### 5. Гидрохимические показатели

##### 5.1 Химический состав подземных вод в водоупунктах

● гидрокарбонатный ● хлоридно-гидрокарбонатный ● гидрокарбонно-хлоридный  
 ● сульфатно-хлоридный ● хлоридно-сульфатный ● смешанный (трехкомпонентный)

##### 5.2 Минерализация подземных вод (г/дм куб.)

70000 0,1-1,0 70100 1,0-3,0 70200 >3,0

70500 — граница между подземными водами разной степени минерализации

#### 6. Запасы подземных вод участков, показанных на карте

80100 Участок с утвержденными запасами подземных вод. Слева у дроби - индекс геологического подразделения; в числителе - первые - запасы промышленных категорий (при их отсутствии прочерки), вторые - общие запасы по сумме категорий в тыс. м куб./сут.; в знаменателе - достигнутый водоотбор на определенную дату и индекс типа воды по ее использованию. П - питьевая.

1)  $\frac{\delta PZ}{0,00019} \frac{1,47}{2012П}$  4)  $\frac{C_{1-2}}{не эксл.} \frac{-0,298}{не эксл.}$   
 2)  $\frac{\delta PZ}{не эксл.} \frac{-1,395}{2012П}$  5)  $\frac{\delta PZ}{0,00067} \frac{1,6; 2,0}{2013П}$   
 3)  $\frac{bIPR-PZ}{0,00011} \frac{-1,252}{2012П}$

1 - Шильдинский участок,  
 2 - Елизаветинский участок,  
 3 - Ирилинское месторождение,  
 4 - Кумис - Тубинский участок,  
 5 - Кундырляжское месторождение

Рис. 1. Гидрогеологическая схема.

Гидрогеологические подразделения согласно общей геологической стратификации			Мощность, м	Положение кровли		Положение уровня воды		Напор над кровлей, м	Удельный дебит водоупунктов, л/с	Коэффициент фильтрации, м/сут	Минерализация, г/дм <sup>3</sup>	Преобладающий тип воды	Практическое значение
Индекс	Литолого-петрографический состав пород	Наименование и характеристика состава пород		Глубина от поверхности земли, м	Абсолютная отметка, м	Глубина от поверхности земли, м	Абсолютная отметка, м						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
N-Q <sub>E</sub>		Неоген-золейстоценовый относительно водоупорный горизонт. Глины пестроцветные, каолиновые с прослоями песков, галечников, песчаников.	до 45	0	270-380								
J <sub>2</sub>		Среднеюрский относительно водоупорный горизонт. Глины с прослоями песка, углистых глин, сидеритов, песчаников пелитоморфных.	165	0-20	190								
C <sub>1-2</sub>		Нижне-среднекаменноугольный водоносный горизонт. Известняки трещиноватые с прослоями мергелей, доломитов, слонголитов, глинистых сланцев, алевролиты, песчаники.	400-2000	0-70	210-345	6-30	204-315	0-30	0,01-6,8	0,14-8,7	0,2-1,7	$\frac{\text{HCO}_3\text{Cl}}{\text{Na}}$ $\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca}}$	Используется для водоснабжения
δPZ		Палеозойская водоносная интрузивная зона. Базальты, серпентиниты, амфиболиты, граниты, гранодиориты, дуниты и др.	более 4000	0-20	230-390	2,9-38	227-375	0-56	0,001-9,0	0,008-4,86	0,1-2,5	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ $\frac{\text{HCO}_3\text{Cl}}{\text{Mg Ca SO}_4}$ $\frac{\text{Ca Na}}{\text{Na Mg}}$	Используется для водоснабжения
btPR-PZ		Протерозойско-палеозойская водоносная эффузивно-терригенная зона. Туфопесчаники, туфобрекчи, кремни, альбитофиры, диабазы, порфириды, песчаники, сланцы, метабазациты и их метатифы и др.	4000 и более	0-20	240-360	2,5-60	237-300	0-31,7	0,001-2,5	0,014-2,5	0,2-72,0	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ $\frac{\text{SO}_4\text{Cl}}{\text{Na}}$ $\frac{\text{HCO}_3\text{Cl}}{\text{Na}}$	Используется для водоснабжения

Рис. 2. Гидрогеологическая колонка дочетвертичных отложений.

Подземные воды пресные или солоноватые, с величиной минерализации от 0,5 до 2,3 г/дм<sup>3</sup>. В долинах крупных рек преобладают хлоридно-гидрокарбонатные или смешанные, с преобладанием гидрокарбонатов, кальциевые и натриевые воды с минерализацией 0,4–1,0 г/дм<sup>3</sup>. В долинах мелких речек воды гидрокарбонатно-хлоридные, сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, с минерализацией до 2,3 г/дм<sup>3</sup>. По показателю жесткости пресные подземные воды горизонта могут быть мягкими (2,9–3,0 мг-экв/дм<sup>3</sup>), умеренно жесткими (3,0–6,0 мг-экв/дм<sup>3</sup>), солоноватые воды – жесткие (6,0–8,7 мг-экв/дм<sup>3</sup>). Реакция среды преимущественно нейтральная, величина рН составляет 7,1–7,6, в единичных случаях достигает 8,2.

Водоносный аллювиальный горизонт гидравлически связан с поверхностными водами рек. Питание водоносный горизонт получает за счет инфильтрации атмосферных осадков, проникновения паводковых вод, бокового и донного перетока. Разгружаются подземные воды горизонта в поверхностные водотоки.

Подземные воды аллювиального горизонта используются для водоснабжения отдельных населенных пунктов путем каптажа колодцами. Скважины эксплуатируют подземные воды четвертичного аллювиального горизонта совместно с другими гидрогеологическими подразделениями.

Небольшая мощность зоны аэрации, хорошая проницаемость слагающих ее отложений и тесная связь горизонта с поверхностными водами указывает на слабую защищенность аллювиального горизонта от проникновения в него загрязняющих веществ.

*Неоген-эоценовый относительно водоупорный горизонт (N-Q<sub>E</sub>)* получил широкое распространение на исследуемой территории и приурочен к самым возвышенным участкам. Литологически горизонт представлен пестроцветными, красно-бурыми гипсоносными, известковистыми глинами с редкими линзами и прослоями песков в основании, с известковистыми стяжениями и железо-марганцевыми бобовинами. Мощность отложений может достигать 45 м.

Подземные воды, приурочены к пескам, залегающим в основании горизонта, под толщей глин. Мощность водоносных песков варьирует от 0,2 до 3–4 м.

Водоносность песков весьма незначительна. Естественные водопрооявления встречаются редко. Дебиты родников составляют 0,001–0,01 л/с, а колодцы, вскрывающие эти образования на глубину до 12,0 м, в летнее время совершенно осушаются (колодец № 14).

Подземные воды горизонта питаются исключительно за счет талых вод в период весеннего снеготаяния и атмосферных осадков. Области питания практически совпадают с областями распространения.

Воды данного горизонта используются крайне редко.

*Эоценовый безводный проницаемый горизонт (P<sub>2</sub>)* имеет ограниченное распространение на водоразделах рек в западной, южной частях листа и на правом берегу р. Урус-Кискен. Отложения представлены песками кварцевыми, кварцитовидными песчаниками. Из-за высокого гипсометрического положения отложения горизонта полностью дренированы. Зеркало подземных вод залегает ниже подошвы горизонта.

*Среднеюрский относительно водоупорный горизонт (J<sub>2</sub>)* имеет ограниченное распространение в юго-западной части листа, залегая вторым от поверхности.

Горизонт представлен монотонной толщей глин пластичных алевритовых, слюдистых с редкими маломощными (0,3–2,5 м) прослоями углистых глин, сидеритов, пелитоморфных песчаников с остатками растений. Скважин или других водопрооявлений на характеризующей территории не отмечено. На смежном с запада листе подземные воды горизонта используются редко, совместно с нижезалегающими водоносными подразделениями.

Мощность горизонта достигает 165 м и более.

*Нижне-среднекаменноугольный водоносный горизонт (C<sub>1-2</sub>)* на описываемой территории имеет ограниченное распространение. На крайнем западе листа они принимают участие в строении осевой части Магнитогорского синклиория, в центральной части листа – в строении синклинальных структур (Джусинской, Кировско-Коскульской и Кваркенской). На большей части территории зона перекрыта четвертичными образованиями мощностью до 37 м.

Литологически водоносный нижне-среднекаменноугольный горизонт представлен трещиноватыми известняками, углито-глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами и др. Мощность отложений карбонатно-терригенной зоны достигает 400–2 000 м. Глубина залегания изменяется от 0 до 70 м.

Для данной зоны характерны трещинно-поровые воды. Воды безнапорные в местах выхода отложений на поверхность и слабонапорные, при залегании под четвертичными образованиями. Высота напора варьирует от 0 до 30,0 м. Пьезометрические уровни подземных вод устанавливаются на глубинах от 6 до 30 м.

Дебиты скважин, эксплуатирующих водоносный горизонт, преимущественно составляют

0,3–2,5 л/с, при понижениях уровня на 3–34 м. Удельные дебиты составляют 0,01–6,8 л/с. Коэффициенты фильтрации изменяются от 0,14 до 8,7 м/сут.

Подземные воды в местах выхода горизонта на поверхность пресные, с минерализацией от 0,2 до 1,0 г/дм<sup>3</sup>. Химический состав преимущественно гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-хлоридный натриевый, кальциевый. При залегании отложений карбона под глинистыми отложениями, формируются солоноватые воды с минерализацией 1,1–1,7 г/дм<sup>3</sup>. По химическому составу солоноватые воды сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые. Воды жесткие и очень жесткие с величиной общей жесткости от 7,8 до 19,5 мг-экв/дм<sup>3</sup>.

Питание горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и боковой приточности из смежных горизонтов.

Подземные воды ниже-среднекаменноугольного горизонта широко используются для питьевого водоснабжения отдельными поселками и фермами. В 1977 году утверждены запасы на Кумис-Тобинском участке Ириклинского месторождения подземных вод по категории С<sub>1</sub>. На данный момент запасы являются забалансовыми и участок не эксплуатируется (табл. 2).

Таблица 2

### Характеристика месторождений и участков подземных вод

№ на схеме	Наименование месторождения или участка	Индекс гидрогеологического подразделения	Запасы промышленных категорий общие запасы по сумме категорий, тыс. м <sup>3</sup> /сут	Достигнутый водоотбор на определенную дату, тыс. м <sup>3</sup> /сут	Тип воды по ее использованию
1	Шильдинский участок	PZ	<u>1,47</u> 1,47	0,00019 (2012 г.)	питьевая
2	Елизаветинский участок	PZ	- 1,395	Не эксплуатируется	питьевая
3	Ириклинское месторождение	PR-PZ	- 1,252	0,00011 (2012 г.)	питьевая
4	Кумис-Тубинский участок	С <sub>1-2</sub>	- 0,298	Не эксплуатируется	питьевая
5	Кундырлякское месторождение	PZ	<u>1,6</u> 2,0	0,00067 (2013 г.)	питьевая

*Палеозойская интрузивная водоносная зона (PZ)* экзогенной трещиноватости широко развита на территории листа. Водовмещающие породы этой зоны представлены трещиноватыми гранитами, базальтами, серпентинитами, амфиболитами, гранодиоритами, дунитами, гнейсами и др. Подземные воды интрузивной зоны безнапорные. Глубина залегания уровня подземных вод колеблется от 2,5 до 40,0 м.

Водообильность зоны неравномерна и полностью определяется степенью трещиноватости водовмещающих отложений. Отмечается три зоны трещиноватости: первая – до глубины 50 м, вторая – в интервале 50–100 м и третья – 100–150 м. Первая зона – самая обводненная, с глубиной водообильность уменьшается. Трещиноватость отложений характеризуется большой изменчивостью, на что указывает значительный разброс в величинах расходов родников. Дебиты родников изменяются от 0,001 до 5,0 л/с. Дебиты скважин не превышают 4,0 л/с, при понижениях уровня на 0,14–62,0 м. Удельные дебиты составляют 0,001–9,0 л/с. Наиболее обводнены гранитоидные интрузии, расходы родников из которых могут достигать 5,0 л/с. Менее обводнены серпентиниты, дебит родников из которых не превышает 0,01 л/с. Это можно объяснить тем, что трещины серпентинитов закольматированы продуктами разрушения.

В отложениях палеозойского возраста формируются преимущественно пресные подземные воды. По химическому составу пресные воды гидрокарбонатные натриевые или магниевые с минерализацией 0,1–1,0 г/дм<sup>3</sup>, реже – смешанные, с преобладанием гидрокарбонатов. Величина минерализации солоноватых вод изменяется от 1,0 до 2,5 г/дм<sup>3</sup>.

Воды дренируются овражно-балочной сетью.

Подземные воды характеризуемого гидрогеологического подразделения широко используются для водоснабжения, иногда совместно с водоносным аллювиальным горизонтом. К подземным водам палеозойской интрузивной зоны приурочены два участка и одно месторождение. Подземные воды Шильдинского (1,47 тыс. м<sup>3</sup>/сут по категории В) участка используются одноименным населенным пунктом для водоснабжения. Запасы подземных вод Кундырлякского месторождения, большей частью расположенного на смежной территории, составляют 2,0 тыс. м<sup>3</sup>/сут, в том числе по категориям: А – 0,6 тыс. м<sup>3</sup>/сут, В – 1,0 тыс. м<sup>3</sup>/сут и С<sub>1</sub> – 0,4 тыс. м<sup>3</sup>/сут и используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения райцентра Адамовка. Елизаветин-

ский участок подземных вод с запасами 1,395 тыс. м<sup>3</sup>/сут по категории С<sub>1</sub> на данный момент не используется.

*Протерозойско–палеозойская водоносная эффузивно-терригенная зона (PR–PZ)* имеет широкое распространение в характеризуемом районе в пределах антиклинальных структур субмеридионального простирания. Протерозойско–палеозойская водоносная зона экзогенной трещиноватости на значительной части территории залегает с поверхности и контактирует по тектоническим нарушениям с водоносной палеозойской интрузивной зоной.

Рассматриваемая зона представляет собой практически монолитный массив эффузивно-осадочных пород, представленный сланцами кремнистыми, углисто-глинистыми, песчаниками, алевролитами, гравелитами, линзами известняков, туфопесчаниками, туфобрекчиями, альбитофирами, метабазами, диабазами и порфиритами и др., затронутыми с поверхности процессами выветривания.

Водоносность пород связана исключительно с зонами экзогенной трещиноватости, развитой крайне неравномерно по площади. Мощность зоны экзогенной трещиноватости изменяется от 50 до 150 м. Характерны для протерозойско-палеозойской эффузивно-терригенной зоны линейно-вытянутые водоносные зоны повышенной трещиноватости.

Наиболее высокая водообильность характерна для зоны в пониженных участках рельефа и в долинах рек, где существуют наиболее благоприятные условия питания за счет атмосферных осадков. Глубина залегания уровня подземных вод зависит от рельефа местности и изменяется в долинах рек и пониженных участках от 2,5 до 40 м. На водоразделах глубина залегания уровня подземных вод достигает 60 и более метров.

Дебиты скважин в долинах рек и пониженных участках варьируют в пределах от 0,6 до 3,5 л/с (чаще – около 1,0 л/с) при понижениях уровня на 5,9–55 м. Удельные дебиты составляют 0,001–2,5 л/с, коэффициенты фильтрации варьируют от 0,014 до 2,5 м/сут. Водообильность на водоразделах не превышает сотых долей л/с.

Химический состав вод гидрокарбонатный натриевый, реже сульфатно-хлоридный или гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Минерализация подземных вод изменяется от 0,2 до 10,0 мг/дм<sup>3</sup>. В местах, где отложения зоны перекрыты глинами плиоценового возраста, минерализация подземных вод может достигать 72 мг/дм<sup>3</sup>.

К подземным водам протерозойско–палеозойской эффузивно-терригенной зоны приурочен Ириклинский участок Ириклинского месторождения с утвержденными запасами подземных вод в размере 0,252 тыс. м<sup>3</sup>/сут по категории С<sub>1</sub>. Используются подземные воды Ириклинского участка для хозяйственно-питьевого водоснабжения с. Добровольское. На большей части территории листа из-за слабой водообильности, подземные воды зоны используются одиночными скважинами для водоснабжения небольших поселков.



## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Эколого-геологической обстановкой территории показана на схемах эколого-геологических условий масштаба 1 : 500 000, а также на схемах геодинамической, геохимической устойчивости и оценки эколого-геологической обстановки масштаба 1 : 1 000 000.

Территория листа М-40-VI расположена в степной зоне Южного Урала. Здесь распространены следующие разновидности почв: большая часть территории – центральная, северо-западная и центр восточной части листа – черноземы южные солонцеватые с солонцами; в юго-восточной части – черноземы южные маломощные и эродированные; в северо-восточной и юго-восточной – неполноразвитые.

На площади листа М-40-VI выделены следующие типы природных ландшафтов: денудационных склонов, водораздельно-увалистый, денудационных равнин, пологих склонов, эоловый, высоких цокольных террас, надпойменно-террасовый, пойменный и техногенный. Техногенный ландшафт выделен на территории населенных пунктов и карьеров. Краткая характеристика ландшафтных комплексов приведена на схеме эколого-геологических условий.

Под устойчивостью ландшафта понимается его способность противодействовать природному и техногенному физико-механическому воздействию или геохимическому заражению и восстанавливать свои прежние параметры, возвращаться в прежнее состояние после снятия нагрузок. Для определения возможных масштабов загрязнения следует учитывать способность геологической среды к аккумуляции загрязнителей, а также характер промышленных выбросов и стоков наиболее крупных предприятий территории.

Оценка геохимической устойчивости ландшафтов определялась по условиям миграции загрязняющих веществ и сорбционной способности горных пород. Равнины с плоскими водоразделами и пологими склонами, а также горные массивы относятся к денудационному ландшафту. Слагают данный тип ландшафта суглинки, супеси, скальные и полускальные, крупнообломочные породы. Такие ландшафты являются геохимически устойчивыми (а). Надпойменно-террасовые ландшафты рассматриваются как аккумулятивно-денудационный тип. Слагают данный тип породы со средней геохимической устойчивостью (б). Наименее устойчивыми к загрязнению являются русла, поймы и отложения первой надпойменной террасы, а также отложения, занимающие равнинные низкие междуречья (в).

Оценка геодинамической устойчивости ландшафтов проведена по типу инженерно-геологических пород, закрепляемости поверхности растительностью и по вероятности природных катастроф. Денудационный тип ландшафта отнесен к геодинамически среднеустойчивому (2). Пойменные, надпойменно-террасовые ландшафты отнесены к геодинамически малоустойчивым (3).

На территории листа основные группы опасных геологических процессов представлены комплексом эрозионных процессов, плоскостным смывом, переработкой берегов водохранилищ, карстом, суффозией, выходами скальных пород, мерзлотными буграми пучения.

*Речная и овражная эрозия* – один из наиболее активных опасных геологических процессов, развитых на изучаемой территории. Она наносит главный вред современным ландшафтам, в первую очередь, сокращая площадь сельскохозяйственных угодий. Рост и развитие оврагов обуславливаются медленным подъемом территории, наличием рыхлых пород в составе субстрата, крутизной склона. Нарушение сплошности дернового покрова происходит при неправильной распахке склонов, строительстве дорог без учета особенностей рельефа, уничтожении лесов и кустарников, прокладке оросительных каналов. На площади работ преобладает балочная стадия развития оврагов.

*Плоскостной смыв* наблюдается при наличии перепада высот и приводит к размыву и сносу почвы и грунта дождевыми и тальными водами. Проявление плоскостного смыва приводит на отдельных участках к обнажению подпочвенного субстрата, за счет полного удаления почвы. Скорость процесса изменяется в среднем от долей миллиметра до нескольких миллиметров в

год. Плоскостной смыв обычно резко возрастает в период таяния снегов. Поэтому этими процессами затронуты практически все пахотные земли, что приводит к невосполнимым потерям плодородного слоя.

*Переработка берегов водохранилищ* происходит в результате подмыва основания берегового склона и последующего обрушения его верхней части. Подмыв берегов неизбежно будет продолжаться, так как он связан с ежесуточными колебаниями уровня воды в водохранилище. Скорость переработки берегов сравнительно небольшая и составляет десятые доли метра. Разрушаются, как правило, береговые участки, сложенные литологически неустойчивыми образованиями: глинистой корой выветривания, песками и глинами неогена и квартера. Размытый материал отлагается на пологих склонах вблизи берегов, вызывая обмеление водохранилищ.

На площади имеет развитие *карбонатно-известняковый и рудный карст*, протекающий в обнажающихся и занимающих приповерхностное положение известняках. Он проявлен на поверхности редкими лугово-озерными западинами. Развитие карста представляет серьезное препятствие при строительстве и использовании сооружений.

При *суффозии* происходит механический вынос частиц грунтов подземными водами. В результате под землей образуются пустоты, над которыми почва проседает. Обычно суффозия наблюдается в рыхлых грунтах, то есть лёссах, глинах, илах и суглинках. В результате суффозии создаются своеобразные формы рельефа: блюдца, котловины и западины. Как правило, они имеют овальную форму, небольшую глубину – до 1 м. Вода в них застаивается, что приводит к заболачиванию и ускорению суффозионных процессов. Развиваются суффозионные процессы на плоских или слегка наклонных равнинах, сложенных рыхлыми грунтами. Западины являются непригодными для пахоты.

В западной и центральной части площади широко развиты *останцы выветривания*, сложенные более устойчивыми к выветриванию породами. При их постепенном разрушении образуется большое количество щебня, пылевых частиц. Для изверженных пород характерны массивные округленные формы. Для слоистых осадочных и метаморфических – ступенчатые (карнизы, ниши и т. п.). На наклонных поверхностях однородных сравнительно легко растворимых в воде пород, стекающие воды разбегают неправильной формы углубления, разделенные острыми выступами и гребнями, в результате чего образуется неровная поверхность. В процессе перерождения остаточных продуктов образуется много растворимых соединений, которые сносятся грунтовой водой в водные бассейны и входят в состав растворенных солей или выпадают в осадок.

Отмечаются единичные выходы *бугров пучения*, небольших по площади. Они имеют округлую форму, диаметром до 1,5 м.

Изменения окружающей среды под влиянием перечисленных процессов часто ускоряются в результате хозяйственной деятельности человека, вызывая негативное воздействие на природные условия. Эти изменения связаны и с извлечением из недр различных полезных ископаемых, с мелиоративным освоением земель и с другими хозяйственными мероприятиями. Нарушение почв и растительного покрова связано со строительством трубопроводов, дорог, линий электропередачи, производственных объектов. В результате нарушается естественный режим фильтрации поверхностных и грунтовых вод, развивается эрозия и подтопление почв.

На площади находятся газопровод, железнодорожные и автомобильные магистрали, вдоль которых происходит загрязнение почвенного покрова тяжелыми металлами.

Влияние хозяйственной деятельности человека на подземные воды, в первую очередь, сказывается при разведке и извлечении полезных ископаемых, что приводит к существенному нарушению подземной гидросферы, влечет за собой не только изменение гидродинамического состояния подземных вод, но и их гидрохимических показателей. Наиболее опасными источниками загрязнения являются вскрышные породы и хвосты обогащения. Кроме того, источниками загрязнения подземных вод с поверхности являются бытовые, сельскохозяйственные и промышленные отходы со свалок, отработанных карьеров, отстойников, отвалов.

В Адамовке находится крупное автомобильное предприятие, предприятие агропромсервиса, два элеватора, две строительные организации, кирпичный и хлебный заводы.

Большинство предприятий района занимаются производством и переработкой продукции сельского хозяйства.

К техногенным объектам малой степени нарушения геологической среды относятся пастбища и луговые земли. В долинах ручьев и в краевых частях лугов и пастбищ слабо проявлены процессы эрозии. Пастбища вытаптываются стадами, уплотняется почвенный покров, ухудшается растительность. При уборке сена на лугах современными механизмами и его вывозу автомашинами и тракторами происходит нарушение дернины, элементов микрорельефа, уплотнение почвы, ее загрязнение нефтепродуктами.

На площади листа имеются геологические памятники природы, приведенные на схеме, которые представляют научную и эстетическую ценность, являются важнейшими элементами ландшафта. Их описание приведено в приложении 8.

Эколого-геологическая обстановка приведена на схеме оценки эколого-геологической опасности и оценивается по трем категориям: благоприятная, удовлетворительная и напряженная. Критериями оценки являлись интенсивность воздействия техногенных процессов на геологическую среду и интенсивность проявления опасных геологических процессов. К *напряженной эколого-геологической обстановке* отнесены участки вокруг поселков Гранитный и Речной, в пределах которых техногенные процессы интенсивно воздействуют на геологическую среду, площадь вблизи разрабатываемого Джусинского колчеданного медно-цинкового месторождения, а также площадь в северной части листа, где высока интенсивность проявления природных геологических опасностей. Территории с незначительной техногенной нагрузкой, поселки и территории с развитием природных неблагоприятных геологических процессов отнесены к *удовлетворительной обстановке*, остальная территория отнесена к *благоприятной эколого-геологической обстановке*.

Наибольшее воздействие на земную поверхность и недра оказывает горное производство, особенно при открытом способе добычи полезных ископаемых. При этом способе изымаются значительные площади земельных угодий, происходит загрязнение окружающей среды различными токсинами (особенно тяжелыми металлами), меняется геохимический состав земной коры. С помощью машин и технических средств создаются новые формы рельефа: как денудационные – карьеры, выемки, каналы и дренажные сети, террасированные и срезанные склоны, сnivelированные холмы и небольшие горы (например, при разработке полезных ископаемых), просадки поверхности (над горными выработками и при откачке подземных вод), так и аккумулятивные – насыпи, дамбы, курганы, отвалы, засыпанные овраги, балки и небольшие долины или впадины.

Для снижения негативного воздействия хозяйственной деятельности на геологическую среду необходимо проводить ряд специализированных мер.

На каждом предприятии работы должны проводиться с соблюдением экологической программы мероприятий, направленных на защиту от загрязнения атмосферного воздуха, почв и подземных вод. Разработка защитных мероприятий должна вестись с учетом гидрогеологических особенностей территорий. На базе данных о состоянии подземных вод при сформированных наблюдательных сетях необходимы организация и ведение мониторинга подземных вод.

Для снижения негативного воздействия ЭГП необходимо предпринимать противоэрозионные меры: производить засыпку промоин, создавать сеяные пастбища и сенокосы на крупных склонах, ликвидировать мелкие овраги, создавать водоотводные каналы, производить посадку деревьев на склонах и т. д. Чтобы предотвратить рост существующих оврагов и не допустить зарождения новых, необходимо рассредоточивать сток талых и ливневых вод, «обезглавливать» вершины оврагов путем их обвалования, насаждать по их склонам лесозащитные полосы, террасировать и задерновывать склоны, проводить правильные агротехнические приемы обработки почвы. Снижения интенсивности плоскостного смыва можно добиться путем правильных приемов агротехники возделывания земель, применения безотвальной и контурной пахоты, сохранения стерни и т. д.

Кроме того, необходимо всячески содействовать повышению экологического сознания населения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные итоги картосоставительских работ площади листа М-40-VI (Джуса) в масштабе 1 : 200 000 сводятся к следующему:

– на изученную территорию составлен комплект Госгеолкарты-200, в который входят: геологическая карта, геологическая карта домезозойских образований, геологическая карта четвертичных образований, карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения; все карты в зарамочном пространстве сопровождаются схемами, разрезами и другой дополнительной графикой;

– по результатам определения радиологического возраста гранитов западной части крыклинского массива уточнен их возраст (турнейско–ранневизейский), ранее он считался позднедевонским. Гранитоиды отнесены к неплюевскому комплексу;

– уточнены границы гумбейской подзоны Восточно-Магнитогорской СФЗ и Челябинско-Суундукской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ;

– уточнен характер границ и взаимоотношений некоторых стратонов, в т. ч. для вулканогенных (березовская свита, полоцкая и березиновская толщи) и карбонатно-терригенных (кугутыкская и карбонатно-терригенная толщи нерасчлененные и солнечная толща). Граница не стратиграфическая (согласная с переслаиванием), а фациальная – замещение большей части разреза по литорали. Аналогичное взаимоотношение между третьей и четвертой подтолщей александринской толщи, – четвертая подтолща фациально замещает верхнюю часть разреза третьей;

– часть названий стратиграфических и интрузивных подразделений не соответствующие серийной легенде заменена соответствующими аналогами из серийной легенды (полоцкая – березиновской в Челябинско-Суундукской подзоне и др.);

– при ревизии списков фауны уточнен возраст и объем некоторых стратонов. Так в Уйско-Домбаровской подзоне выделены конденсированные кремнистые разрезы андреевской, джусинской и александринской толщ нерасчлененных; флишоидные отложения александринской (третья подтолща) и копаловской толщ нерасчлененных (ранее относились к верхам третьей подтолщи александринской толщи) и копаловской и арсинской толщ нерасчлененных (ранее относились к новобуранной толще). В Гумбейской подзоне выделены аналоги аблязовской толщи;

– на уточненной геологической основе уточнены прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub>: меди, цинка, свинца Ащebutакского медно-цинкового потенциального узла; редких земель Мироновского потенциального редкоземельного узла; меди и молибдена Аксукпайского молибден-меднорудного потенциального узла;

– комплект Госгеолкарты-200 листа М-40-VI (Джуса) по южной, восточной и западной рамкам полностью сбит с картами, подготовленных к изданию листов М-40-XI, М-40-XII и N-41-I. По северной рамке, с подготовленным к изданию листом N-40-XXXV [79], геологическая карта и карта домезозойских образований на небольших участках сбита не полностью, чему мешает фактический материал, как на площади листа, так и севернее ее.

Ряд вопросов, касающихся геологического строения района, остался до конца не решенным. К ним относятся:

– возраст части стратиграфических и нестратиграфических подразделений, особенно ордовикских и докембрийских подразделений недостаточно обоснован;

– характер геологических границ некоторых стратонов и интрузивных комплексов остался недостаточно изученным.

Главной задачей при проведении дальнейших геологосъемочных работ является уточнение возраста и состава докембрийских, раннепалеозойских, мезозойско–кайнозойских отложений и гранитоидных комплексов. С целью укрепления минерально-сырьевой базы рекомендуются поиски марганца, меди, молибдена, золота, редких земель, а также высоколиквидного нерудного сырья для нужд строительной индустрии – песка, песчано-гравийных смесей, цементного

сырья.

---

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### *Опубликованная*

1. Государственный баланс запасов полезных ископаемых по Оренбургской области и Республики Башкортостан. 2015.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист М-40 (Оренбург) с клапаном М-41. – СПб, 2013.
3. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых.
4. Карта гидрогеологического районирования территории Российской Федерации. – ФГУП «Гидроспецгеология», 2008.
5. *Маслов В. А., Артюшкова О. В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мезозоны Южного Урала. – Уфа, 2010. 287 с.
6. Принципы гидрогеологической стратификации и районирования территории России. – М., 1998. 21 с.
7. *Прокин В. А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. – М.: Недра, 1977. С. 90–98.
8. *Серавкин И. Б., Знаменский С. Е.* Эндогенная металлогения Южного Урала и общая оценка перспектив его Оренбургской части на колчеданное, медно-порфировое и золотое оруденение // Геологический сборник. № 6. – Уфа: РАН, УфНЦ Институт геологии, 2007. С. 183–207.
9. *Токмачев Е. И., Веденина В. П.* Гидрогеология СССР. Т. XLIII.
10. *Чибилев А. А. и др.* Геологические памятники природы Оренбургской области. – Оренбург, 2009.
11. *Чибилев А. А. и др.* Природное наследие Оренбургской области: особо охраняемые природные территории. – Оренбург, 2009.
12. *Шарфман В. С., Сергиевский В. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист М-40-V. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1962.
13. *Шевцова Л. Ф.* и др. Сводная легенда к гидрогеологическим картам масштаба 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. – Оренбург, 2001.
14. *Ширай Е. П.* и др. Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг. – СПб: ВСЕГЕИ, 1999. С. 187–258.

### *Фондовая*

15. *Алексеев В. Л., Пуцаев А. М. и др.* Отчет Бриентской партии по крупномасштабному глубинному геологическому картированию территории листов N-40-131-Г-б, г; -132-В-а, в; -143-Б-б, г; -143-Г-б, г; -144-А-а, в; в Теренсайском рудном районе в 1981–1984 гг. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1984.
16. *Ахманов Г. Г. и др.* Отчет Майской партии о геологосъемочных работах масштаба 1 : 10 000, проведенных в междуречье Урус-Кискен и Джаман-Акжара в 1967–1970 гг. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1971.
17. *Байрамуков С. К. и др.* Отчет Светлинской гидрогеологической партии о результатах гидрогеологических исследований, проведенных в восточных районах Оренбургской области в 1965–1966 годах (Промежуточный отчет). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
18. *Байрамуков С. К. и др.* Заключение по прогнозным эксплуатационным запасам подземных вод на территории пос. Адамовка Оренбургской области. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
19. *Байрамуков С. К., Лабутина Г. А.* Отчет Светлинской гидрогеологической партии о результатах поисково-разведочных работ, проведенных в 1965–1966 годах. Буруктал. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
20. *Баринов А. А., Мещерякова Т. Н.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. Суундук в пределах притоков Каменки и Урус-Кискена. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1964.
21. *Баринов А. А. и др.* Геологическое строение района среднего течения рр. Суундук и Мал. Караганка. Листы N-40-131-Г, N-40-143-В, N-40-143-Г, М-40-П-Б (Геологический отчет Каинсайской ревизионно-увязочной партии за 1964–1966 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1967.
22. *Беккер Ю. Р.* Легенда Южно-Уральской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
23. *Бельц Г. М., Мануйлов Н. В.* Поисково-оценочные работы на подземные воды Орской и Таналыкской депрессии для оценки ресурсного потенциала подземных вод и его локализации, как источника питьевого

- водоснабжения населений Гайско-Орского горнодобывающего района (Отчет за 2006 г.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
24. *Богоявленская О. В.* Обоснование возраста и монографическое описание фауны из вулканогенно-осадочных толщ восточного Оренбуржья. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1985.
25. *Божко Г. В., Нечепуренко А. Ф., Устинова Э. В. и др.* Отчет о геологических поисках месторождений медных руд на Красноярском и Кусем-Базарбайском участках в пределах северо-восточной части Оренбургской области в 1971–1973 гг. (Отчет Восточно-Оренбургской геолого-поисковой партии за 1971–1973 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
26. *Божко Г. В., Крылова Н. Т., Нурахметов Т. Б.* Отчет о геологических поисках месторождений медных руд на Кусем-Базарбайской площади, в пределах северо-восточной части Оренбургской области в 1974–1976 гг. (Отчет Восточно-Оренбургской геолого-поисковой партии за 1974–1976 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
27. *Божко Г. В., Донченко Б. Л., Крылова Н. Т. и др.* Отчет о поисках медных руд масштаба 1 : 25 000 на Восточно-Бриентской и Урус-Кискенской рудоносных площадях в 1975–1978 гг. (Отчет Восточно-Оренбургской геологоразведочной партии за 1975–1978 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1979.
28. *Божко Г. В., Швецова А. И., Пастушенко А. Н.* Отчет о проведении общих поисков месторождений железных руд в пределах Восточно-Уральского поднятия (Адамовский участок) в 1978–1980 гг. (Отчет Восточно-Оренбургской партии за 1978–1980 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1980.
29. *Болтыров В. Б. и др.* Метаморфизм горных пород Теренсайской хрусталеносной зоны. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1974.
30. *Болтыров В. Б., Огородников В. Н., Слободчиков и др.* Метаморфические и тектонические особенности локализации и перспективная оценка кварцево-жильных зон Теренсайского хрусталеносного поля (Отчет о научно-исследовательской работе). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
31. *Веденина В. П. и др.* Каталог буровых скважин на воду Оренбургской области. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
32. *Веденина В. П., Солодовниченко А. П.* Региональная оценка эксплуатационных ресурсов подземных вод Оренбургской области. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
33. *Веденина В. П., Токмачев Е. И., Павлова В. П.* Районирование территории Оренбургской области по условиям создания искусственных запасов подземных вод. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
34. *Вербицкий Р. И., Виноградова Н. И.* Отчет о результатах комплексных геофизических исследований Южного Урала 1963 г. Т. 1, 2, 3. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1964.
35. *Видюков Н. Т.* Опорная легенда Госгеолкарты-200 (Южно-Уральская серия). Для территории Оренбургской области. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1998.
36. *Виноградов А. М.* Отчет о результатах комплексных геофизических, геохимических и геологических исследований, выполненных региональной партией в 1963 г., в пределах восточной части Оренбургской области (ст. Орск). Т. 1. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1964.
37. *Гельдт В. А.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на воду для централизованного водоснабжения свх. «Ириклинский» за 1975–1976 гг. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
38. *Грабовенко Л. Б. и др.* Отчет о работе по водоснабжению сельскохозяйственных объектов восточных районов Оренбургской области за 1965 г. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
39. *Грабовенко Л. Б. и др.* Отчет о результатах бурения скважин для сельскохозяйственного водоснабжения восточных районов Оренбургской области за 1966 г. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
40. *Грачева Ж. А., Тесаловская Ю. П., Тищенко Н. А.* Объяснительная записка к обзорной карте месторождений строительных материалов Оренбургской области масштаба 1 : 1 000 000. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
41. *Гудошников В. В. и др.* Изучение условий образований, возраста и вещественного состава кор выветривания различных эпох корообразования на территории Орского Урала и Зауралья (Окончательный отчет партии по изучению коры выветривания за 1967–1969 гг.). Т. 1, 2. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1969.
42. *Еремеев С. П., Тараканов Ф. Ф. и др.* Оценка ресурсного потенциала Урала на промышленные месторождения урана с богатыми комплексными рудами в зонах структурно-стратиграфических несогласий и в других геолого-структурных обстановках. Кн. 2. – ФГУНП «Урангео», 2007.
43. *Жданов А. В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (СПб, 2009). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
44. *Золотарев Н. И., Колесникова С. А., Тамбова О. В.* Отчет о результатах внестадийных работ по составлению комплектов карт и разрезов, отражающих физико-геологические модели медноколчеданных месторождений Оренбургского Урала, выполненные в 1988–1992 гг. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1993.
45. *Ивашевский Г. Н., Еркомов В. К., Гельдт В. А. и др.* Проект кондиций по Новоорскому месторождению гранитов в Оренбургской области. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1977.
46. *Ивашевский Г. Н., Костарев Г. Л., Косолапов В. И.* Отчет о доразведке Яршалинского месторождения гранитов в Адамовском районе Оренбургской области в 1983–1984 гг. с подсчетом запасов строительного камня (бортовой, бутовый, щебень для бетона) по состоянию на 01.09.1984 г. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1985.

47. *Игошин Б. А. и др.* Отчет гидрогеологической партии о результатах работ по поискам пресных подземных вод для водоснабжения Киембаевского ГОКа с свх. «Иркинский» Оренбургской области в 1974 г. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1975.
48. *Игошкина Н. Н.* Инвентаризация и паспортизация объектов с оцененным металлогеническим потенциалом и прогнозными ресурсами категории  $P_3$  на стратегические, высоколиквидные и остродефицитные виды сырья по территории Оренбургской области // Создание системы учета и мониторинга металлогенического потенциала и прогнозных ресурсов категории  $P_3$  территории России и ее континентального шельфа на основе региональных геолого-геофизически-геохимических работ (ФГУП «ВСЕГЕИ»). – с. Нежинка: Фонды ОАО «Компания вотемиро», 2007.
49. *Кваснюк Л. Н., Пахтель В. И., Зайцев А. Н.* Поиски Железных руд в северной части Бриентско-Ащевутаского антиклинория. Т. 1–5. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1993.
50. *Клочихин А. В., Буряченко и др.* Геологическое строение северо-восточной части Новоорского района Оренбургской области (Отчет Можаровской партии за 1959–1960 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
51. *Лисов А. С., Кваснюк Л. Н.* Составление и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 листа М-40V (Гайская площадь) (Отчет Восточной геологической партии по Государственному контракту № 170 от 18.03.2014 г.). Кн. 1. – с. Нежинка: ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 2015.
52. *Лисов А. С., Абрамович В. В., Алексеева Г. А. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 и подготовка к изданию листа М-40-ХП и северной части листа М-40-ХVIII (новая серия) в 1995–2000 гг. (Отчет Теренсайской партии). Кн. 1. – с. Нежинка: ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 2002.
53. *Лисов А. С.* ГДП-200 листов М-41-I, II, VII, VIII, N-41-XX, XXVI, XXXI (Зауральская площадь, территория Российской Федерации). Т. 1–8. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 2008.
54. *Лисов А. С.* ГДП-200 листов М-40-IX-XI (Орская площадь) (Отчет Восточной партии). – Т. 1–5. ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 2010. Т. 1–4. ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 2008.
55. *Лядский П. В. и др.* Геологическое строение юго-западной части Адамовского района (Отчет Киембаевской геологосъемочной партии о результатах государственной геологической съемки масштаба 1 : 50 000 планшетов М-40-36-Б, М-40-24-В, М-40-24-Г). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1966.
56. *Лядский П. В., Говорухина З. Г., Абрамович В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые Теренсайского рудного района (Отчет Джайлганской партии о результатах производства геологического доизучения масштаба 1 : 50 000, проведенного в 1983–1987 гг. в Теренсайском рудном районе). Листы М-40-23-Б-б, г; М-40-23-Г-б, г; М-40-24-А, В-а, В-в. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
57. *Лядский П. В.* Отчет Джайлганской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 и общих поисков, проведенных в 1988–1993 гг. на Шильдинской площади. Листы М-40-II-Б, б, г, Г-б, г; 12-А, В. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1995.
58. *Лядский П. В. и др.* Создание геохимической геофизической и дистанционной основ Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листов М-40, 41. – с. Нежинка, 2002.
59. *Лядский П. В. и др.* ГДП-200 листа М-40-VI (Джусинская площадь) (Отчет Восточной геологической партии). Кн. 1, 2. – с. Нежинка: ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 2014.
60. *Наумов А. Д., Тищенко В. А., Шилкин А. Н.* Геоморфология и шлиховое опробование юго-западной части Орского Зауралья. Территория листов М-40-VI и М-40-XII (Промежуточный отчет о работе тематической геоморфологической партии по составлению геоморфологической карты и карты шлихового опробования Орского Зауралья в масштабе 1 : 200 000 за 1961 г.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1962.
61. *Наумов А. Д., Юнанидзе Т. Я.* Кайнозойские отложения и геоморфология Орского Урала // Изучение кайнозойских отложений и составление геоморфологической карты Орского Урала в масштабе 1 : 200 000. Т. 1, 2, 3. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1967.
62. *Нурахметов Т. Б., Зайцев Л. Н., Крылова Н. Т.* Отчет о проведении общих поисков колчеданно-полиметаллических руд в пределах Теренсайского и Ащевутаского антиклинориев за 1980–1982 гг. – ОТГФ № 7838, 1982. 117 с.
63. *Нурахметов Т. Б., Зайцев Л. Н.* Отчет о детальных поисках колчеданно-полиметаллических руд на северном фланге и глубоких горизонтах Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения и участка «Аномалия-1» (Южное продолжение) в 1981–1984 гг. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
64. *Пьянков В. Г. и др.* Геологическое строение междуречья Суундука и Кумака (Отчет Мечетинской ГСП по результатам государственной геологической съемки и поисковых работ масштаба 1 : 50 000 на планшетах М-40-II-Г, М-40-23-Б и М-40-23-Г за 1967–1969 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1970.
65. *Рихтер Я. А., Кригер М. Л.* Геологическое строение Суундук-Кумакского междуречья (Промежуточный отчет). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1961.
66. *Рихтер Я. Л. и др.* Стратиграфия, литология и фации девонских вулканогенных образований Теренсайско-Тюлькубайской зоны Магнитогорского мегасинклинория (Окончательный отчет Камсакской партии за 1967–1968 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
67. *Рихтер Я. Л., Кригер М. Л., Тальнов Е. С. и др.* Отчет Кульминской партии о работе по детальному геолого-структурному картированию и поискам медноколчеданных руд в северной части Ащевутаского и Теренсайского антиклинориев в 1973–1977 гг. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».



68. Рихтер Я. Л. и др. Отчет Кульминской партии о работе по детальному геолого-структурному картированию и поискам медноколчеданных руд в пределах Джусинского рудного района и к северу от него за 1977–1980 гг. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
69. Сементин В. П., Зайцев А. Н., Скурихин А. Д. Отчет о проведении поисково-оценочных работ на рудопроявлении «Аномалия-1» за 1990–1993 гг. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1993.
70. Сенаторов Г. П. Состояние и обоснование перспектив развития минерально-сырьевого комплекса горнорудной промышленности Оренбургской области (ЦНИИГеолнеоруд). Т. 1, 2. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 2001.
71. Смирнова И. А., Черкасов В. Л. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Суундука и Урала (Отчет Ириклинской поисково-съёмочной партии за 1966–1967 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1968.
72. Смирнова И. А., Черкасов В. Л., Никифоров А. В. Составление крупномасштабной прогнозно-металлогенической карты Джусинско-Карабутацкой структурно-формационной подзоны с количественной оценкой прогнозных ресурсов меди, свинца, цинка по категориям достоверности  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$ . – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1984.
73. Смирнова И. А., Черкасов В. Л., Мецержакова Г. Н. Изучение металлогенической специализации гранитоидов Оренбургского Урала (Восточно-Уральское поднятие) с целью выработки поисковых критериев и направлений поисковых работ на медно-полиметаллическое оруденение прожилково-вкрапленного типа и золота (Отчет Южно-Уральской партии за 1982–1987 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1987.
74. Солодовниченко А. П. и др. Сводный отчет Оренбургской гидрогеологической станции за 1960–1965 гг. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
75. Степанова Г. А., Полярная Ж. А., Хвалева Л. М. Фаунистическое обоснование возраста вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ восточного борта Магнитогорского прогиба за 1978–1981 гг. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
76. Степанова Г. А., Полярная Ж. А., Захаренкова Л. Н. и др. Стратиграфическое расчленение вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ восточного Оренбуржья для целей глубинного картирования за 1982–1985 гг. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
77. Судариков В. Н., Авдеева Л. С., Борисюк Н. Г. и др. Результаты геологического дешифрирования аэрофотоматериалов территории восточного крыла Магнитогорского прогиба в пределах Оренбургской области (Отчет отряда космоаэрометодов за 1982–1985 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
78. Сульковская А. Г., Сергейчик Е. К. и др. Геологическое строение нижнего течения рек Бол. Кумак и Ори (Отчет Можаровской партии за 1957–1958 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1959.
79. Тевелев А. В. ГДП-200 листа N-40-XXXVI (Суундукская площадь). – Филиал по Челябинской области ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 2008.
80. Тесаловский М. Ф., Мудров И. А. и др. Прогнозно-металлогеническая карта на цветные металлы восточной части Оренбургской области в масштабе 1 : 200 000 (Отчет Металлогенической партии за 1964–1967 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1967.
81. Тищенко В. А., Юшина З. А. Составление прогнозной карты восточной части Оренбургской области на россыпное золото в масштабе 1 : 200 000 (Отчет Шлиховой партии за 1978–1981 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1981.
82. Тищенко В. Т., Смирнова И. А. Составление геологических карт масштаба 1 : 200 000 восточной части Оренбургской области (Отчет Южно-Уральской партии за 1989–1995 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
83. Тищенко В. Т. и др. Изучение проявлений кварцево-сульфидной, кварцево-золото-сульфидной и золото-полиметаллической формаций в восточных районах Оренбургской области, их перспективная оценка. Т. 1, 2, 3. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1973.
84. Тищенко В. Т. Составление геологических карт масштаба 1 : 200 000 восточной части Оренбургской области (Оренбургская геологоразведочная экспедиция). Т. 1–3. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1995.
85. Фоменко А. А. Отчет по поискам и предварительной разведке подземных вод для водоснабжения р. пос. Адамовка Оренбургской области в 1989–1990 гг. (с подсчетом запасов). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
86. Ченцов А. М., Котунов А. Я. и др. Оценка и учет прогнозных ресурсов категорий  $P_3$ ,  $P_2$ ,  $P_1$  основных твердых полезных ископаемых Оренбургской области по состоянию на 01.01.1998 г. Т. 1–4. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1999.
87. Чернояров В. Т., Гельдт В. А., Котляров А. Л. Отчет о детальной разведке Ульяновского месторождения строительного камня в Оренбургской области РСФСР, проведенной в 1979–1981 гг. (Подсчет запасов по состоянию на 01.01.1981 г.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1982.
88. Черняев А. М., Анисимов А. М. Отчет о государственной гидрогеологической съемке листа М-40-VI масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1960 году. – Калининск: ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1961.
89. Черняева А. Е., Васева В. П. Отчет о государственной гидрогеологической съемке листа М-40-Б (северная половина) масштаба 1 : 500 000 и М-40-IV масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1958–1960 гг. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».

90. *Черняева А. Е. и др.* Закономерности распределения подземных вод в восточных районах Оренбургской области (диссертация). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
91. *Шевцов Ю. Г., Шевцова Л. Ф.* Отчет о результатах работ по контролю за охраной водных ресурсов Оренбургской области от промышленного и бытового загрязнения за 1972–1973 гг. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
92. *Шендерович Д. М. и др.* Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Суундук (Промежуточный отчет за 1961–1962 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1963.
93. *Шендерович Д. М., Данилин Б. Ф.* Геологическое строение верховий рек Берсуат, Айдырля и Суундук. Планшеты N-40-144-Б, Г, М-40-12-Б, М-41-І-А (Окончательный отчет Айдырлинской ГСП за 1961–1964 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
94. *Шильников А. А. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 (новая серия) листа М-40-VI (Джусинская площадь) в 1999–2004 гг. (Информационный отчет Орской партии). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
95. *Шминке Н. Д. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые М-40-12-Г и М-40-24-Б (восточная половина). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».
96. *Шминке Н. Д. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья рек Урус-Кискен, Джарлы, Джуса и Карабутак в пределах листов М-40-12-Г, М-40-24-А и М-40-24-Б. – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал», 1963.
97. *Якобс Е. И., Говорухина З. Г., Якобс Л. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Суундук-Кумакского междуречья (Отчет Мечетинской партии по составлению геологической карты масштаба 1 : 50 000 листа М-40-11-В и геологическому доизучению листов М-40-23-А, М-40-23-В за 1970–1974 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Приволжскому ФО. Оренбургский филиал».

**Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа М-40-VI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>					
<b>Цветные металлы</b>					
<i>Медь, цинк, свинец</i>					
III-2	23	Джусинское	К	[55]	Обрабатывается
<b>Благородные металлы</b>					
<i>Золото</i>					
I-3	7	Каиндинское	К	[57]	Отработано
I-3	13	Ненастное	К	[57]	Отработано
I-3	17	Опушка	К	[57]	Отработано
I-3	32	Урус-Кискен	К	[57]	Отработано
I-3	37	Чертыковское	К	[57]	Отработано
I-3	43	Мироновское	К	[57]	Отработано
II-1	3	Кусемское	К	[97]	Отработано
II-2	21	Шиликтинское	К	[64]	Отработано
II-4	8	Северо-Мещеряковское	К	[96]	Отработано
II-4	15	Мещеряковское	К	[96]	Отработано
IV-3	16	Западно-Карабутакское	К	[55]	Отработано
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>					
<b>Оптические материалы</b>					
<i>Кварц оптический и пьезоэлектрический</i>					
II-2	5	Теренсайское (участок Джаман-Акджар)	К	[57]	Законсервировано
II-2	8	Теренсайское (участок Речной)	К	[57]	Законсервировано
II-2	25	Кумус-Тюбе	К	[57]	Законсервировано
II-3	4	Мироновское	К	[57]	Законсервировано
<i>Кварц для плавки</i>					
II-2	10	Северо-Мироновское	К	[57]	Законсервировано
<b>Химическое сырье</b>					
<i>Барит</i>					
II-2	15	Баритовая жила (Шиликтинское)	К	[57]	Законсервировано
<b>Керамическое и огнеупорное сырье</b>					
<i>Каолин</i>					
II-3	12	Теренсайское	К	[97]	Законсервировано
III-1	3	Высотное	К	[97]	Законсервировано
<i>Глины огнеупорные</i>					
II-4	3	Южно-Шильдинское	К	[97]	Законсервировано
IV-4	3	б/н	К	[55]	Законсервировано
IV-4	5	б/н	К	[57]	Законсервировано
<i>Доломит огнеупорный</i>					
I-3	1	Крыклинское (Суундукское)	К	[57]	Законсервировано
<b>Строительные материалы</b>					
<i>Магматические породы</i>					
<i>Кислые интрузивные породы (гранит)</i>					
I-4	3	б/н	К	[93]	Законсервировано
I-4	6	б/н	К	[93]	Законсервировано
I-4	7	б/н	К	[93]	Законсервировано
I-4	8	б/н	К	[93]	Законсервировано
II-1	1	Южно-Базарбайское	К	[97]	Законсервировано
II-4	9	Елизаветинское	К	[96]	Законсервировано
III-1	2	Дуненское	К	[97]	Законсервировано
III-4	5	Яршаллинское	К	[96]	Законсервировано
IV-1	7	Новоорское	К	[97]	Эксплуатируется
IV-1	8	Ульяновское	К	[97]	Законсервировано
IV-4	2	б/н	К	[55]	Законсервировано
<i>Основные эффузивные породы (базальт)</i>					
IV-1	6	Мусогатское	К	[97]	Законсервировано
<i>Метаморфические породы</i>					
<i>Гнейсы</i>					
III-4	2	Восточно-Адамовское	К	[96]	Законсервировано

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
<i>Карбонатные породы</i>					
<i>Мраморы</i>					
I-2	23	б/н (в 6,5 км на ЮВ от пос. Майский)	К	[57]	Законсервировано
I-3	4	Суундукское	К	[57]	Законсервировано
I-3	18	Мироновское (Энбекшинское)	К	[57]	Законсервировано
I-3	19	б/н	К	[57]	Законсервировано
II-2	36	Каинды-Кумакское	К	[57]	Законсервировано
III-2	1	Кызылкольское	К	[57]	Законсервировано
<i>Известняк</i>					
II-1	7	Шубартаусское (Мубартаусское)	К	[97]	Законсервировано
II-1	11	Солончатское	К	[97]	Законсервировано
III-1	5	Высотное	К	[97]	Законсервировано
III-2	19	Джусинское	К	[57]	Законсервировано
<b>Прочие ископаемые</b>					
<i>Глины для буровых растворов</i>					
II-2	16	б/н	К	[57]	Законсервировано
II-2	24	б/н	К	[57]	Законсервировано
<i>Маршаллит</i>					
I-2	18	Нурбайское	К	[57]	Законсервировано
I-3	22	б/н	К	[57]	Законсервировано
<b>ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ</b>					
<b>Питьевые воды</b>					
<i>Пресные</i>					
I-4	15	Шильдинское	К	[85]	Эксплуатируется
II-1	12	Ириклинское	К	[18]	Эксплуатируется
III-4	6	Кундырлякское	К	[18]	Эксплуатируется

**Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа М-40-VI**

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>					
<b>Строительные материалы</b>					
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Глины кирпичные</i>					
III-2	28	Каинды-Кумакское	К		Законсервировано
III-4	8	Адамовское	К		Законсервировано
III-4	9	Западно-Адамовское	К		Законсервировано
<i>Обломочные породы</i>					
<i>Песок строительный</i>					
III-4	7	Джарлинское	К		Законсервировано
III-4	10	Адамовское	К		Законсервировано
III-4	11	Южно-Адамовское	К		Законсервировано

**Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), радиоактивных аномалий (РА), показанных на карте полезных ископаемых листа М-40-VI**

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<b>ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Твердые горючие ископаемые</b>				
<i>Уголь каменный</i>				
II-2	28	Нижне-Джусинское	[64]	П. Маломощный прослой угля в каменноугольных отложениях (0,25-0,4 м) на участке 70x80 м. Глубина залегания - 12,35 м
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Черные металлы</b>				
<i>Железо</i>				
I-2	6	Скв. 869Г	[57]	ПМ. Прослой сидеритов мощностью 20 см на глубине 76,6 м. Содержание Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 45,55%, FeO - 2,06%
II-2	7	Шиликтинское	[64]	П. В восточном экзоконтакте Шиликтинского массива, сложенного граносиенитами и габброидами куйбасовского комплекса, в вулканогенных образованиях среднего-верхнего девона развита зона скарнов (вскрыта шурфами). Скарны эпидот-гранат-пироксен-магнетитовые. Магнетит развивается в виде пятен. Установлены также следующие элементы-примеси: Cu, Pb, Ni, Co, Mo, As
IV-1	4	Мусогатка	[97]	П. Проявление приурочено к восточному экзоконтакту Новоорского массива и представлено развалами бурых железняков. Содержание Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - от 12,16 до 20,7%
IV-1	12	Новоорское	[97]	П. Железные руды мощностью свыше 6,0 м представлены развалами бурых железняков. Содержание Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - до 48,0%
IV-2	13	Мусогатка-2	[64]	П. Развалы бурых железняков в восточном экзоконтакте Новоорского массива. Содержание Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в бурых железняках плиоцена - до 41,72%, коре выветривания - до 61%
<i>Железо, титан</i>				
I-1	1	Бездорожное	[71]	П. Маломощные (до 1,2 м) линзы массивных титано-магнетитовых руд. Содержание Fe - до 32,5% и двуокиси титана - до 19,5%, фосфора - до 0,7%, серы - до 0,47%
I-1	3	Участок Базарбайский	[71]	П. Две линзы титаномагнетитов в габбро, габбродиоритах первой фазы Базарбайского массива куйбасовского комплекса. Мощность первой линзы достигает 10 м, длина - 150 м; мощность второй линзы 3,5 м, длина - 110 м. В габбро отмечаются рассеянная вкрапленность, маломощные линзочки и шлиры, согласные с первичной магматической полосчатостью. Рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом, пиритом, реже - халькопиритом. Состав руд: железа - 15,9-26%, титана - до 4,4%, фосфора - до 1,7%. Оруденение сопровождается группой магнитных аномалий. На глубине 301,4 м железа - 12-21,92%, титана - 3,65-16,12%, платиноиды
I-1	6	Участок Базарбайский-1	[71]	П. Рассеянная вкрапленность и маломощные линзочки и шлиры в габбро. Рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом, а также пиритом. Состав руд: железо - 10-26%, двуокись титана - до 10,5-16%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	8	Участок Базарбайский-южный	[71]	ПМ. Редкие коренные выходы габбро с вкрапленностью титаномагнетита. Редкие мелкие обломки габбро с вкрапленностью титаномагнетита
<i>Марганец</i>				
III-1	4	Степное	[97]	П. Рудная зона приурочена к опоковидным породам кугутыкской свиты. Оруденение является железомарганцевым и развито на площади около 1 км <sup>2</sup> в виде пачки рудных слоев мощностью от нескольких мм до нескольких см. Содержание марганца здесь - 24,47%, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 13,27%
IV-1	14	Новоорское	[97]	П. Оруденение приурочено к контакту пачки опоковидных песчано-глинистых пород с отложениями известняково-глинистой пачки нижнего карбона. Слои марганцевой руды от нескольких сантиметров до 25 см. Прослойки безрудных пород от нескольких см до 1,5 и более м. Суммарная мощность рудных слоев составляет около 1,5 м. Локально развиты коры выветривания. Руды сложены псиломеланом и пирролузитом
<i>Хром</i>				
I-2	30	б/н	[57]	П. Широобразные скопления вкрапленности хромитов (в том числе типа «рябчика» в ультрабазитах чебаркульско-казбаевского комплекса). Наиболее крупный выход руды имеет размер 3x7 м. Содержание Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в сплошных рудах - от 27,91 до 43,84%
<i>Титан</i>				
I-2	7	Сиенитовое	[57]	П. Кора выветривания по габбро и монцитам небольшого массива, прорывающего терригенно-осадочную толщу нижнего карбона. Мощность коры от 2 до 51 м. Основной рудный минерал - ильменит, реже - лейкоксен и апатит. Суммарное содержание ильменита и лейкоксена - от знаков до 242 кг/м <sup>3</sup> . Средневзвешенные содержания: ильменита и лейкоксена - 69,26 кг/м <sup>3</sup> , апатита - 3,87 кг/м <sup>3</sup>
II-4	10	Елизаветинская	[95]	П. Террасовые отложения р. Урус-Кискен и б. Каменный дол с площадью 2,7 км <sup>2</sup> . Содержания: ильменита и лейкоксена - 0,116 кг/м <sup>2</sup> , монацита - 0,072 кг/м <sup>2</sup> , циркона - 0,019 кг/м <sup>2</sup>
II-4	11	Мещеряковская	[95]	П. Террасовые отложения р. Урус-Кискен. Общая площадь участка - 5,0 км <sup>2</sup> . Содержания: ильменита и лейкоксена - 0,692 кг/м <sup>2</sup> , монацита - 0,490 кг/м <sup>2</sup> , циркона - 0,012 кг/м <sup>2</sup>
II-4	12	Урус-Кискен	[95]	П. Отложения безымянной балки, впадающей в р. Урус-Кискен. Общая площадь участка - 7,4 км <sup>2</sup> . Содержания: ильменита и лейкоксена - 0,245 кг/м <sup>2</sup> , монацита - 0,047 кг/м <sup>2</sup> , циркона - 0,010 кг/м <sup>2</sup>
II-4	18	Шильдинская II	[95]	П. Отложения безымянной балки. Общая площадь участка - 2,2 км <sup>2</sup> . Содержания: ильменита и лейкоксена - 0,089 кг/м <sup>2</sup> , циркона - 0,004 кг/м <sup>2</sup>
III-4	4	Яршалы	[95]	П. Бассейн балки Яршаллы, правого притока р. Джарлы. Общая площадь участка - 21,2 км <sup>2</sup> . Содержания: ильменита и лейкоксена - 0,252 кг/м <sup>2</sup> , монацита - 0,134 кг/м <sup>2</sup> , циркона - 0,003 кг/м <sup>2</sup>
<i>Ванадий</i>				
I-2	29	Нурбайское	[57]	П. Рудные залежи ванадия в корях выветривания в пределах Западно-Нурбайской карстовой депрессии, развивающихся по породам карбонатно-терригенной толщи нижнего карбона. Мощность рудных тел колеблется от 1 и более 16 м. Среднее содержание ванадия - 0,4-0,7%, максимальное - 1%
I-2	31	Нурбайское-1	[57]	П. Рудные залежи ванадия приурочены к коре выветривания в пределах Восточной-Нурбайской карстовой депрессии, развивающихся по породам карбонатно-терригенной толщи нижнего карбона. Мощность рудных залежей колеблется от 1 до 16 м. Среднее содержание ванадия - 0,4-0,7%
<b>Цветные металлы</b>				
<i>Медь</i>				
I-1	7	Жульдыбайское	[71]	ПМ. Выходы бурых железняков и железненных кварцитов среди пород гумбейской толщи. Содержание

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				меди - 0,04%, цинка - 0,27%, молибден, свинец, серебро
I-2	13	б/н	[57]	ПМ. В кварцевой жиле среди пород каменноугольных пород гнезда халькопирита
I-2	16	Северо-Кусемское	[21]	П. Гематитизированные, интенсивно трещиноватые пироксен-плагиоклазовые метабазальты новобуранной толщи, где отмечаются гнездами куприта, малахита, азурита. Размеры гнезд - до 30-60 см. Оруденелые породы изучены на площади 500x500 м. Содержание меди достигает 0,53-5,0%
I-2	22	Скважина 6392	[57]	ПМ. В колонковой скважине по углисто-глинистым сланцам маячной толщи с прожилками кварца отмечается вкрапленность пирита до 10%
I-2	26	Нурбайское	[57]	П. В колонковой скважине глубиной 200 м на глубине 114-141 м вскрыты интенсивно пиритизированные сланцы с вкрапленностью халькопирита, ковеллина, реже - халькозина. Содержание меди - 0,1%, молибдена - 0,01%, кобальта - 0,01%. По всей скважине рассеянная мелкая вкрапленность пирита
I-3	14	Скважина 502Г	[57]	ПМ. В интервалах 24-26 м, 62-64 м глинистая кора выветривания по терригенным отложениям нижнего карбона содержит щебень жильного кварца с густой вкрапленностью пирита и халькопирита
I-3	42	б/н	[57]	ПМ. На контакте небольшого массива меланогаббро с плагиоклаз-роговообманковыми ортосланцами отмечается кварцевая жила мощностью 0,3-1,0 м, длиной - 230 м с обильной вкрапленностью пирита, халькопирита, пленками малахита, азурита
I-3	46	б/н	[57]	ПМ. На контакте оталькованных серпентинитов с плагиоклаз-роговообманковыми сланцами в кварцевой жиле вкрапленность пирита и пленками малахита
II-1	9	Ириклинское	[97]	П. Интенсивно измененные гематитизированных эпидотизированные метабазальты березовской толщи с самородной медью. Содержания меди - до 1,0%, серебра - 0,3 г/т
II-1	13	Ручей Чилижный	[97]	ПМ. В вулканогенно-осадочных породах шумилинской толщи (гематитизированных туфах) содержания меди - до 2,02%
II-2	2	Скв. 6528	[57]	ПМ. В интервале 64,2-64 м в кварцевой жиле в дацитах нижнего девона отмечается прожилок пирита с халькопиритом
II-2	9	Скв. 53Г	[57]	ПМ. В интервале 8-12 м глинистая кора выветривания по вулканогенно-терригенным породам содержит щебень жильного кварца с вкрапленностью халькопирита
II-2	22	б/н	[64]	ПМ. Вулканогенно-осадочные породы березовской толщи нижнего карбона с малахитом
II-2	23	Нижняя Шиликта	[64]	ПМ. Вулканогенно-осадочные породы березовской толщи нижнего карбона. Отмечен прослой малахитосодержащих метаандезитов. Содержания меди - до 0,003%, цинка - не более 0,007%, серебра - 0,1 г/т
II-2	33	б/н	[64]	ПМ. Вулканогенно-осадочные породы березовской толщи нижнего карбона с малахитом
II-2	34	б/н	[64]	ПМ. Породы третьей подтолщи (андезибазальты и их туфы) александринской толщи с повышенными содержаниями меди и цинка
III-1	1	б/н	[97]	ПМ. В вулканогенно-осадочных породах урлядинской толщи повышенные содержания меди
III-2	2	Теренсайское	[56]	П. Западная часть проявления сложена лавами базальтов, центральная часть туфами дацитов с маломощными прослоями лав и туфов основного состава (третья подтолща александринской толщи). Восточная часть проявления сложена кварцевыми монцонитами Теренсайского массива. Вулканы серицитизированы, хлоритизированы, содержат рассеянную вкрапленность пирита. Скважиной №13 вскрыта богатая вкрапленность пирита и халькопирита в интервале 72,0-73,9 м, где содержания меди - 0,07-0,96%, серы - 9,07-11,09%
III-2	6	«Скважина 279»	[64]	ПМ. В вулканогенно-осадочных породах урлядинской толщи в картировочной скважине содержания меди - до 0,05%, цинка - 0,05%, свинца - 0,003%



Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	8	«Скважина 184В»	[56]	ПМ. В интервале 42,5-48,8 м, 81,1-88,5 м, 156,0-177,3 м вкрапленность пирита и халькопирита - до 2%
III-2	13	Северо-Джусинское-II	[56]	П. Проявление приурочено к центральной части кальдеры Элеваторной, сложенной породами первой, второй и третьей подтолщ александринской толщи. На глубине 157-182 м вскрыты густовкрапленные руды и прожилки халькопирита и пирита. Содержание меди - 0,41-0,93%, серы - 17,2-17,7%
III-3	12	«Скважина 5723»	[56]	ПМ. В интервале 32,0-37,0 м вкрапленность пирита и халькопирита
III-3	16	«Скважина 978В»	[56]	ПМ. В интервале 44,0-49,0 м отмечается вкрапленность пирита мелкокристаллического
IV-1	2	б/н	[97]	ПМ. В вулканогенно-осадочных породах урлядинской толщи установлены повышенные содержания меди
IV-1	9	б/н	[97]	ПМ. В вулканогенно-осадочных породах урлядинской толщи в западном экзоконтакте Новоорского массива повышенные содержания меди
IV-1	11	Жартыкуль	[97]	П. Проявление приурочено к южному борту Новоорской структуры и сложено породами третьей подтолщи (риолитами, дацитами, андезибазальтами и их туфами) александринской толщи. Содержания меди, свинца не превышают 0,05%
IV-2	14	Участок Мусогатский	[64]	ПМ. Восточный экзоконтакт Новоорского массива. Третья подтолща (андезибазальты и их туфы) александринской толщи с сульфидной минерализацией
IV-2	17	«Скважина 121»	[64]	ПМ. Эпидотизированные и хлоритизированные габбро с тонкими прожилками карбонатов и гидроокислов железа. Содержания меди - 0,04%, цинка - 0,006%
IV-3	4	Аномалия-28	[56]	П. Проявление приурочено к юго-восточной части депрессии Промежуточной и сложено породами третьей подтолщи александринской толщи. Скважиной 3706 на глубине 400 м вскрыты метасоматиты с вкрапленностью халькопирита и пирита, максимальное содержание меди - 1,42%, цинка - менее 0,05%
IV-3	5	«Скважина 3989»	[56]	ПМ. В интервале 199,7-200,0 м в базальтах прослой сульфидно-магнетитовых руд: пирит, халькопирит, магнетит
IV-3	13	Восточно-Карабутакское	[56]	П. Проявление сложено лавами дацитов, трахидацитов, риодацитов и туфов того же состава четвертой подтолщи александринской толщи. Отмечены многочисленные крутопадающие дайки габбродииоритов, дацитов, риодацитов, трахидацитов. Вмещающие оруденение породы превращены в кварц-серицитовые метасоматиты. Мощность рудной зоны до 100 м, протяженность - до 1000 м. Содержание меди в отдельных интервалах - до 0,76-1,19%
IV-4	4	Полевой стан	[55]	ПМ. Повышенные содержания меди в эпидотизированных окварцованных амфиболитах среди гнейсов
<i>Медь, цинк</i>				
I-2	25	Западно-Нурбайское	[57]	П. Скважинами №Р-41 и Р-31а вскрыты полевошпат-биотит-хлоритовые, хлорит-эпидот-биотит-полевошпатовые и биотит-хлоритовые сланцы иньецированные кварцевыми риолитами с вкрапленностью и прожилками пирита, халькопирита и сфалерита. Содержание меди - 0,01-0,44%, цинка - 0,03-1,08%
III-2	5	«Скважина 1485В»	[56]	ПМ. Гнезда и мелкие прожилки, мощностью до 3 мм, пирита
III-2	7	Северо-Джусинское-IV	[56]	П. Афировые и плагиопорфировые базальты, туфы дацитов (вторая подтолща александринской толщи). Туфы в различной степени серицитизированы, хлоритизированы. Скважиной №2134 вскрыта богатая вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита (до образования сплошного колчедана). Зона минерализации имеет мощность 12-79 м, при протяженности 800 м и встречена в других скважинах. Содержания меди достигает 0,05%, цинка - 0,66%, серы - до 15,66%
III-2	11	«Скважина 3728»	[56]	ПМ. Вкрапленность пирита и халькопирита. Содержание меди - 0,1%, цинка - 0,6%
III-2	12	«Скважина 3576»	[56]	ПМ. Вкрапленность пирита и халькопирита. Содержание меди - 0,15%, цинка - 0,03%
III-2	21	«Скважина 47В»	[56]	ПМ. Мелкие прожилки пирита мощностью 2-3 мм. Содержание меди - 0,01%, цинка - 0,15%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	24	Обнажение 867	[64]	ПМ. Проявление локализовано в зоне ороговикованных, гематитизированных туфов урлядинской толщи среднего-верхнего девона с повышенным содержанием пирита. Содержания меди - до 0,1%, цинка - до 0,3%
III-3	11	«Скважина 3544»	[56]	ПМ. Кварц-серицитовые метасоматиты с содержаниями меди - 0,2%, цинка - 0,4%
III-3	13	«Скважина 152В»	[56]	ПМ. Гнезда и мелкие прожилки, мощностью до 1-3 мм пирита с содержанием меди - 0,01%, цинка - 0,15%
III-3	18	«Скважина 3073»	[56]	ПМ. В метасоматитах по базальтам с содержания меди - 0,1%, цинка - 0,03%
III-3	19	«Скважина 3745»	[56]	ПМ. Мелкие прожилки пирита между подушками и по сланцеватости в подушечных базальтах. Содержание меди достигает 0,8%, цинка - 0,15%
III-3	20	«Скважина 3746»	[56]	ПМ. Вкрапленность мелкозернистого пирита. Содержание меди - 0,2%, цинка - 0,03%
III-3	21	«Скважина 2762»	[56]	ПМ. Вкрапленность пирита, сфалерита, халькопирита. Содержание меди - 0,3%, цинка - 0,2%
IV-1	10	Новоорское	[97]	П. Проявление установлено в южном экзоконтакте Новоорского массива и сложено окварцованными, хлоритизированными, серицитизированными базальтами, андезибазальтами и их туфами урлядинской толщи. Содержания меди - до 0,1%, свинца - не более 0,2%
IV-2	5	«Скважина 3560»	[56]	ПМ. Вкрапленность пирита, сфалерита. Содержание меди - 0,1%, цинка - 0,1%
IV-2	10	б/н	[64]	ПМ. Скважинами №с-121 и шн. 149 вскрыты трещиноватые габбро с тонкими прожилками лимонитизированных сульфидов. Содержания меди - 0,04%, цинка - 0,1%
IV-3	1	Аномалия-31	[56]	П. Проявление расположено в 11 км на северо-восток от д. Караганка и сложено туфами дацитов, трахидацитов, риодацитов четвертой подтолщи Александринской толщи. Здесь отмечаются кварц-серицитовые метасоматиты, содержащие пирит, халькопирит и сфалерит. Содержание меди - до 0,4%, цинка - до 1,3%
IV-3	11	«Скважина 181В»	[56]	ПМ. Вкрапленность пирита, сфалерита, халькопирита. На глубине 469,7 м прожилок халькопирит-пиритового состава мощностью 5,0 см. Содержание меди - 0,8%, цинка - 0,3%
IV-3	14	Западно-Карабутакское	[56]	П. Проявление сложено туфами и лавами дацитов, лавами риодацитов и туфов того же состава второй подтолщи александринской толщи. Проявление представлено тремя небольшими линзами серноколчеданных руд, преимущественно сплошных. Руды бедные, максимальные содержания меди - 0,66%, цинка - 0,46%, серы - 51%. Присутствуют золото, серебро в количествах достигающих промышленных
IV-3	15	«Скважина 1982»	[56]	ПМ. Вкрапленность и тонкие прожилки пирита. Содержание меди - 0,08%, цинка - 0,02%
<i>Медь, цинк, свинец</i>				
I-2	19	«Скважина 549»	[57]	П. В колонковой скважине на глубине 70,8-91,0 м в серицитизированных песчаников и сланцев пирита, повышенные содержания цинка - 0,1-1%, меди и свинца - 0,08%
II-1	4	Кильтинское	[97]	П. Проявление локализовано в вулканогенно-осадочных породах шумилинской толщи в зоне разлома. Содержания меди - до 1,0%, цинка - до 2,73%, свинца - до 0,02%, бария - до 1,0%, молибдена - до 0,01%, серебра - до 0,8 г/т
II-1	5	Южно-Кильтинское	[97]	П. Проявление локализовано в вулканогенно-осадочных породах новобуранной толщи в зоне разлома. Содержания меди - до 1,0%, цинка - до 0,1%, свинца - до 0,2%, бария - до 0,01%, молибдена - до 0,01%, серебра - до 0,8 г/т
II-2	3	Скважина Р-23	[57]	ПМ. Скважиной №Р-23 вскрыты ниже-среднедевонские окварцованные, серицитизированные и хлоритизированные вулканогенные породы с вкрапленностью и прожилками пирита, пирротина, реже - халькопирита и борнита
II-2	20	Шиликтинское	[64]	П. Проявление приурочено к западному экзоконтакту Шиликтинского гранитоидного массива и сложено породами второй подтолщи (андезибазальтами и их туфами) александринской толщи. Содержания меди -

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				от 0,1 до 0,5%, редко - до 1%, цинка - не более 0,008%, свинца - не превышают 0,01%
II-2	26	Скважина 13Г	[57]	ПМ. Скважиной КГК13Г вскрыты кварц-серицитовые метасоматиты по вулканитам среднего девона. Содержания меди по интервалу 9-68 м - 0,04%, цинка - 0,05%, свинца - до 0,15%. Содержания по интервалу 168 м цинка - 0,4%
II-2	27	Скважина 9153Г	[57]	ПМ. Скважиной КГК9153Г в интервале 10-36 м вскрыты окварцованные риолиты среднего девона, серицитизированные вулканогенные породы. Содержания меди по интервалу 10-34 м - 0,15%, цинка - 0,03%, свинца - до 1,0%. Содержания меди по интервалу 34-36 м - 0,05%, цинка - 0,04%, свинца - до 0,4%
II-2	30	Суундукская балка	[64]	П. Проявление локализовано в измененных метабазах толщ березовской толщи нижнего карбона. Мощность рудной зоны 30-40 м, протяженность - до 400 м. Оруденение представлено вкрапленностью пирита, халькопирита, борнита, ковеллина. Содержания меди - 0,007-1,0%, цинка - 0,07-0,02%, свинца - 0,002-0,3%
II-2	31	Кумус-Тюбе	[57]	П. Расположено немного западнее г. Змеиной. Участок проявления сложен вулканогенно-терригенными отложениями среднедевонского возраста. Здесь скважиной №706 на глубине 103-104,6 м вскрыт сплошной колчедан, а западней в скважине №708 в интервале 248,8-256,3 м вскрыты вкрапленные руды. Вмещающие породы - хлорит-кварц-серицитовые метасоматиты; минералы: пирит, халькопирит и галенит. Содержания меди - до 0,2%, цинка - 0,04%, свинца - до 0,57%, золота - 0,4 г/т, серебра - 10,0 г/т
II-2	35	Обн. 5649Г	[57]	ПМ. Серицитизированные и окварцованные риодациты, среднего девона. Содержания меди - 0,01%, цинка - 0,01%, свинца - до 0,4%
II-2	37	Ириклинское II	[64]	ПМ. Породы третьей подтолщи (метабазалты и их туфы) александринской толщи, рассланцованные, окварцованные, зачастую до вторичных кварцитов, ожелезненные с пиритом. С поверхности представляют собой бурые железняки с халькопиритом, борнитом, сфалеритом. Содержания меди - до 0,03%, цинка - 0,007%, свинца - 0,01%
II-3	15	Андреевский (Жуламансайский)	[57]	П. Ороговикованные и окварцованные дациты среднего девона с вкрапленностью и прожилками пирита, халькопирита, магнетита, реже отмечаются борнит и ковеллин. Содержания меди - до 0,3%, цинка - 0,006-0,02%, свинца - до 0,001-0,006%
III-2	4	Участок Колдав	[64]	ПМ. Лавы афировых и плагиопорфировых базальтов, их туфы третьей подтолщи александринской толщи, пиритизированные, окварцованные. Содержания меди - 0,01-0,015%, цинка - 0,01-0,008%, свинца - 0,001%
III-2	9	Северо-Джусинское-III	[56]	П. Туфы дацитов третьей подтолщи александринской толщи с прослоями лав дацитов и андезидацитов. Туфы с серицитизированы и окварцованы, содержат линзы вкрапленных руд (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит)
III-2	10	«Скважина 3530»	[56]	ПМ. Вкрапленность пирита, халькопирита, галенита и сфалерита. Содержание меди - 0,1%, цинка - 0,1%, свинца - 0,06%
III-2	14	«Скважина 40В»	[56]	ПМ. Вкрапленность тонко- и мелковкрапленного пирита. Содержание меди - 0,15%, цинка - 0,06%, свинца - 0,03%
III-2	15	Элеваторное	[56]	П. Проявление сложено породами второй подтолщи александринской толщи. В западной части проявления вмещающие прорваны породами Теренсайского массива. Здесь отмечается комплексная аномалия меди, цинка, свинца, серебра, кобальта и других элементов
III-2	16	Каинды-Кумакское	[64]	П. Эпидотизированные лавы андезибазальтов (третья подтолща александринской толщи) с густой вкрапленностью и прожилками пирита. Содержания меди - 0,002-0,01%, цинка - 0,01-0,004%, свинца - 0,006-0,008%
III-2	18	Северо-Джусинское-I	[56]	ПМ. Участок проявления расположен в южной части кальдеры Элеваторной, сложенной породами второй

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				подтолщи александринской толщи. Здесь скважиной вскрыта линза сплошных руд сложенных пиритом, халькопиритом и галенитом
III-2	22	Западно-Джусинское	[56]	ПМ. Площадь проявления сложена породами третьей подтолщи александринской толщи. В кварц-серицитовых метасоматитах отмечается прожилково-вкрапленная минерализация, представленная пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом
III-2	25	Таубекты	[64]	ПМ. Сульфидная минерализация приурочена к интенсивно окварцованным андезибазальтам (третья подтолща александринской толщи) с тонкорассеянной вкрапленностью пирита. Содержания меди - до 0,03%, цинка - до 0,05%, свинца - до 0,3%
III-2	26	Южно-Джусинское I	[56]	ПМ. Оруденение приурочено к маломощным зонам кварц-серицитовых метасоматитов в породах третьей подтолщи александринской толщи. Сульфидная минерализация представлена пиритом, реже - халькопиритом, сфалеритом и галенитом
III-2	27	«Скважина 2766»	[56]	ПМ. Кварц-серицитовые метасоматиты в породах третьей подтолщи александринской толщи. Повышенные содержания меди и цинка, свинца
III-3	15	Верхне-Будамшинское	[56]	ПМ. Площадь проявления сложена породами третьей подтолщи александринской толщи. В метасоматитах кварц-серицитового состава прожилково-вкрапленная минерализация, представленная пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом
IV-2	1	Южно-Джусинское II	[56]	П. Кварц-серицитовые метасоматиты в породах третьей подтолщи александринской толщи. Вкрапленность сульфидов: пирит, сфалерит, халькопирит. Содержание меди - 0,4%, цинка - 1,3%
IV-2	7	«Скважина 88»	[64]	ПМ. Проявление локализовано в зоне ороговикованных, гематитизированных туфах урлядинской толщи среднего-верхнего девона с повышенным содержанием пирита. В интервале 43-46,5 м отмечены прожилки сульфидов, а с глубины 46,5 м (до забоя - 69 м) прожилки, гнезда и рассеянная вкрапленность пирита, халькопирита. Содержания меди - до 0,06%, цинка - до 0,04%, свинца - 0,005%
IV-2	18	Обнажение 1053	[64]	ПМ. Проявление локализовано в ороговикованных, дацитах урлядинской толщи среднего-верхнего девона. Содержания меди - 0,03%, цинка - 0,03%, свинца - 0,005%
IV-2	19	«Скважина 110»	[64]	ПМ. Эпидотизированные и хлоритизированные габбро с тонкими прожилками карбонатов и гидроокислов железа. Содержания меди - 0,1%, цинка - 0,01, свинца - 0,0006%
IV-2	22	Участок Кара-Тюбе	[64]	ПМ. Двумя картировочными скважинами вскрыты metabазальты с и их туфы с участками тонкорассеянной убогой вкрапленности пирита. Содержания меди - 0,03%, цинка - до 0,02%, свинца - до 0,02%
IV-3	6	«Скважина 3990»	[56]	ПМ. Вкрапленность пирита, сфалерита, халькопирита в измененных дацитах. Содержание меди - 0,26%, цинка - 0,41%, свинца - 0,1%
IV-3	9	Северо-Карабутакское	[56]	П. Проявление сложено лавами дацитов, трахидацитов, риодацитов и туфов того же состава четвертой подтолщи александринской толщи. На глубине 170-526 м вскрыты туфы дацитов с прослоями лав андезитов и дацитов. Здесь сплошные руды залегают в зоне кварц-серицитовых метасоматитов. Главные рудные минералы: пирит, халькопирит и сфалерит. Содержание меди - 2,4%, цинка - 0,3%, свинца - 0,03%, серы - 44,4%, золота - 0,78 г/т, серебра - 4,96 г/т
IV-3	10	Аномалия-16	[56]	П. В 8,5 км на восток-северо-восток от д. Караганка. Проявление сложено лавами дацитов, трахидацитов, риодацитов и туфов того же состава четвертой подтолщи александринской толщи. Отмечены дайки габбро-диоритов и диоритов. Проявление представляет собой зону метасоматитов, содержащих вкрапленность сульфидов. Протяженность зоны - до 700 м, мощность измененных пород - 200 м. Рудные минералы: пирит, халькопирит и сфалерит. Содержание меди - до 2,0%, цинка - 0,14%, свинца - 0,03%, золота - 2,0 г/т,

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	17	Аномалия-1	[56]	серебра - 40 г/т П. Западная часть кальдеры Родниковой, сложенная породами второй подтолщи александринской толщи. Субвулканические образования представлены дайками андезидацитов и габбродолеритов. 5 рудных тел линзовидной формы. Руды вкрапленные и сплошные, преобладают первые. Главные рудные минералы: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит; второстепенные: пирротин, борнит, арсенопирит. Средние содержания цинка - 2,73%, свинца - 1,1%, меди - 0,665%, серы - 12,59%, золота - 0,8 г/т, серебра - 31,2 г/т
<i>Свинец, цинк</i>				
II-2	6	Речное-II	[57]	П. Представлено вкрапленностью пирита, галенита и сфалерита в кварц-карбонатных прожилках в небольшом (внемасштабном) массиве гранитоидов среднеушкатинского комплекса
<i>Медь, молибден</i>				
I-2	28	Кусемское	[21]	П. Рудопоявление приурочено к тектонически ослабленной контактовой зоне интрузива, которая сопровождается брекчированием пород, хлоритизацией, эпидотизацией, окварцеванием с образованием брекчиевидных кварцитов. Представлено вкрапленностью, мелкими гнездами и прожилками пирита, реже - халькопирита и молибденита мощностью не более 1 мм, в редких случаях - до 5 мм. Прожилки молибденита отмечаются как в интрузиве, так и во вмещающих породах и брекчиевидных кварцитах. Максимальное содержание молибдена - 0,126%. Здесь же установлено повышенное содержание золота (до 0,1 г/т) и серебра (0,2-5 г/т)
IV-1	1	Ансукапай	[97]	П. Участок проявления сложен серицитизированными вулканитами среднего-основного состава урлядинской толщи, которые прорываются штоком граносиенитов с порфиroidной структурой. Рудная минерализация представлена пиритом, магнетитом, халькопиритом, молибденитом. По результатам спектрального анализа по двум скважинам содержание полезных компонентов варьирует: меди - от 80 до $400 \cdot 10^{-3}\%$ , молибдена - от 2 до $100 \cdot 10^{-3}\%$
IV-1	3	Золотая горка	[97]	П. Проявление локализовано в ороговикованных, гематитизированных субвулканических габбродолеритах урлядинской толщи среднего-верхнего девона. Содержания меди - 0,01%, цинка - 0,01%, молибдена - 0,003%
IV-2	8	Участок Железнодорожный	[64]	ПМ. Северный экзоконтакт Мусогатского массива. Оруденение локализовано в ороговикованных, гематитизированных туфах и лавах урлядинской толщи среднего-верхнего девона, а также рвущих дайках габбродолеритов. Содержания меди - до 0,06%, свинца - до 0,005%, цинка - 0,03%, молибдена - 0,003%
IV-2	20	Жартыкольское	[64]	П. Проявление локализовано в зоне окварцованных, эпидотизированных хлоритизированных вулканогенных пород урлядинской толщи среднего-верхнего девона с повышенным содержанием халькопирита и пирита. Содержания меди - до 0,05%, цинка - до 0,4%, молибдена - до 0,0005%
IV-2	21	Участок Южно-Жартыкольский	[64]	ПМ. Породы третьей подтолщи (андезиты и их туфы) александринской толщи, в значительной степени, окварцованы, хлоритизированы, эпидотизированы с повышенным содержанием халькопирита и пирита. Содержания меди - до 0,05%, цинка - до 0,04%, молибдена - до 0,0005%
<i>Никель, кобальт</i>				
I-1	2	Северо-Жульдыбайское	[71]	П. Кора выветривания массива серпентинитов площадью около 2 км <sup>2</sup> на склонах водоразделов, где она достигает 4 м. Отмечаются линейные коры выветривания, где мощность достигает 54 м (скв. 41). Максимальное содержание северной части массива: никеля - 0,3%, кобальта - 0,03%
I-1	9	Южно-Жульдыбайское	[71]	П. Кора выветривания массива серпентинитов площадью около 4 км <sup>2</sup> сохранилась на склонах водоразделов. Содержание никеля - 0,2%, кобальта - 0,02%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	1	Скв. 350, 351, 241, 349	[57]	ПМ. Кора выветривания мелкого безымянного массива ультрабазитов. По скв. 350 в интервале 12-52 м содержание никеля - 0,08-0,6%, кобальта - 0,006-0,01%; по скв. 351 в интервале 28-32 м никеля - 0,3-0,5%, кобальта - 0,015-0,02%; по скв. 241 в интервале 24-44 м никеля - 0,06%; по скв. 349 в интервале 5-45 м никеля - 0,1-0,4%, кобальта - 0,01-0,06%
I-2	24	Скв. 81	[57]	ПМ. Кора выветривания мелкого массива ультрабазитов. По скв. 81 в интервале 36-40 м содержание никеля - 0,06-1,0%, кобальта - 0,001-0,00%
I-3	23	Скв. 434Г, 435Г	[57]	ПМ. Кора выветривания мелкого массива ультрабазитов. По скважине №434Г в интервале 0-14 м содержание никеля - 0,15-0,4%, кобальта - 0,01-0,02%; по скважине №435Г в интервале 0-26 м никеля - 0,15-0,3%, кобальта - 0,01-0,02%
I-3	24	Скв. 438Г (в 11 км на восток от с/х Майский)	[57]	ПМ. Кора выветривания мелкого безымянного массива ультрабазитов. В интервале 6-15 м содержание никеля - 0,1-0,4%, кобальта - 0,005-0,02%
I-3	29	б/н	[57]	П. Полоса развития коры выветривания серпентинитов размером 100x700 м при мощности 10-20 м. Содержание никеля по участку достигает 0,2%, кобальта - до 0,005%
I-3	35	б/н	-	ПМ. Вблизи р. Урус-Кискен отмечены повышенные содержания никеля
I-3	40	б/н	[57]	ПМ. Кора выветривания мелкого безымянного массива ультрабазитов. Отмечаются повышенные содержания никеля и кобальта
I-3	45	Скв. 470Г, 472Г	[57]	ПМ. Кора выветривания мелкого безымянного массива ультрабазитов. По скв. 470Г в интервале 0-27 м содержание никеля - 0,1-0,3%, кобальта - 0,01-0,02%; по скв. 472Г в интервале 12-24 м никеля - 0,15-0,2%, кобальта - 0,006-0,03%
I-3	48	Скв. 446Г	[57]	ПМ. Кора выветривания мелкого массива ультрабазитов. В интервале 0-22 м содержание никеля - 0,1-0,3%, кобальта - 0,01-0,02%
I-3	51	Скв. 444Г	[57]	ПМ. Кора выветривания безымянного массива ультрабазитов. В интервале 0-18 м содержание никеля - 0,1-0,3%, кобальта - 0,01-0,02%
II-2	12	Скв. 129	[57]	ПМ. Кора выветривания мелкого безымянного массива ультрабазитов. В интервале 32-36 м содержание никеля - 0,2-0,5%, кобальта - 0,005-0,02%
II-3	3	Скв. 236Г	[57]	ПМ. Кора выветривания мелкого безымянного массива ультрабазитов. В интервале 18-30 м содержание никеля - 0,2-0,3%, кобальта - 0,008-0,01%
IV-2	2	б/н	[56]	ПМ. Кора выветривания мелкого массива ультрабазитов. В коре выветривания в роторной скважине №351 в интервале 15-34 м содержание никеля - 0,2-0,4%, кобальта - 0,03-0,06%
IV-2	3	б/н	[56]	ПМ. Кора выветривания мелкого массива ультрабазитов. В коре выветривания в роторной скважине №340 в интервале 10-50 м содержание никеля - 0,04-0,2%, кобальта - 0,02-0,04%
IV-2	4	б/н	[56]	ПМ. Кора выветривания мелкого безымянного массива ультрабазитов. В коре выветривания в роторной скважине №707 интервале 65-90 м содержание никеля - 0,06-0,1%, кобальта - 0,01-0,03%
IV-2	9	б/н	[56]	ПМ. Кора выветривания мелкого безымянного массива ультрабазитов. В коре выветривания в роторной скважине №358 интервале 10-20 м содержание никеля - 0,08-0,3%, кобальта - 0,015-0,03%
IV-2	15	Скв. 444Г	[56]	ПМ. Кора выветривания мелкого безымянного массива ультрабазитов. В коре выветривания в роторной скважине №464 интервале 10-15 м содержание никеля - 0,3%, кобальта - 0,015-0,03%
<i>Молибден</i>				
I-4	4	Маячное	[93]	П. Представляет собой семь кварцевых жил, залегающих в экзоконтакте Каиндинского гранитного массива в основных эффузивах айдырлинской толщи, молибденит образует редкую вкрапленность в кварце. Со-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				держание колеблется от 0,009 до 0,07%. Длина кварцевых жил не превышает 5-10 м, мощность их не более 0,5-0,8 м
III-3	17	б/н	[56]	ПМ. Развал глыб скарнов среди гранитоидов Карабутацкого массива площадью 8х14 м. В скарнах развиты тонкие (до 1 см) прожилки белого кварца. В кварце изредка отмечается молибденит. Содержание молибдена - от 0,0008 до 0,08%
IV-3	3	б/н	[56]	ПМ. Элювиальные обломки обохренных грейзенов в зоне контакта Карабутацкого гранитоидного массива и сланцев кукбуктинской толщи. Содержание молибдена - 0,08%
IV-3	7	б/н	[56]	ПМ. Обломки обохренных грейзенов в зоне контакта Карабутацкого гранитоидного массива и сланцев (останец) кукбуктинской толщи. Содержание молибдена - 0,08%
<i>Вольфрам</i>				
I-2	17	Скв. 6111	[57]	ПМ. Скв. 6111 на левом берегу р. Суундук под аллювиальными песками в интервале 7-46,8 м вскрыта глинистая кора выветривания углистых, углисто-кремнистых сланцев и алевролитов нижнего карбона. Содержание вольфрама в интервале 7,0-42,0 м составляет от 0,002 до 0,02%, в интервале 42,0-46,0 м - 0,06%
I-3	5	б/н	[57]	ПМ. Элювий кварцевых жил в гранодиоритах Каиндинского массива с содержанием шеелита 0,5 г на пробу
I-3	8	Октябрьское	[57]	П. Проявление расположено в западном экзоконтакте Каиндинского массива гранитоидов в узле пересечений субмеридиональных разломов с зоной субширотных в мраморах, известняках, алевролитах, доломитах и песчаниках карбонатно-терригенной толщи нижнего карбона. Рудная зона представляет собой тектоническую брекчию с вкрапленниками и прожилками пирита, халькопирита, блеклых руд, магнетита и шеелита. Содержание вольфрама в брекчированных известняках составляет от 0,001 до 0,1%
I-3	39	б/н	[57]	ПМ. В 2 км северней пос. Энбекши. Элювий кварцевых жил в гранодиоритах Каиндинского массива. Содержание вольфрама составляет от 0,08%, свинца - 0,04%, серебра - 5 г/т
I-3	41	б/н	[57]	ПМ. В 2 км северо-восточней пос. Энбекши. Элювий кварцевых жил в гранодиоритах Каиндинского массива с содержанием шеелита до 10 знаков на пробу, а в одной пробе 53 знаков шеелита
I-3	49	б/н	[57]	ПМ. Скв. 4738 в интервале 4-8,5 м вскрыта глинистая кора выветривания туфов нижнего-среднего девона с содержанием вольфрама - 0,06%
II-2	4	б/н	[57]	ПМ. Скв. 6630 в интервале 0,0-16,0 м вскрыта глинистая кора выветривания дацитов и их туфов нижнего карбона с содержанием вольфрама в интервале 5-10 м - 0,15%; 10-16 м - 0,002%
IV-4	1	Участок Северный	[55]	П. Серия тел пегматоидных гранитов прорывающих докембрийские гнейсы. Мощность тел от первых см до 12 м, длина - до 20-25 м. Содержание вольфрама - 0,04-0,09%. Отмечается также тантал - 0,002-0,005%, ниобий - 0,007%, бериллий - 0,0003%
<i>Алюминий</i>				
IV-2	11	Мусогатское	[64, 94]	П. Обломки каменистых бокситов на размытой коре выветривания, содержащих Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 37,83%, SiO <sub>2</sub> - 43%, Fe - 27,55%
IV-2	12	Карагандысайское	[56]	П. На площади около 0,04-0,05 км <sup>2</sup> встречено несколько мелких скоплений бокситов каменистых, слагающих горки высотой 2-3 м. Горки имеют характер останцов. По данным химического анализа бокситов содержания Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 35-45%, SiO <sub>2</sub> - 1,6-3,06%; глинистые - Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 24-39%, SiO <sub>2</sub> - 13-42%
<i>Висмут, бериллий, молибден</i>				
II-3	6	б/н	[57]	П. Кварцевые жилы залегают среди гнейсодиоритов, измененных до серицитовых, кварц-серицитовых,

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				хлорит-серицитовых метасоматитов. Метасоматиты пронизаны кварцевыми прожилками мощностью жил до 0,2 м. Содержание висмута в отдельных жилах доходит до 0,05%, молибдена - до 0,008%, бериллия - 0,002-0,0002%
II-3	7	Елизаветинское	[57]	П. Кварцевые жилы залегают среди гранитизированных пород в северном экзоконтакте Адамовского интрузива. Всего на проявлении насчитывается до 80 кварцевых жил. Мощность жил колеблется от 0,1 до 1,2 м, а длина - от 10 до 30 м. В некоторых из этих кварцевых жил были обнаружены кристаллы берилла, висмутита, иногда базовисмутита. Содержание висмута в отдельных жилах доходит до 0,6%, молибдена - до 0,005%, бериллия - 0,0002-0,0005%
II-3	8	б/н	[57]	ПМ. Зона грейзенизированных гранитов в виде субмеридиональной полосы шириной 50-150 м и длиной 800 м. В зоне грейзенизации развалы кварцевых жил. Содержит кристаллы висмутита и пирита. Содержание висмута - до 0,1-0,5%, молибдена - 0,02-0,008%, бериллия - 0,0002-0,0005%
II-3	9	б/н	[57]	ПМ. Развалы кварцевой жилы. Содержание висмута - 0,0008-0,5%, молибдена - 0,0003-0,04%, бериллия - 0,00015%
II-3	10	Скв. 9037Г	[57]	ПМ. На глубине 27,5-28 м кварцевой жилы. Содержание висмута - 0,6%, молибдена - 0,002%, бериллия - 0,0004%
II-3	13	б/н	[57]	ПМ. Дресва грейзенизированных гранитов и глыбы кварцевой жилы. Содержание висмута в гранитах и кварце - 0,001-0,1%, молибдена - 0,001%, бериллия - 0,0001%
II-3	14	б/н	[57]	ПМ. Насыщенные прожилками кварца гнейсодiorиты измененные до кварц-серицитовых, серицитовых, хлорит-серицитовых метасоматитов. Содержание висмута в кварце - 0,003-0,05%, молибдена - 0,008-0,004%, бериллия - 0,02-0,0002%. В метасоматитах висмута - до 0,008%, молибдена - 0,008-0,004%, бериллия - 0,02-0,0002%
II-4	14	Каменнологское	[96]	П. Кварцевые жилы среди гранитизированных пород в северном экзоконтакте Адамовского интрузива. Мощность жил колеблется от 0,1 до 1,2 м, а длина - от 10 до 250 м. В некоторых жилах кристаллы висмута и берилла
<b>Редкие металлы и редкоземельные элементы</b>				
<i>Бериллий</i>				
III-3	10	Баймуратское	[56]	П. Ряд пегматитовых, кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил, прорывающих толщу гнейсов. Жилы имеют небольшие размеры. Мощность их от десятка см до 1 м, редко - до 2 м. Протяженность - от 10-15 до 50-100 м. Содержание бериллия в отдельных жилах доходит до 0,04%. Видимые кристаллы берилла встречаются сравнительно редко. Размер их не превышает 1-1,5 см
IV-4	6	Мечетинское	[55]	П. Серия пегматитовых, кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил, прорывающие мраморы нижнего карбона. Содержание бериллия в пегматитовых жилах - меньше 0,04-0,02%, видимых кристаллов берилла не обнаружено
<i>Тантал, ниобий, бериллий</i>				
IV-3	12	б/н	[56]	П. Пегматитовая жила длиной 40 м, мощностью 0,5 м. Содержание тантала - 0,005%, ниобия - 0,008-0,037%, бериллия - 0,001-0,003% (спектральный анализ)
<i>Редкие земли</i>				
I-2	5	б/н	[57]	ПМ. Элювиальная щебенка кремнисто-гидрослюдисто-железистой коры выветривания песчаников нижнего карбона. Содержание иттрия - 0,3%, церия - 0,3%, лантана - 0,3%, иттербия - 0,02%
I-2	10	б/н	[57]	ПМ. Глинистая кора выветривания углисто-глинистых алевролитов и сланцев нижнего карбона. Содержа-



Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ние церия - 0,01%, лантана - 0,06%
I-3	12	б/н	[57]	ПМ. Глинистая кора выветривания белого цвета известняков нижнего карбона. Содержание иттрия - 0,3%, церия - 0,02%, лантана - 0,015%, иттербия - 0,03%
I-3	21	б/н	[57]	ПМ. Элювиальная щебенка кремнисто-гидрослюдисто-железистой коры выветривания плагиоклаз-хлоритовых сланцев ордовика. Содержание церия - 0,2%, лантана - 0,06%
I-3	26	Скв. 4403	[57]	ПМ. Скважиной вскрыта кора выветривания полевошпат-хлоритовых сланцев джусинской толщи нижнего девона. На глубине 20-25 м содержание скандия - 0,1%
I-3	28	Мироновское	[57]	П. Южная часть синклинальной структуры размером 4x7 км, сложенной осадочными и вулканогенными породами нижнего карбона, перекрытыми глинистыми и глинисто-щебенистыми корами выветривания мезозойского возраста. Мощность коры выветривания колеблется от 50 до 280 м, в среднем ~70,0 м. Общая площадь рудоносных кор выветривания равна 4,8 км <sup>2</sup> , в разрезах выделяются от одной до четырех пластообразной формы залежей, расположенных друг над другом, выклинивающихся по простиранию и по падению, мощностью от 0,5 до 12 м. Содержание РЗЭ достигает 0,03%
I-3	38	б/н	[57]	ПМ. Кварц-карбонатные метасоматиты по вулканитам нижнего-среднего девона (останец в гнейсодиоритах). Содержание церия - 0,1%, лантана - 0,08%
II-2	11	Скв. 4238	[57]	ПМ. Скважиной вскрыта кора выветривания полевошпат-хлоритовых сланцев джусинской толщи нижнего девона. На глубине 7-12 м содержание иттрия - 0,2%, церия - 0,015%, лантана - 0,15%, иттербия - 0,015%, вольфрама - 0,08%
II-2	13	Скв. 49	[57]	ПМ. Глинистая кора выветривания вулканогенно-осадочных пород нижнего карбона. Содержание иттрия - 0,3%, церия - 0,05%, лантана - 0,04%, иттербия - 0,03%
II-2	14	б/н	[57]	ПМ. Глинистая, щебенисто-глинистая кора выветривания по углисто-глинистым, углисто-кремнисто-глинистым сланцам нижнего карбона. Содержание иттрия - 0,06%, церия - 0,02%, лантана - 0,02%
II-3	2	б/н	[57]	ПМ. Глинистая кора выветривания по гнейсодиоритам верхнеордовикского-нижнесилурийского копинского комплекса. Содержание церия - 0,1%, лантана - 0,08% (останец в гнейсодиоритах), иттрия - 0,3%, иттербия - 0,01%
<b>Благородные металлы</b>				
<i>Золото</i>				
I-2	2	б/н	[57]	ПМ. Элювиальная щебенка углисто-кремнистых сланцев нижнего карбона. Содержание золота в 17 пробах - 0,01-0,1 г/т, максимальное - 1,0 г/т
I-2	8	Восточно-Коскульское	[57]	П. Участок проявления пространственно совпадает с эрозионно-тектонической депрессией и сложен отложениями нижнего карбона. Содержания золота в коре выветривания - 1,0 г/т, достигая в редких случаях до 2,0 г/т
I-2	9	Коскульское	[57]	П. Участок проявления приурочен к зонам интенсивной метасоматической проработки (серицитизация, березитизация) черносланцевых пород нижнего карбона, прорванных многочисленными дайками габбро, монцогаббро, монцодиоритов, монзонитов. Содержания золота составляют 1-1,5 г/т, достигая в отдельных случаях 15 г/т. Сопутствующие элементы: мышьяк, молибден, медь, цинк
I-2	11	б/н	[57]	ПМ. Дайка габбродолеритов измененная до хлорит-карбонат-серицитовых березитов с вкрапленностью окисленного пирита. Содержания золота - 0,4 г/т, серебра - 8г/т, меди - 0,3%, цинка - 0,08%, свинца - до 0,08%, мышьяка - 0,02%
I-2	12	б/н	[57]	ПМ. Дайка габбродолеритов измененная до хлорит-карбонат-серицитовых березитов с вкрапленностью

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	14	Скв. 6146	[57]	окисленного пирита (развалы кварцевой жилы). Содержания золота - от 0,01 до 5 г/т ПМ. Конгломераты и глинистые сланцы с дайками габбродолеритов. Габбродолериты изменены до хлорит-карбонат-серицитовых березитов с вкрапленностью окисленного пирита и магнетита. Содержания золота - от 0,003 до 0,5 г/т
I-2	15	б/н	[86]	П. Террасовые отложения р. Суундук (вторая надпойменная терраса). Мощность золотоносных песков - первые метры, протяженность россыпи ~600-700 м, ширина ~ до 200 м
I-2	20	б/н	[57]	П. Золотоносные отложения представлены песками и галечниками с прослоями плотных супесей и глин неогенового возраста. Плотик представлен маршаллитами по окремненным известнякам нижнего карбона. Максимальные содержания золота приурочены к приплотиковой части мощностью 1,6 м, где содержания золота составляют 10-100 мг/м <sup>3</sup> . Золото мелкое, часто листоватое
I-2	21	б/н	[57]	П. Золотоносные отложения представлены песками и галечниками с прослоями плотных супесей и глин неогенового возраста мощностью 1,8-5,4 м. Плотик сложен корой выветривания пород джусинской толщи нижнего девона. Максимальные содержания золота приурочены к приплотиковой части мощностью 1,4 м, где содержания золота составляют 12-58 мг/м <sup>3</sup>
I-2	32	Карстовая воронка	[57]	П. Карстовая воронка в известняках каменноугольного возраста, заполненная песками, конгломератами, галечниками, глинами песчанистыми. Отобрано 53 шлица, золото обнаружено в 28. Золото мелкое и пылевидное, комковатое, иногда чешуйчатое, неокатанное
I-3	2	б/н	[57]	ШП. Поток рассеяния золота выявлен в современных аллювиальных отложениях (галечники, гравий, пески) в долине р. Суундук и его правого притока у северной рамки листа. Содержание золота - 3-9 знаков на пробу
I-3	3	б/н	[57]	ПМ. Щебень слабо березитизированных и рассланцованных лейкоплагиогранитов в гранодиоритах. Содержание золота - 0,01-0,1 г/т, максимальное - 1,0 г/т
I-3	6	б/н	[57]	ПМ. Жила кварца в диоритах. Содержание золота - до 1,0-1,5 г/т
I-3	9	б/н	[57]	ПМ. Кварцевая жила мощностью 0,3 м в березитизированных гранитах Каиндинского массива, содержание золота - 1,0 г/т. Разрабатывалась ранее северней старателями, где установлены содержания 10,0 г/т
I-3	10	Октябрьское	[57]	П. Глинистая кора выветривания по кварцевым диоритам Каиндинского массива и терригенным, терригенно-вулканогенным отложениям нижнего карбона. Средняя мощность коры выветривания - 40 м, максимально вскрытая - 194 м. Содержания золота - от 0,1-0,8 до 1,0 г/т, максимальное - 10 г/т
I-3	11	б/н	[57]	ПМ. Развал кварцевой жилы среди гранодиоритов Каиндинского массива. Содержания золота - до 0,8 г/т
I-3	15	б/н	[57]	ПМ. Конгломераты мелового возраста, состоящие из обломков кварца и кварцитов. Содержания золота в конгломератах - до 0,8 г/т
I-3	27	б/н	[57]	ШП. Золото связано с современными аллювиальными отложениями р. Урус-Кискен. И обнаружено шлиховым опробованием в количестве 3-9 знаков на 1 пробу
I-3	33	б/н	[57]	ПМ. Березитизированные мигматиты по гнейсодиоритам. Содержание золота в мигматитах - до 0,8 г/т
I-3	44	б/н	[57]	ПМ. Развал кварцевой жилы в оталькованных серпентинитах. Содержания золота - до 1,5 г/т
I-3	50	б/н	[57]	ПМ. Щебень охристо-кремнистых образований коры выветривания по плагиоклаз-хлорит-серицитовым сланцам. Содержание золота - 0,5-0,8 г/т, единичная проба - 3,0 г/т
I-3	52	б/н	[57]	ПМ. Щебень кварца среди березитизированных плагиогранитов (дайка в сланцах нижнего ордовика). Содержание золота - 1,0 г/т
I-4	5	б/н	[97]	ПМ. Щебень кварцевой жилы. Содержание золота - сотые доли г/т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-1	2	Суундукская	[86]	П. Отложения второй надпойменной террасы р. Суундук на правом борту. Мощность золотоносных песков - первые метры, площадь - около 2 км <sup>2</sup> . Сведений о запасах и добытом металле не имеется
II-1	6	б/н	[86]	П. Террасовые отложения р. Суундук (вторая надпойменная терраса). Мощность золотоносных песков - первые метры, протяженность россыпи ~ до 1000 м, ширина ~ до 500 м
II-1	8	б/н	[57]	ПМ. Скв. КГК вскрыта кора выветривания углистых алевролитов, известняков и сланцев с содержанием золота от сотых долей до 0,1-0,2 г/т
II-2	1	б/н	[57]	ПМ. Кора выветривания углистых алевролитов и сланцев с содержанием золота от сотых долей до 0,1 г/т
II-2	29	б/н	[57]	ПМ. Линза тальцитов среди кремнистых пород среднего девона (мощность 7-10 м). Содержание золота - до 1,0 г/т
II-4	1	Северо-Восточное	[96]	П. Зона дробления и окварцевания в кварцевых диоритах крыклинского комплекса. Золото в количестве 10 знаков встречено в скв. 14 в протолочной пробе из керна
II-4	5	б/н	[96]	ПМ. Зона дробления и окварцевания в габбро крыклинского комплекса. Содержания золота - до 1,0 г/т в развалах жильного кварца
II-4	7	б/н	[96]	ПМ. Зона дробления и окварцевания в габбро крыклинского комплекса. Повышенные содержания золота (до 1,0 г/т) в развалах жильного кварца
II-4	13	Железная Гора	[96]	П. Проявление представлено многочисленными кварцевыми жилами мощностью от 1 до 2-4 м в сланцах энбекшинской толщи, зачастую отработанных. В пробе, отобранной из отвалов одной из жил. Содержания золота составили 16,8 г/т, по остальным - до 1,0 г/т
II-4	16	б/н	[96]	ПМ. Зона дробления и окварцевания в лейкогранитах Адамовского массива с содержанием золота до 1,0 г/т в развалах жильного кварца
II-4	17	б/н	[96]	ПМ. Зона дробления и окварцевания в лейкогранитах Адамовского массива. В жилах кварца с поверхности содержания - до 1,0 г/т
III-2	20	Будамшинское	[56]	П. Представляет собой шесть кварцевых жил длиной до 400 м и мощностью 0,5-1,0 м, рвущих габбро Теренсайского массива. Жилы сложены молочно-белым плитчатым кварцем. Содержание золота в двух пробах - 0,6-1,4 г/т. На глубину проявление не изучалось
III-3	7	Теренсайское	[56]	П. Представляет собой несколько кварцевых жил среди пород джусинской толщи. Прослеженная длина жил - 100 м, мощность - от 1,0 до 2,0 м. Жилы сложены белым плитчатым кварцем. В отвалах из отработанных жил установлено шлиховое золото
IV-2	6	б/н	[56]	ПМ. Развал белого крупнокристаллического кварца среди пород нижнего карбона. Содержание золота - 0,3-1,0 г/т
IV-3	2	б/н	[55]	ПМ. Небольшой развал кварца жильного среди останцов углисто-кремнистых сланцев андреевской толщи в гранитах Карабутацкого массива. Кварц белого и желтого цвета содержит вкрапленность окисленного пирита и повышенными содержаниями золота (до 0,1 г/т)
<i>Платина</i>				
I-1	4	Участок Базарбайский-1	[49]	ПМ. В габбро, габбродиоритах первой фазы Базарбайского массива куйбасовского комплекса в скважине №4474 в интервале 301,4-339,9 м прослой, обогащенный магнетитом, ильменитом, сфалеритом, галенитом, пирротином. Здесь же, наряду с повышенными содержаниями железа и ильменита, отмечаются повышенные содержания: платины - 0,12-0,35 г/т, палладия - 0,0126-0,054 г/т, осмия - 0,011-0,012 г/т, рутения - 0,015-0,060 г/т, родия - меньше 0,003 г/т, иридия - меньше 0,01 г/т. Визуально минералы платины не установлены. В других скважинах опробование на платину не выполнялось

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<b>Радиоактивные элементы</b>				
<i>Уран</i>				
I-2	3	Скв. 610Г	[57]	РА. Аномальная радиоактивность установлена в глинистой коре выветривания, предположительно - габбро. По скв. 560Г, 521Г установлена радиоактивность 60-70 мкР/ч на глубине 42-53 м. По данным РСА (по 2 пробам) содержание урана достигало $(10-21) \cdot 10^{-4}\%$ , тория - $5 \cdot 10^{-4}\%$
I-2	4	Северо-Коскульская	[57]	РА. Радиоактивная аномалия в глинистой коре выветривания глинистых сланцев. По скв. установлена радиоактивность 80 мкР/ч на глубине 86,8-87,8 м. По данным РСА содержание урана достигало $9 \cdot 10^{-4}\%$ , тория $< 2 \cdot 10^{-4}\%$
I-3	30	Мироновская	[57]	РА. Радиоактивная аномалия в глинистой коре выветривания пород, в западном экзоконтакте Каиндинского массива гранитоидов по скв. 9008, 989, 995, 987, 9016, 9018 радиоактивность - 100-110 мкР/ч на глубине 30-50-70 м. По скв. 995 радиоактивность достигает 280 мкР/ч. По данным рентгеноспектрального анализа в скв. с максимальной радиоактивностью содержание урана достигало $300 \cdot 10^{-4}\%$ , тория - $25 \cdot 10^{-4}\%$
I-3	31	Энбекшинская	[57]	РА. Радиоактивная аномалия в глинистой коре выветривания пород (глинистые сланцы) в западном экзоконтакте Каиндинского массива гранитоидов. По скв. 95Г радиоактивность - 80 мкР/ч на глубине 17-18 м. По данным РСА (по 3 пробам) содержание урана достигало $48 \cdot 10^{-4}\%$ , тория - $4 \cdot 10^{-4}\%$
II-5	5	Урус-Кискенская	[57]	РА. По скв. 9011Г в глинистой коре выветривания гнейсодиоритов радиоактивность - 40-115 мкР/ч на глубине 6,0-9,5 м. По данным РСА (по 5 пробам) содержание урана достигало $(16-67) \cdot 10^{-4}\%$ , тория - $(12-30) \cdot 10^{-4}\%$
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Оптические материалы</b>				
<i>Кварц оптический и пьезоэлектрический</i>				
I-2	27	Нурбай	[57]	П. 129 кварцевых жил в терригенно-осадочной толще раннего карбона и жильных гранитоидах, а также корах выветривания по ним. Длина жил до 20 м, мощность 0,5-2,0 м. В хрусталеносных жилах кварц светло-серый и серовато-белый. Размер кристаллов кварца - от 15 до 60 см
I-4	2	б/н	[96]	П. В развалах кварцевых жил наряду с белым сливным кварцем отмечены мелкие пустоты, выполненные друзами и единичными мелкими кристаллами горного хрусталя
I-4	12	б/н	[93]	П. В развалах кварцевых жил среди сланцев энбекшинской толщи наряду с белым сливным кварцем отмечены мелкие пустоты, выполненные друзами и единичными мелкими кристаллами горного хрусталя
I-4	13	б/н	[93]	П. В развалах кварцевых жил среди гранитов наряду с белым сливным кварцем отмечены мелкие пустоты, выполненные друзами и единичными мелкими кристаллами горного хрусталя
II-4	2	Северо-Восточное	[56]	П. Россыпи кварца и горного хрусталя локализуются на контакте пестроцветных неогеновых глин и глинистой коры выветривания по гранитоидам и вулканогенным породам
III-2	3	Участок Северный	[56]	П. Россыпи кварца и горного хрусталя локализуются на контакте пестроцветных неогеновых глин и глинистой коры выветривания по гранитоидам и вулканогенным породам. Здесь в кварцевых жилах отмечаются кристаллы горного хрусталя (3-7 см по длинной оси)
III-2	17	Жильное поле-5	[56]	П. Серия развалов и высыпки жильного кварца в поле развития пород Теренсайского массива. Развалы сопровождаются россыпями обломков кварца и горного хрусталя невысокого качества. Кристаллы горного хрусталя имеют матовую шероховатую поверхность. Максимальные размеры 17х(5-6) см
III-3	1	Участок Сигнальный	[56]	П. Развалы и высыпки жильного кварца, среди которых встречается много обломков горного хрусталя невысокого качества. Вмещающие породы полевошпат-кварцево-серицит-углистые сланцы в экзоконтакте

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-3	8	Теренсайское	[56]	Теренсайского массива П. Развалы и высыпки жильного кварца, среди которых встречаются обломки горного хрусталя невысокого качества
III-4	1	Северо-Аршалинское	[96]	П. Среди пород крыклинского комплекса на площади более 200 м <sup>2</sup> встречены глыбы молочно-белого жильного кварца. Кварц содержит мелкие пустоты, выполненные друзами и единичными кристаллами горного хрусталя. Кристаллы имеют совершенную огранку, «головка» их нередко чиста. Размер кристаллов - от нескольких мм до 2,5-3,0 см (по длинной оси) и 1,0-1,5 см (в поперечнике)
IV-2	16	Обн. 5026	[56]	ПМ. Развалы кварца, среди которых отмечаются обломки горного хрусталя
IV-3	8	Обн. 6338	[56]	ПМ. Несколько развалов жильного кварца, содержащих горный хрусталь. Кристаллы горного хрусталя водяно-прозрачные, у основания - матовые, длиннопризматические
<b>Химическое сырье</b>				
<i>Флюорит</i>				
I-4	1	Маячное	[93]	ПМ. Серия кварцевых жил с кристаллами флюорита в количестве до 1-5%, достигающими до 1,0 см
II-3	11	Мещеряковское	[57]	ПМ. Серия кварцевых жил с кристаллами флюорита до 1,0 см в поперечнике (до 1-2%)
<b>Керамическое и огнеупорное сырье</b>				
<i>Каолин</i>				
I-4	9	б/н	[93]	П. Каолиновые глины коры выветривания гранитоидов среднеушкатинского комплекса. Вскрытая мощность - первые метры, реже - первые десятки метров
I-4	10	б/н	[93]	П. Каолиновые глины коры выветривания гранитоидов среднеушкатинского комплекса. Вскрытая мощность - первые метры, реже - первые десятки метров
I-4	11	б/н	[93]	П. Каолиновые глины коры выветривания гранитоидов среднеушкатинского комплекса. Вскрытая мощность - первые метры, реже - первые десятки метров
I-4	14	б/н	[93]	П. Каолиновые глины коры выветривания гранитоидов среднеушкатинского комплекса. Вскрытая мощность - первые метры (9-14 м), реже - первые десятки метров
II-2	18	Скв. 494	[57]	П. Расположено в 7,0 км к юг-юго-востоку от П. Речной. Скважиной вскрыты белые каолиновые глины коры выветривания риодацитов, мощностью около 30 м
II-2	19	Кумус-Тюбинское	[64]	П. Каолиновые коры выветривания терригенных нижнекаменноугольных пород. Вскрытая мощность около 4 м, площадь выхода - 8 км <sup>2</sup>
IV-1	13	«Скважина 269»	[97]	П. Расположена в 4,5 км на восток от с/х Плодовый. Каолиновые коры выветривания терригенных пород нижнего карбона. Вскрытая мощность - около 4 м, площадь выхода - 8 км <sup>2</sup>
<i>Кианит</i>				
II-2	32	Кумус-Тюбе	[57]	П. Линза (100x200 м) кианит-кварц-серицитовых, серицит-кианит-кварцевых; кварц-серицит-кианитовых пород. Содержание кианита в пробах - от 0,7 до 7,2%, среднее содержание - 4,1%. Размер кристаллов кианита достигает 5 см в длину. В незначительном количестве отмечаются рутил, корунд, амфибол, хлорит, хромит, гидроокислы железа
<i>Волластонит</i>				
III-3	14	Белополье	[57]	П. Проявление волластонита приурочено к северному экзоконтакту Карабутакского массива с известняками нижнего карбона. Прослежен в широтном направлении на 5 км. Вдоль контакта в известняках установлены волластонитовые и гранат-пироксеновые (тремолитовые) скарны
<b>Абразивные материалы</b>				

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<i>Опока</i>				
IV-1	5	б/н	[97]	П. Среди отложений нижнекаменноугольного возраста установлено наличие опоковидных пород с содержанием SiO <sub>2</sub> - 92,15%, которые могут быть использованы как флюсы
<b>Горнотехническое сырье</b>				
<i>Асбест</i>				
I-2	33	«Скважина 266»	[57]	П. В южном окончании небольшого массива серпентинитов встречены редкие прожилки хризотил-асбеста с длиной волокна 2 мм
I-3	34	Энбекшинское	[57]	П. На глубине 4,5 м в шурфе, пройденном по сланцам нижнекаменноугольного возраста, встречены 5 жил амфибол-асбеста. Длина жил - 1,0-1,5 м, мощность - 2-4 см. Прожилки амфибол-асбеста отмечены также в скв. 877Г, 878Г
II-4	6	Дайковое	[96]	П. Небольшая дайка пироксенитов, рвущая габбро крыклинского комплекса. В отдельных участках дайки встречены тонкие (1-1,5 см) и прожилки хризотил-асбеста
III-3	5	Баймуратское	[56]	П. Пластообразные тела оталькованных ультрабазитов и тальк-амфиболовых пород с маломощными (1-10 мм) прожилками амфиболит-асбеста бледно-зеленого цвета
III-4	3	Южно-Арчалинское	[96]	П. Небольшая дайка андезитов, рвущих сланцы маячной свиты с маломощными (1-10 мм) прожилками амфиболит-асбеста бледно-зеленого цвета
<i>Тальк</i>				
I-1	5	Безымянное	[71]	П. В двух канавах в коренном залегании в восточном экзоконтакте Жульдыбайского массива отмечены зеленовато-серые, зеленовато-черные, на отдельных участках белые тальковые сланцы. Мощность вскрытых талькитов до 16 м. Качество талькитов невысокое, т.к. они содержат примесь хлорита, вкрапленность магнетита и железистого карбоната типа брайнерита
I-3	20	Скв. 220	[57]	ПМ. В интервале 4-23 м скважиной вскрыты тальк-карбонатные породы по серпентинитам с крупными кристаллами брейнерита
I-3	47	б/н	[57]	ПМ. Небольшой по площади выход серпентинитов (3,0 км <sup>2</sup> ), участками оталькованных
II-3	1	Мироновское	[57]	П. Мелкое тело серпентинитов. Вторичные образования представлены чередованием тальковых, тальк-хлоритовых, тальк-тремолитовых сланцев. Форма залежей - линзовидная, мощность прослоев талька не превышает 1,0 м. Тальк голубовато-серебристый, мягкий чистый. Содержание окиси магния - 31,2%, железа - 8,6%; потери при прокаливании - 19,5%
II-4	4	Южно-Шильдинское	[96]	П. Мелкое тело серпентинитов (0,1-0,2 км <sup>2</sup> ) на контакте сланцев энбекшинской толщи и габбро крыклинского комплекса, превращенное в тальковые, тальк-хлоритовые сланцы
III-3	2	б/н	[56]	ПМ. Мелкие тела оталькованных серпентинитов
III-3	3	б/н	[56]	ПМ. Мелкие тела оталькованных серпентинитов
III-3	4	Баймуратское	[56]	П. Пластообразные тела оталькованных ультрабазитов и тальк-амфиболовых пород. Мощность тел до 30 м, падение - юго-западное. Среди актинолит-тальковых пород отмечаются участки сложенные тальком мономинеральным. Содержание талька в мономинеральных разностях составляет 98,92%
<i>Графит</i>				
I-3	36	Энбекшинское	[57]	П. Пласты графитистых пород залегают в терригенной угленосной толще раннего карбона. Всего вскрыто 10 пластов графитистых пород, 6 - на юге мощностью от 0,2 до 2,4 м, 4 - на севере мощностью от 0,3 до 8,3 м. Графитовые породы относятся к аморфным графитовым рудам, состоящим из шунгита, графитоида и графита с содержанием углеводородистого вещества до 30% (20% - шунгит и 10% - графит)

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-2	17	Шиликтинское	[57]	П. Прослои графитистых сланцев в терригенно-кремнистой толще среднего девона. Мощность прослоев от 1,0 до 19,5 м, падение слоев крутое, западное (40-50°)
III-3	6	б/н	[56]	ПМ. В значительной степени обогащенная графитом кора выветривания по кварцево-графитистым сланцам маячной свиты среднего ордовика
III-3	9	Бескрыковское	[56]	П. Проявление приурочено к западному экзоконтакту Баймуратского гранитоидного массива. В отложениях маячной свиты отмечается зона графитистых сланцев. Графит образует линзочки до 15-20 см по длинной оси по плоскостям сланцеватости
<i>Магнезит</i>				
I-1	10	б/н	[71]	П. Среди серпентинитов Жулдыбайского массива (в его восточном эндоконтакте) отмечены светло-серые или розовато-белые магнезиты в виде небольших коренных выходов размером 2,0x1,5 м. Содержание MgO достигает 30%
<i>Цеолиты</i>				
II-1	10	«Скважина 304»	[97]	П. В коре выветривания пород верхнедевонского возраста на глубине 27 м обнаружен высокое содержание леонгардита. В неветрелых порфиритах леонгардит выполняет повсеместно миндалины, а также образует прожилковые скопления
<b>Драгоценные и поделочные камни</b>				
<i>Халцедоны</i>				
I-3	16	Мироновское	[57]	П. На поверхности отмечаются элювиальные высыпки конкреций кахолонга и полупрозрачного опала. Форма конкреций шаровидной или эллипсоидальной. Отмечены 4 разновидности: стекловидные опалы однотонные или с неясным концентрическим рисунком - 41,8%, полупрозрачные фарфоровидные кахолонги - 10,3%, полупрозрачные синевато-серые опалы с неясным концентрическим рисунком - 4,4%, прозрачные и полупрозрачные опалы с четким рисунком - 0,9%
I-3	25	Восточно-Мироновское	[57]	П. Шурфами вскрыта глинистая кора выветривания по дацитам вулканогенно-осадочной толщи раннего карбона и неогеновые красноцветные глины. Желваки халцедона встречены на глубине 3,5-7,0 м в белых глинах коры выветривания по дацитам. Желваки распределены неравномерно, к забою содержание желваков халцедона увеличивается

## Список проявлений, показанных на карте четвертичных отложений листа М-40-VI

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<b>ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Твердые горючие ископаемые</b>				
<i>Торф</i>				
IV-1	15	Верхне-Бауздинское	[97]	П. Заболоченный участок долины р. Баузды и ее притоков в верховьях. Маломощные залежи торфа мощностью 1-1,5 м на площади 0,5 км <sup>2</sup>
IV-1	16	Ново-Орское	[97]	П. Заболоченный участок долины р. Баузды и ее притоков в верховьях. Маломощные залежи торфа мощностью 1-1,5 м на площади 0,5 км <sup>2</sup>
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Благородные металлы</b>				
<i>Золото</i>				
II-1	2	Кусемская I	[86]	П. Отложения третьей надпойменной террасы р. Суундук на правом борту. Мощность золотоносных песков - первые метры, площадь около 2 км <sup>2</sup> . Сведений о запасах и добытом металле не имеется
II-1	6	Кусемская II	[86]	П. Отложения третьей надпойменной террасы р. Суундук. Мощность золотоносных песков - первые метры, протяженность россыпи ~ до 1000 м, ширина ~ до 500 м



## Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Полезные ископаемые	Площадь объекта (S), км <sup>2</sup>	Запасы категории (А, В и С)			Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
				C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	ΣА+В+С	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>		
1	Аксукпайский молибденово-меднорудный узел потенциальный (1.0.1)	Медь (тыс. т) Молибден (т)	95	-	-	-	-	-	60 570	60 570	0,64 6,00
2	Ащебутакский цинково-меднорудный узел потенциальный (1.0.2)	Медь (тыс. т) Цинк (тыс. т)	360	-	-	-	-	-	110 140	110 140	0,31 0,39
3	Коскульский золоторудный узел (2.0.1)	Золото (т)	217	-	-	-	-	-	20	20	0,10
4	Теренсайско-Домбаровский свинцово-цинково-меднорудный район (2.1)	Медь (тыс. т) Цинк (тыс. т)	486	131 129	26 40,5	157 169,5	15 12	160 180	-	332 361,5	0,69 0,99
5	Мироновский редкоземельный узел потенциальный (2.0.2)	РЗЭ (тыс. т)	65	-	-	-	-	-	93,0	93,0	1,43
6	Каиндинский золоторудный узел (4.0.1)	Золото (т)	481	-	-	-	-	1,1	-	1,1	0,01

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых**

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Кол-во прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Цветные металлы	Медь	1 рудный район	P <sub>1</sub>	15 тыс. т
		2 рудных узла	P <sub>2</sub>	160 тыс. т
			P <sub>3</sub>	170 тыс. т
	Цинк	1 рудный район	P <sub>1</sub>	12 тыс. т
		1 рудный узел	P <sub>2</sub>	180 тыс. т
			P <sub>3</sub>	140 тыс. т
	Молибден	1 рудный узел	P <sub>3</sub>	570 т
Редкие земли	РЗЭ	1 рудный узел	P <sub>3</sub>	93 тыс. т
Благородные металлы	Золото	2 рудных узла	P <sub>2</sub>	1,1 т
			P <sub>3</sub>	20,0 т

**Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа М-40-V Госгеол-карты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов**

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	<b>Медь.</b> Ащевбутакский цинково-меднорудный узел потенциальный (1.0.2)	P <sub>3</sub> 300 тыс. т	P <sub>3</sub> 110 тыс. т	-190 тыс. т	ПО2
2	<b>Медь.</b> Аксукпайский молибденово-меднорудный узел потенциальный (1.0.1)	P <sub>3</sub> 90 тыс. т	P <sub>3</sub> 60 тыс. т	-30 тыс. т	ПО1
3	<b>Цинк.</b> Ащевбутакский цинково-меднорудный узел потенциальный (1.0.2)	P <sub>3</sub> 375 тыс. т	P <sub>3</sub> 140 тыс. т	-235 тыс. т	ПО1
4	<b>Молибден.</b> Аксукпайский молибден-меднорудный узел потенциальный (1.0.1)	P <sub>3</sub> 0,8 тыс. т	P <sub>3</sub> 0,57 тыс. т	-230 т	ПО1
5	<b>Редкие земли.</b> Мироновский редкоземельный узел потенциальный (2.0.2)	P <sub>3</sub> 80,1 тыс. т	P <sub>3</sub> 93 тыс. т	+12,9 тыс. т	ПО1

**Список стратотипов, петротипов, опорных разрезов, обнажений и буровых скважин, показанных на геологической карте докембрийских образований**

№ п/п	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
1	Опорный разрез березовской свиты нижнего карбона по р. Ташла и балке Соленая	[73], 6266-6275
2	Опорный разрез по р. Якши-Акжар березовской свиты нижнего карбона	[57], 1175 <sup>1</sup> -1177 <sup>1</sup>
3	Опорный разрез по р. Джаман-Акжар березовской свиты нижнего карбона	[57], 1187 <sup>1</sup> -1194 <sup>1</sup>
4	Опорное обнажение кунгурской свиты нижнего карбона с остатками флоры	[57], 1153 <sup>1</sup>
5	Скважина, 356,0 м, вскрывает разрез караморзинской толщи нижнего-среднего карбона	[59], 2014, 14
6	Скважина, 241,9 м, вскрывает контакт полоцкой (нижнекаменноугольной) и караморзинской (нижне-среднекаменноугольной) толщ	[59], 2014, 13
7	Петротип крыклинского метагаббро-метадiorит-метаплагриогранитового комплекса	[57], 1122
8	Опорный разрез биргильдинской толщи нижнего карбона по рр. Суундук и Кийма	[57]
9	Опорное обнажение подушечных лав ороговикованных базальтов айдырлинской толщи нижнего девона	[57], 1762 <sup>1</sup>
10	Скважина, 312 м, вскрывает разрез полоцкой толщи и контакт ее с нижележащей солнечной толщей нижнего карбона	[57], 3838
11	Скважина, 308 м, вскрывает контакты биргильдинской и полоцкой толщ нижнего карбона	[57], 3839
12	Опорный разрез р. Урус-Кискен солнечной толщи нижнего карбона	[57]
13	Скважина, 36 м, вскрывает разрез кособродской толщи верхнего ордовика	[57], 4895
14	Опорный разрез кособродской толщи	[57], 1949 <sup>1</sup>
15	Стратотипический разрез энбекшинской толщи среднего-верхнего ордовика по р. Урус-Кискен	[57], 1000 <sup>1</sup> -1005 <sup>1</sup>
16	Опорный разрез маячной свиты среднего ордовика по р. Урус-Кискен	[57], 1001 <sup>1</sup> , 1030 <sup>1</sup> , 1031 <sup>1</sup> , 1032 <sup>1</sup> , 1033 <sup>1</sup> , 1034 <sup>1</sup> , 1036 <sup>1</sup> , 1037 <sup>1</sup> -1039 <sup>1</sup>
17	Опорный разрез урлядинской толщи среднего-верхнего девона по р. Суундук	[97]
18	Опорный разрез бескрыковской толщи нижнего рифея по балке Безымянной	[57], 5081 <sup>1</sup> -5084 <sup>1</sup> , 5087 <sup>1</sup> -5094 <sup>1</sup>
19	Петротип копинского гнейсогранитового комплекса	[57]
20	Опорный разрез шумилинской свиты верхнего девона-нижнего карбона по оврагу Чилижный	[97]
21	Скважина, 400 м, вскрывает наложения верхней части разреза урлядинской толщи	[59], 2014, 1
22	Скважина, 441 м, вскрывает разрез урлядинской толщи на глубине 331 м ее контакт с александринской толщей среднего-верхнего девона	[59], 2014, 2
23	Скважина, 1014 м, вскрывает до глубины 60 м разрез урлядинской толщи среднего-верхнего девона, а ниже александринской среднего девона	Терехов, 1986; 3952
24	Петротип Теренсайского диорит-гранодиоритового комплекса	[57]
25	Скважина, 317,7 м, вскрывает разрез копаловской и арсинской толщ нерасчлененных толщи среднего-верхнего девона с микрофауной фораминифер	[56], 164В
26	Скважина, 363,5 м, вскрывает разрезы четвертой и третьей подтолщ александринской толщи среднего девона	[56], 3908
27	Скважина, 591,3 м, вскрывает разрез второй подтолщи александринской толщи среднего девона	[56], 3910
28	Опорный разрез третьей подтолщи александринской толщи среднего девона по балке Бударша	[56]
29	Скважина, 404,3 м, вскрывает разрез джусинской толщи среднего девона	[56], 3923
30	Скважина, 315 м, вскрывает разрезы джусинской и андреевской толщ нижнего-среднего девона и контакт между ними	[56], 3951
31	Скважина, 200,9 м, вскрывает разрез первой подтолщи александринской толщи и ее контакт с джусинской толщей среднего девона	[56], 3542
32	Скважина, 331,2 м, вскрывает разрез андреевской толщи нижнего-среднего девона	[56], 152 <sup>В</sup>

№ п/п	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
33	Опорный разрез яршалинской и бескрыковской толщ по р. Джуса и оврагу Садык	[56], 2413 <sup>B</sup> -2422 <sup>B</sup>
34	Скважина, 599,9 м, вскрывает разрезы первой и второй подтолщ александринской толщи среднего девона	[56], 3411
35	Скважина, 348,0 м, вскрывает разрезы андреевской и кукбуктинской толщ	[56], 171 <sup>B</sup>
36	Скважина, 278,0 м, разрезы второй и третьей подтолщ александринской толщи среднего девона	[56], 3980
37	Опорный разрез верхней пачки вулканогенного флиша с конодонтовой фауной третьей подтолщи александринской толщи среднего девона	[56], 2270 <sup>B</sup> -2272 <sup>B</sup>
38	Скважина, 130,3 м, вскрывает разрез нижней части андреевской, джусинской и александринской толщ нерасчлененных	[56], 177 <sup>B</sup>
39	Скважина, 277,3 м, вскрывает разрез второй подтолщи александринской толщи среднего девона и ее контакт с первой подтолщцей	[56], 3745
40	Опорное обнажение плагиофировых базальтов киембаевской свиты	[55], 3608
41	Стратотипический разрез яршалинской толщи по балке Яршала	[55], 465-467, 469-470, 472, 3403, 3402

## Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

№ по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
1	Гнейсоплагиограниты третьей фазы неплюевского комплекса. Крыклинский массив	уран-свинцовый по цирконам	358,3±3,7	Подготовка к изданию (1 этап), 7004
2	Граниты третьей фазы неплюевского комплекса. Крыклинский массив	уран-свинцовый по цирконам	342,7±4,5	Подготовка к изданию (1 этап), 7005
3	Гнейсоплагиограниты третьей фазы неплюевского комплекса. Крыклинский массив	уран-свинцовый по цирконам	353,5±2,7	Подготовка к изданию (1 этап), 7006
4	Гнейсотоналиты второй фазы крыклинского комплекса Копинского массива	изотопно-свинцовый по цирконам	532-617	[57], 1868Г
5	Гнейсоплагиограниты третьей фазы крыклинского комплекса Копинского массива	изотопно-свинцовый по цирконам	416	[57], 1889Г
6	Метариолиты кособродской толщи	изотопно-свинцовый по цирконам	360-374	[57], скв. 4895
7	Гнейсотоналиты второй фазы крыклинского массива	изотопно-свинцовый по цирконам	610-667	[57], 1040Г
8	Гнейсоплагиограниты копинского комплекса	изотопно-свинцовый по цирконам	423	[57], 5081Г
9	Гнейсоплагиограниты копинского комплекса из дайки разреза по оврагу Садык	изотопно-свинцовый по цирконам	412	[57], 4225В
10	Биотитовые гнейсы бескрыковской толщи разреза р. Джуса	изотопно-свинцовый по цирконам	413-658	[57], 4228В
11	Биотит-силлиманитовый гнейс яршалинской толщи из разреза оврага Садык	изотопно-свинцовый по цирконам	808	[57], 2414В
12	Биотит-силлиманитовый гнейс яршалинской толщи из разреза балки Яршала	уран-свинцовый по цирконам	532-570	[62], 737
13	Биотит-силлиманитовый гнейс с яршалинской толщи с западного склона долины р. Джарла	уран-свинцовый по цирконам	484	[62], 736
14	Биотитовый плагиогнейс бескрыковской толщи из разреза р. Джарла	уран-свинцовый по цирконам	345-484	[62], 738
15	Плагиоклаз-биотитовый сланец бескрыковской толщи из разреза р. Карагачка	уран-свинцовый по цирконам	340-370	[62], 739

## Каталог важнейших памятников природы

№ на схеме	Вид памятника	Название памятников, краткая характеристика
1	Общегеологический	Крыклинский гранитный массив. Один из древних и наиболее сложных по своему происхождению гранитоидных массивов Оренбуржья, на котором проявлены процессы гнейсирования, палигенеза и мигматизации
2	Геоморфологический	Вишневая Шишка. Холм-останец с развалами глыб нижнепалеозойских кварцитов Камсакского срединного массива
3	Общегеологический	Кусемские утесы. Опорный геологический разрез отложений Ащebutакского вулканогенного комплекса. Преобладают пироксен-плаггиоклазовые порфириды андезибазальтового состава
4	Общегеологический	Образец мелкосопочного рельефа, расчлененного многочисленными кварцевыми жилами. Представитель самой значительной редкометалльной и редкоземельной минерализации в регионе, связанной с черносланцевой толщей нижнего карбона
5	Общегеологический	Обрыв Семицветка. Опорный разрез древних рыхлых отложений в карстовой западине. Разрез представлен каолиновыми белыми глинами, выше - пестроцветная глинистая толща
6	Общегеологический	Ложковый карьер. Образец палеогеновых погребенных логов, содержащих россыпи горного хрусталя. Вскрыт разрез красноцветных и пестроцветных миоценовых «квардачных» глин
7	Общегеологический	Гора Змеиная (Кумыс-Тюбинское кварцевое поле). Гряда меридионального простирания, длиной 300 м, высотой до 60 м. Сложена липарит-дацитами, которые пронизаны кварцевыми жилами
8	Геоморфологический	Карстовое поле и мраморный лог у Юбилейного. Высокий обрыв на правом берегу р. Джуса, рассеченный логом-ущельем. Выходы серых мраморизованных известняков нижнего карбона
9	Общегеологический	Мраморный утес на р. Джуса у Юбилейного. Высокий обрыв на правом берегу р. Джуса - опорный разрез мраморизованных известняков нижнего карбона Джусинско-Акжарского грабена
10	Общегеологический	Мраморный утес на р. Джуса у Слюдяного. Выходы мраморизованных известняков нижнего карбона, заполняющих Джусинско-Акжарский грабен
11	Общегеологический	Яршалинский гранитный карьер. Вскрыты не измененные граниты адамовского интрузивного комплекса с жилами кварца и гнездами мусковита. В верхах разреза по гранитам развивается кора выветривания
12	Гидрогеологический	Родник Золотой Ключ. Оборудованный придорожный родник. В летний период пересыхает
13	Общегеологический	Карьер Свистун. Вскрыты порфировидные красноватые умереннощелочные раннекаменноугольные граниты. В карьере проявлены зональная эпидотизация, жильная минерализация (кварц, флюорит, кальцит)
14	Общегеологический	Водосток пруда на Карагачке. Вскрыт контакт гранитов, гранит-порфиров позднепалеозойского гранитоидного комплекса и слюдистых, кварц-слюдистых метаморфических сланцев
15	Гидрогеологический	Исток ручья Карагашки. Родник, ниже которого расположен растущий овраг глубиной до 2,8 м. Родник питается трещинными водами Карабутакского гранитного массива
16	Общегеологический	Три скалы на Кийме. Три выхода гранитов адамовского интрузивного комплекса высотой до 8 м. Встречаются жилы аплитов
17	Гидрогеологический	Родник Ащильсай. Выходы подземных вод в днище лога, проложенного по гранитам
18	Гидрогеологический	Ручей Бадымбай. У подножья сопки Шонкал выходы трещинных подземных вод гранитов и их элювия. Ручей является местом обитания болотной черепахи
19	Гидрогеологический	Карагачское родниковое озеро. Озеро размером 15x20 м родникового происхождения. Озеро питают выходы трещинных вод их метаморфических пород нижнего палеозоя
20	Геоморфологический	Малый Шонкал. Останцы выветривания, сложенные гранитами адамовского интрузивного комплекса позднепалеозойского возраста. Встречаются жилы аплитов
21	Памятник древней культуры	Вал Перовского - инженерное сооружение, созданное в 30-х гг. XVIII века для защиты новой Оренбургской линии крепостей от набегов казахов
22	Геоморфологический	Карабутакский гранитный массив. Останцы выветривания. Гряда из 5 каменных бастионов, высотой до 30 м, длиной 3 км, сложенная светло-серыми биотитовыми гранитами адамовского магматического комплекса позднего палеозоя
23	Общегеологический	Большая Белая Шишка. Меридиально вытянутая гряда длиной 80 м, высотой до 10 м со скальными останцами белых кварцитов позднепротерозойского возраста

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	4
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	7
СТРАТИГРАФИЯ .....	10
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ.....	65
ТЕКТОНИКА .....	80
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	86
ГЕОМОРФОЛОГИЯ .....	92
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ .....	97
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА .....	121
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	131
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА .....	137
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	140
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....	142
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа М-40-VI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 .....	147
<i>Приложение 2.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа М-40-VI.....	149
<i>Приложение 3.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), радиоактивных аномалий (РА), показанных на карте полезных ископаемых листа М-40-VI.....	150
<i>Приложение 4.</i> Список проявлений, показанных на карте четвертичных отложений листа М- 40-VI .....	168
<i>Приложение 5.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений .....	169
<i>Приложение 6.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	170
<i>Приложение 7.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа М-40-V Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов.....	171
<i>Приложение 8.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных разрезов, обнажений и буровых скважин, показанных на геологической карте домезозойских образований.....	172
<i>Приложение 9.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов.....	174
<i>Приложение 10.</i> Каталог важнейших памятников природы.....	175