

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ДЕПАРТАМЕНТ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ ПО ПРИВОЛЖСКОМУ ФЕДЕРАЛЬНОМУ ОКРУГУ
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «КОМПАНИЯ ВОТЕМИРО»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Южно-Уральская
Лист М-41-I (Аниховка)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Лядский П. В., Чен-Лен-Сон Б. И., Алексеева Г. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-41-І (Аниховка). Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 100 с.

Записка содержит сведения о геологическом строении и полезных ископаемых территории листа М-41-І. Охарактеризованы стратиграфические подразделения ордовикского, силурийского, девонского, каменноугольного, пермского, палеогенового, неогенового, четвертичного возраста. Описан интрузивный магматизм. Рассмотрены тектоника района, его геоморфологическое строение и история геологического развития. Приведены данные о месторождениях и проявлениях железа, хрома, меди, цинка и свинца, никеля, золота, кварца, молибдена, каолинов, асбеста, строительных материалов, подземных вод; раскрыты закономерности их размещения. Содержатся сведения о гидрогеологических условиях и геолого-экологической обстановке.

Табл. 7, илл. 2, список лит. 61 назв., прил. 10.

Составители

Лядский П. В., Чен-Лен-Сон Б. И., Алексеева Г. А., Оленица Т. В., Кваснюк Л. Н., Мануйлов Н. В.

Научный редактор *Казак А. П.*

Редактор *Шкатова В. К.*

Эксперт НРС *Жданов А. В.*

Научно отредактировано *Казак А. П.*

© Роснедра, 2018
© ОАО «Компания Вотемиро», 2008
© Коллектив авторов и редакторов, 2008
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-41-І (Аниховка) расположена на Южном Урале, в Адамовском районе Оренбургской области, на границе ее с Казахстаном. Географические координаты угловых точек границы в пределах РФ приведены в таблице 1.

Таблица 1

Географические координаты угловых точек границы в пределах РФ

№ точек	С. ш.	В. д.
1	51°59'59"	60°0'0"
2	52°0'0"	60°13'36"
3	51°59'26"	60°12'6"
4	51°59'34"	60°0'15"
5	51°57'27"	60°0'0"
6	51°52'15"	60°3'37"
7	51°52'12"	60°9'40"
8	51°54'23"	60°8'47"
9	51°47'56"	60°25'39"
10	51°47'56"	60°31'14"
11	51°46'29"	60°31'13"
12	51°41'13"	60°21'23"
13	51°38'15"	60°31'35"
14	51°37'5"	60°32'21"
15	51°36'55"	60°56'5"
16	51°28'23"	60°59'59"
17	51°20'2"	61°0'0"
18	51°20'0"	60°0'0"

Геологическое строение площади листа определяют две крупные структуры: Восточно-Уральское поднятие и Кустанайско-Тургайский прогиб, разделенные Сарыобинской системой глубинных разломов.

Площадь листа расположена на границе Зауральского плато и Тургайской равнины. Через нее проходит водораздел субмеридионального простираения между бассейнами рек Урал и Тобол. Местность равнинная с увалисто-холмистой до слабоволнистой поверхностью, расчлененной на западе врезами долин р. Джарлы и ее притоков, на востоке р. Тобол. Относительные превышения элементов рельефа достигают 134 м (от 280 до 414 м).

Климат резко континентальный: суровая малоснежная зима (до -42°C), жаркое (до $+42^{\circ}\text{C}$) сухое лето. Количество осадков около 300 мм за год, 50 % из них выпадают в период май-июль. Периодически бывают засухи.

Район экономически слабо освоен. Населенные пункты городского типа отсутствуют. Населенные пункты сельского типа насчитывают от 4 до 354 домов. Наиболее крупные из них: Брацлавка, Нововинницкий, Аниховка, Комсомольский. Основными занятиями сельского населения являются скотоводство и зерновое земледелие. Среди населения преобладают русские, проживают также казахи, украинцы, немцы.

Дорожная сеть развита слабо. Эколого-геологическая обстановка территории оценивается по двум градациям: благоприятная и удовлетворительная и относится к территории с незначительной техногенной нагрузкой, в пределах которой развиты ландшафты геодинамически средней устойчивости, которые относятся к благоприятным, а геодинамически малоустойчивые – к удовлетворительным.

Грунты глинистые, супесчаные, суглинистые, щебеночно-суглинистые и щебеночно-

супесчаные, частично солончаковые. Встречаются небольшие каменистые участки. На территории листа отмечаются редкие колки.

По развитию комплексов геологического разреза площадь разделяется на следующие типы:

– одноярусный, представленный складчатым (метаморфическим и вулканогенно-осадочным) комплексом;

– двухъярусный, представленный метаморфическим, вулканогенно-осадочными комплексами кристаллического фундамента и мезозойско–кайнозойскими покровными рыхлыми образованиями.

Условия проведения геологических исследований на территории листа следующие: геологическое строение сложное и очень сложное; геоморфологическое строение также в основном сложное; дешифрируемость материалов аэрокосмических съемок плохая и лишь на отдельных участках в северо-западной части района удовлетворительная; проходимость хорошая, обнаженность слабая, участками средняя. Район относится к полузакрытым на западе и закрытым на востоке территориям. В западной части площади на водоразделах и склонах широко развиты покровные образования мощностью обычно не более 5 м. Обнажения коренных пород встречаются по бортам рек, балок и оврагов. Наиболее представительные из них по реке Джарлы и ее притокам. Восточная часть площади перекрыта, за редкими исключениями, образованиями мезозойской коры выветривания и неоген–четвертичными отложениями мощностью от 10 до 120 м, в среднем 30–38 м.

Вода в реках пресная, в колодцах и скважинах, как правило, интенсивно минерализована. Наиболее крупной рекой района является р. Джарлы, протекающая в средней части площади. Притоки ее: Жарбутак, Жанаспай, Жангызагаш. В восточной части территории расположены верхние части притоков р. Тобол: Бозбие, Кокпектысай и Кайракты. Все реки имеют плесовый характер с пересыхающим в летний период в верховьях водотоком.

В основу настоящего комплекта Госгеолкарты-200 положены материалы геологического доизучения юго-западной части листа М-41-1 (ГДП-200) в пределах территории Российской Федерации, проведенного в 2005–2008 гг., и обширные материалы предшествующих исследований. Из последних основными являются сведения, содержащиеся в отчетах по геологической съемке, ГДП и ГГК масштаба 1 : 50 000, а также в монографиях по отдельным вопросам геологического строения рассматриваемой территории. В значительной степени использованы также результаты разведочных, поисковых, геохимических и геофизических работ.

Полевые исследования, входящие в состав ГДП-200, выполняли А. С. Лисов, Б. И. Чен-Лен-Сон, Г. А. Алексеева, В. Н. Колесников, В. С. Акимов, Н. В. Игошкина, И. Б. Андрощук. На камеральных работах были заняты А. С. Лисов (ответственный исполнитель), Б. И. Чен-Лен-Сон, Г. А. Алексеева, П. В. Лядский, Т. В. Оленица, Л. Н. Кваснюк, Л. И. Решетникова, Е. С. Курочкина.

Цифровые модели комплекта Госгеолкарты-200 выполнены в ГИС ArcView (версия 3.3) в Региональном информационном центре ОАО «Компания вотемиро» Алексеевым В. Л., Мережко Ю. В., Глушковым А. Н., Оленица Т. В., Косаревой О. В. Электронная база первичных геологических данных составлена сотрудниками ОАО «Компания вотемиро» в формате Excel.

Кроме предусмотренного «Инструкцией...», 1995» комплекта карт, дополнительно составлена карта допалеогеновых образований, которая более полно характеризует геологическое строение района, перекрытого неоген–четвертичными образованиями, и является оптимальной основой для карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения.

Спектральный полуколичественный и химический анализы выполнялись в ЦХЛ «Оренбурггеология». Определения абсолютного возраста во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

При составлении главы «Стратиграфия» использованы определения: конодонтов – О. В. Артюшковой, В. Н. Барышева, В. Н. Пучкова; хитинозой – Н. М. Заславской; акритарх – И. С. Макаровой; брахиопод – А. Н. Ходаевича, И. М. Гарань, Ю. Б. Павельева, И. И. Горского, А. А. Плюсниной, Т. И. Федоровой, Д. В. Наливкина, А. А. Петренко, Н. Н. Лапиной, Г. А. Степановой, А. Ф. Торбаковой, В. Н. Востоковой; строматопор – В. И. Яворского, О. В. Богдавленской, Н. Я. Спасского; кораллов – Э. Э. Бульванкера, И. И. Горского, Е. И. Качанова, Д. Д. Дегтярева, М. В. Шурыгиной, Ф. Е. Янет, Н. Я. Спасского, Г. Шнейдера; гониатитов – Б. И. Богословского; пелеципод – Р. А. Бенедиктовой; фораминифер – Е. П. Медведевой, Н. И. Орловой, М. В. Постоялко, Л. Г. Петровой, Н. М. Малаховой, Л. И. Эсминцевой, Г. Шнейдера; флоры – А. В. Хабакова, Г. П. Радченко, М. А. Сенкевича; спорово-пыльцевых комплексов – Е. В. Чибриковой, Н. Н. Лапиной, Л. С. Березовчук, И. К. Петряковой, О. И. Пахомовой; криноидей – В. Я. Бородиной, Р. С. Елтышевой, В. С. Милициной, Ж. А. Полярной; водоросли – Н. И. Орловой; трилобитов – Н. Я. Анцыгина;

тентакулитов – В. Л. Клишевича; хитинозой – Н. М. Заславской.

В настоящей записке «Введение» и «Заключение», главы «Интрузивный магматизм», «Стратиграфия» от нижнего рифея до каменноугольной системы включительно и мезозой нерасчлененный», «Тектоника» и «История геологического развития» написаны П. В. Лядским, разделы главы «Стратиграфия»: палеогеновая, неогеновая и четвертичная системы и глава «Геоморфология» – Г. А. Алексеевой. Глава «Полезные ископаемые» и «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района» написаны Б. И. Чен-Лен-Соном, Л. Н. Кваснюк, глава «Геологическая изученность» – Е. С. Курочкиной, «Гидрогеология» и «Эколого-геологическая обстановка» – Н. В. Мануйловым и Т. В. Оленицей. Объяснительная записка является сокращенным вариантом отчета «Материалы к Госгеолкарте листов М-41-I, II, VII, VIII; N-41-XX, XXVI, XXXI (Зауральская площадь, территория Российской Федерации)».

Авторы искренне благодарят А. В. Жданова, А. Н. Мельгунова, А. П. Казака, В. К. Шкатову за советы и консультации, за помощь, оказанную при составлении и оформлении комплекта Госгеолкарты-200.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Планомерное исследование района работ началось в 30-х–40-х годах прошлого столетия. В 1936–1939, 1941 гг. геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 в верховьях реки Тобол выполнила К. И. Дворцова. В 1946, 1949, 1953 гг. изучение угленосности каменноугольных отложений проводит А. А. Петренко. Е. П. Бойцова, К. А. Мазина, Н. К. Овечкин в 1947–1949 гг. выполнили геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 листов М-41-VII и VIII. Ими впервые было обращено внимание на никеленосность коры выветривания Буруктальского массива гипербазитов, что привело к открытию Буруктальского месторождения силикатного никеля.

Наиболее важное значение имели исследования К. И. Дворцовой (1938–1948 гг.), в результате которых в 1951 г. было выполнено первое издание карты масштаба 1 : 200 000 листа М-41-I. Впервые в пределах листа были выделены докембрийские образования, представленные пара- и ортогнейсами акташской и джанабайской серий. Выше их, по К. И. Дворцовой, несогласно залегает позднепротерозойско–кембрийская серия кварцитов, кварцитовидных песчаников и филлитов. Грабенообразные структуры, по ее мнению, сложены силурийскими вулканитами основного состава и зелеными сланцами по ним. Последние несогласно перекрываются фаунистически охарактеризованными образованиями нижнего карбона.

В 1955–1963 гг. геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 листов М-41-I и VII проводят В. Н. Краснова, А. Д. Наумов, М. А. Кригер, Я. А. Рихтер и Е. С. Тальнов. Авторами была составлена первая сводная геологическая карта листов М-41-I и VII. Помимо собственных материалов были использованы аэрофотоматериалы, результаты геофизических исследований и материалы геологосъемочных работ масштаба 1 : 500 000, проводившихся разными исследователями в течение 1959–1963 гг. Авторами выделены докембрийские гранитогнейсы, гнейсы, кварциты; осадочные отложения, развитые от р. Кайракты, на севере (выше одноименного поселка) до оз. Жетыколь на юге, отнесены к нижнему палеозою. Метаморфизованные вулканиты основного состава Кундыбаевской структуры В. Н. Красновой и др. отнесены к верхнему силуру–нижнему девону. В пределах Сары-Обинского грабена выделены терригенно-углистые отложения верхнетурнейско–нижневизейского возраста, нижневизейские пироксен-плагиоклазовые базальты и андезиты, средневизейские туфогенные отложения и средневизейско–намюрские мраморы, песчаники, конгломераты (фаунистически охарактеризованные). Авторами детально петрографически охарактеризованы интрузивные образования.

В 1950-х–1960-х годах на Южном Урале в связи с открытием месторождений меди, силикатного никеля, асбеста, пьезокварца резко увеличивается число направленных поисковых работ (Арутюнян, 1960; Устинов, 1963; Озол, 1965; Балдин, 1958 и др.). К этому же времени относится и более интенсивное ведение геологосъемочных работ. Для последних, особенно для саратовских геологов, характерно стремление к решению чисто «геологических» вопросов (стратиграфия, тектоника, магматизм) и недостаточное внимание к изучению полезных ископаемых.

В период 1955–1964 гг. геологами Саратовского университета в пределах Орского Зауралья ведутся геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000, листы М-41-I, М-41-VI и М-40-XXXVI (Краснова, 1956, 1964).

В результате этих работ были существенно уточнены ранее составленные карты, высказаны новые взгляды и представления в области стратиграфии, магматизма, метаморфизма, тектоники. Так гнейсы акташской серии, относимые К. И. Дворцовой к протерозою, по данным В. Н. Красновой, имеют кембрийский возраст.

Отложения, содержащие вулканогенные образования и относимые К. И. Дворцовой к верхнему девону, В. Н. Краснова расчленила на две самостоятельные разновозрастные стратиграфические единицы: толщу основных эффузивов и их туфов нижнего девона–эйфеля и толщу

осадочных и вулканогенных пород верхнего турне–нижнего визе. Последние ею включены в состав брединской свиты и участвуют в строении восточного крыла Адамовского антиклинория. Песчано-сланцевые отложения Аниховского грабена, датируемые К. И. Дворцовой турнейским возрастом, В. Н. Краснова отнесла к верхнему турне–нижнему визе. Интрузивные образования региона В. Н. Красновой связываются с проявлением тектономагматической деятельности в докембрии, девонской, раннекаменноугольной и позднепалеозойской эпохах.

К этому же периоду (1958–1963 гг.) относятся геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000, проведенные в пределах листов М-41-13-А, Б, В, М. В. Лозовым и Ю. А. Пестовым [39, 47].

По данным М. В. Лозового в низах разреза залегают верхнепротерозойско–нижнепалеозойские гнейсы и кристаллические сланцы, распространенные на незначительных площадях в юго-западной и северо-западной частях района. Эти образования несогласно перекрываются нижнекаменноугольными отложениями, которые занимают почти всю площадь листа. К нижнему карбону им отнесены песчано-сланцевые и вулканогенно-осадочные метаморфизованные образования восточного крыла Адамовского антиклинория, что привело к необоснованному расширению площадей распространения образований нижнего карбона. Составленные М. В. Лозовым геологические карты из-за недостаточных объемов горно-буровых работ отличались низкой точностью и достоверностью.

Ю. А. Пестов при проведении геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в пределах листов М-41-13-А, Б установил, что к протерозойскому метаморфическому комплексу относятся только парагнейсы и сланцы. Ортогнейсы акташской и Джанабайской серии К. И. Дворцовой выделены в интрузивные комплексы нижнего палеозоя. Им впервые метапесчаники и зеленые сланцы восточного крыла Адамовского антиклинория отнесены к ордовику–нижнему силуру. Среди широко развитых в пределах Адамовского и Текельдыгауского антиклинориев интрузивных образований Ю. А. Пестов выделил ряд комплексов: нижнепалеозойский кислых интрузий, среднепалеозойский интрузий среднего и кислого состава, верхнепалеозойский основных и ультраосновных интрузий, верхнепалеозойский интрузий гранитов. Отнесение к верхнему палеозою комплекса основных и ультраосновных интрузий было недостаточно обоснованным и явно ошибочным.

Начиная с 1962 года, на территории Оренбургской области под руководством М. Д. Тесаловского ведутся региональные металлогенические исследования. При этом практически все имеющиеся по региону данные были обобщены и по мере необходимости переинтерпретированы. Исследования проводились большим коллективом высококвалифицированных исполнителей и вплоть до 1978 года являлись базой для основных геологических построений, определяя направление и содержание поисковых работ по региону. Этим коллективом был составлен комплект пометалльных карт, карты магматизма, палеозойского фундамента и геологическая с объяснительной запиской к ним [51].

В 1974–1978 гг. Кос-Кольская партия НГРЭ (Галимов, 1978) проводила геологическое картирование листа М-41-13-Г в масштабе 1 : 50 000. Авторами верхнепротерозойские–нижнекембрийские парагнейсы и мигматиты расчленены на две толщи, выделяются нижнепалеозойские и досреднекаменноугольные интрузии, прослежен южный фланг Джанабайского редкометалльного рудопоявления, где выделен участок третьей очереди для проведения поисков м-ба 1 : 10 000 на медно-порфиновый тип в комплексе с молибден-вольфрамовым оруденением.

В 1975–1981 гг. коллективом геологов Южно-Уральской партии Нежинской экспедиции под руководством В. Л. Черкасова и Смирновой И. А. проводится серия работ по составлению прогнозных карт на территории Южного Урала в пределах восточной части Оренбургской области, как основы для планирования и ведения поисковых работ на комплекс полезных ископаемых: медь, свинец, цинк, никель, кобальт, железо, хром, асбест, золото.

Авторами был собран, обобщен и в значительной мере переинтерпретирован весь накопленный по области материал. Проведен формационный анализ и составлены геологические карты масштабов 1 : 100 000 и 1 : 200 000. На основе новых данных составлен комплект прогнозных пометалльных карт масштаба 1 : 200 000 и 1 : 500 000. Проведено структурно-формационное районирование территории. В пределах исследованной территории выделяются Адамовская, Аккудукская, Аниховская (наложенная) и Джанабайская структурно-формационные зоны.

В 1978–1987 гг. в пределах северной части Кумаковского и южной части Синешиханского рудных районов проведено ГДП-50 и ГГК-50 коллективом геологов под руководством Е. И. Яковса. Геологическое картирование сопровождалось большими объемами горно-буровых работ, аналитических исследований, определениями органических остатков и радиологических возрастов магматических комплексов. Составлен комплект карт масштаба 1 : 50 000

геологических, полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых. Выполнено более детальное расчленение стратиграфических и магматических образований, изученных площадей. Откартированы площади развития минеральных ассоциаций разных типов и фаций метаморфизма. Выполнена прогнозная оценка территории на золото, молибден, медь и уран [60, 61].

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые площадные геофизические работы в регионе относятся к 50-м годам прошлого столетия, связаны с поисками силикатного никеля и с возникшей необходимостью детального картирования ультрабазитов. Основными видами исследований являлись магнито- и электроразведка (КЭП, СЭП, ПС).

В 1951–1952 гг. Буруктальской геофизической партией под руководством А. С. Калашникова были проведены магнитометрические и электроразведочные поисковые работы на никель масштаба 1 : 10 000 и 1 : 25 000 в пределах площади листов М-41-13-А, Б и В. В результате работ оконтурены серпентинитовые массивы и выделен ряд площадей для проверки на никель и кобальт горными работами.

В 1955 году Уральская аэромагнитная партия проводила аэромагнитные работы масштаба 1 : 200 000 на территории, полностью охватывающей площадь работ. В результате были четко закартированы области распространения пород ультраосновного состава.

В 1960 г. А. Ф. Шашкин и М. В. Капанева (1962 г.) в северо-восточной части листа М-41-13-В проводили электроразведочные работы – КЭП, ПС.

В 1962 г. на листах М-41-13-А и В А. Ф. Шашкиным была выполнена магнитная съемка масштаба 1 : 25 000. В результате более точно оконтурены известные Брацлавский и Аниховский серпентинитовые массивы, а также ряд более мелких тел. Выявлены тектонические нарушения, расчленены по магнитности интрузивы кислого и основного составов.

К главным, основополагающим геофизическим работам на исследованной площади следует отнести региональные комплексные исследования, проведенные Орской геофизической экспедицией в пределах восточной части Оренбургской области; листы М-41-VII и М-41-I [24].

В комплекс исследований входили гравиметрические, магнитометрические, геохимические, электроразведочные работы масштаба 1 : 50 000. В результате получена обширная информация, значительно дополняющая имеющиеся сведения о геологическом строении региона, о его перспективах на обнаружение различных полезных ископаемых, получена характеристика физических полей площади. На базе полученной информации поставлен ряд вопросов по глубинному строению, требующих своего разрешения.

В 1962–1969 гг. А. М. Виноградовым и др. проводились тематические работы по обобщению и переинтерпретации имеющихся на этот период геофизических материалов с учетом всех новых геологических данных. Работы охватывали площадь листов М-41-I, II, VII, VIII и включали составление геолого-геофизических карт масштаба 1 : 50 000. Проведенное авторами на основе комплекса геолого-геофизических материалов структурно-тектоническое районирование позволяло по-новому взглянуть на глубинное строение и металлогению Орского Зауралья, выделить новые перспективные участки и районы.

В качестве продолжения и развития данных исследований следует рассматривать тематические работы, проведенные Орской геофизической экспедицией в 1977–1979 гг. и в 1983–1985 гг. Работы явились составной частью исследования по прогнозной оценке восточной части Оренбургской области на медь, золото и полиметаллы [45]. Для решения поставленных задач были составлены схемы глубинного строения и металлогении Южного Урала с элементами прогноза по геофизическим и геологическим данным, сводные карты геохимических аномалий в масштабе 1 : 100 000. В результате работ уточнено положение известных рудных узлов и выявлены новые потенциально рудоносные площади.

Детальные геофизические работы масштаба 1 : 10 000 в пределах изученной площади в 1973–1978 гг. проводились Третьяком В. Н., Калашниковым А. С., Галышевой Н. Е на Адамовском, Бостыбайском и Боетском участках.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Систематические целенаправленные геохимические исследования в пределах площади начали проводиться в 60-х годах прошлого столетия и входили в основном в комплекс геологосъемочных и поисковых работ. Заключались они в проведении металлотрических съемок по-

верхности по вторичным ореолам. Комплекс определяемых элементов колебался от 15 до 35 элементов, масштаб работ – от 1 : 10 000 до 1 : 50 000.

Основными исполнителями являлись: в 1963–1969 гг. А. М. Виноградов, в 1961–1964 гг. Ю. А. Пестов, в 1961–1965 гг. Д. М. Шендерович, в 1966–1969 гг. Г. В. Божко.

В 1972–1979 гг. Геохимической партией Орской геофизической экспедиции под руководством Е. Ф. Грицаюка выполнялись работы по ландшафтно-геохимическому районированию и составлению сводных карт геохимических аномалий масштаба 1 : 50 000 восточной части Оренбургской области. Был собран и переинтерпретирован весь имеющийся материал поверхностных литогеохимических съемок. В результате выделено большое количество аномалий перспективных на медно-колчеданное, полиметаллическое, редкометалльное, золото-сульфидное, медно-молибденовое и другие типы оруденения [28].

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Изучение гидрогеологических условий территории началось в середине 50-х годов прошлого столетия, в связи с началом освоения целинных земель восточных районов Оренбургской области. Поиски подземных проводили: в 1954–1956 гг. Л. В. Трубкин; в 1957 г. И. А. Остроумова и Г. П. Маянцев; в 1958 г. И. А. Дергачев; в 1959 г. А. П. Гаркуша и Г. П. Маянцев.

В 1959 г. Л. В. Передельским и Г. П. Маянцевым составлена первая гидрогеологическая карта листа М-41-VII в масштабе 1 : 200 000. Были выявлены основные закономерности локализации подземных вод в гранитоидах, гипербазитах массивах и зонах разрывных нарушений. Карта была некондиционной из-за недостаточного количества буровых скважин.

В 1965 г. Д. Ф. Захарченко обобщены результаты гидрогеологических исследований, проведенных в восточных районах Оренбургской области.

В 1967 г. Т. А. Шимкова составила карты масштаба 1 : 200 000 химизма вод и гидрохимических аномалий. В пределах рассматриваемой территории выделено 8 гидрохимических аномалий перспективных на колчеданное, полиметаллическое, редкометалльное и золото-сульфидное оруденение.

РАДИОМЕТРИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Систематические специализированные поиски урана стали проводиться с 1952 г., когда впервые была выполнена аэрогамма-съемка масштаба 1 : 50 000 Н. В. Барышьевым. В 1953 г. на площади повторно проведена аэрогамма-съемка масштаба 1 : 25 000 станцией АСГМ-25 М. А. Бояршиновым и Ф. Е. Туровым, которая сопровождалась наземной пешеходной и автогамма- и эманионной съемками для проверки многочисленных выявленных аномалий. У южной границы листа выявлена Брацлавская аномалия, которая при изучении ее горными работами получила отрицательную оценку.

В 1953–1954 годах Подольская партия ЮУГУ (Соловьев Н. Н.) проводила на листе М-41-1-Г пешеходную гамма-съемку масштаба 1 : 200 000. Аномалий не выявлено.

В 1956–1958 годах Восточно-Орской партией Переволочанской экспедицией ЮУГУ (Ноздрин П. И.) проведены аналогичные работы в эндо-экзоконтактах Джарлинской интрузии. Аномалий также не выявлено.

В 1960 году Шагалов Г. А. и Черемыцын В. Т. (Территориальная экспедиция) проводили автогамма-съемку масштаба 1 : 200 000 и мелкометражное бурение по долинам рек, в том числе по Джарле и Жарбутуку. Аномалий на описываемой территории не выявлено.

В 1961–1964 годах аналогичные работы на листе М-41-1-А проводила Айдырлинская партия ОКГЭ (Шендерович Д. М.), выполнившая, кроме того, детализационные комплексные исследования на Алтуйской аномалии. Последняя была выявлена в 1963 г. Амангельдинской геофизической экспедицией СКГУ (Философов Г. Н.) при проведении автогамма-съемки масштаба 1 : 25 000 в пределах листа М-41-1-А.

В 1964 году Белорецким отрядом Территориальной экспедиции на всей территории проведена аэрогаммаспектрометрическая съемка масштаба 1 : 25 000, выявлены аномалии, на которых проведен небольшой объем заверочных работ и дана их отрицательная оценка. В 1965 г. Карагайским отрядом этой же экспедиции на Брацлавской аномалии были проведены глубинные поиски масштаба 1 : 25 000, давшие отрицательный результат.

В 1965–1966 годах на Алтуйской аномалии проводятся оценочно-ревизионные работы Алтуйским отрядом ОГУ (Шитовкин Н. Т.). Аномалия была переведена в разряд проявлений ура-

новой минерализации инфильтрационного генезиса, но признана не имеющей практического интереса.

В 1963–1974 гг. Восточно-Оренбургским отрядом Восточной экспедиции (Божко Г. В.) проводились поисковые работы на медь в пределах участков Шильдинского, Тюлеспайского и Восточно-Екатерининского. Бурение скважин сопровождалось гамма-каротажом. Аномалий выявлено не было.

В 1969–1970 гг. Кошенсайским отрядом № 3 (Кошенсайская партия № 73) Территориальной экспедиции (Копанев В. Ф., Карагодин С. С.) проведено спецкартирование масштаба 1 : 50 000 Полтавской площади, охватывающей эндо- и экзоконтакты Акташкинской, Алтуйской и Каиндинской интрузий. В комплекс исследований входила пешеходная гамма-съемка масштаба 1 : 50 000. В результате работ выделены и разбурены комплексные ореолы урана, свинца, молибдена, доизучено Алтуйское проявление и выделен участок Новый, где рекомендованы специализированные поисковые работы. Вопрос о перспективности района на выявление промышленных скоплений урана остался нерешенным.

В 1978–1983 годах Степной экспедицией УПО «Уралкварцсамоцветы» (Зеленков В. Ф.) при поисково-оценочных работах и предварительной разведке Брацлавского месторождения кварца гамма-каротажом выявлены две аномалии в коре выветривания по гнейсам и в аллювии р. Джарлы. Аномалиям дана отрицательная оценка.

Начиная с конца 50-х годов прошлого столетия в районе проводятся попутные поиски урана при проведении геологосъемочных, поисковых и разведочных работ. Этими работами было выявлено большое количество аномалий различного генезиса и литолого-петрографической приуроченности, оцененные в большинстве своем отрицательно.



СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа М-41-І расположена в пределах Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба. В ее геологическом строении принимают участие осадочные, вулкано-генные, метаморфические образования от докембрийского до четвертичного возраста включительно. Большая 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 абсолютного возраста. Большая часть стратифицируемых пород фундамента перекрыта корой выветривания и палеоген–четвертичными образованиями. Их естественные разрезы довольно редки и наблюдаются в основном по рекам. Стратиграфический разрез исследуемого района представлен рифеем, палеозоем (ордовикская, силурийская, девонская, каменноугольная системы), мезозоем (кора выветривания), кайнозоем (палеогеновая, неогеновая, четвертичная системы).

НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ (БУРЗЯНИЙ) ЭРАТЕМА

Нижнерифейская эратема представлена бескрыковской и осиновской толщами. Образования этих толщ развиты в осевой зоне Джанабайской горст-антиклинали, слагая серию блоков, ограниченных интрузиями гранитоидов, реже гипербазитов. Останцы их образуют полосу субмеридионального простирания, протягивающуюся от верховьев р. Жанабай, на юге, до правобережья р. Джарлы, на севере. Форма и размеры их самые разные, наиболее крупный из них (до 10 км в поперечнике) расположен у южной границы площади.

Бескрыковская толща (RF₁?bs) выделена П. В. Лядским в 1966 г. [40] Представлена амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами.

Образования толщи слагают большую часть пояса развития докембрийских пород. Гнейсы толщи обычно сильно мигматизированы, с широким развитием слоевых и теневых мигматитов. Минеральные ассоциации пород толщи относятся к амфиболитовой фации метаморфизма.

Плотность пород – от 2,55 до 2,68 г/см³, магнитная восприимчивость – от 10 до 100·10⁻⁶ ед. СГС. В поле силы тяжести площади распространения бескрыковской толщи расположены в области минимума. На картах локальных аномалий (Н=2 км) они на фоне окружающих гранитоидов выделяются слабо отрицательными и положительными аномалиями интенсивностью от –15 до +15 мГал. Магнитное поле толщи в целом пониженное спокойное.

На аэрофотоснимках выходящие на поверхность структурные коры выветривания по породам толщи характеризуются серым фототонном со слабовыраженным полосчатым рисунком.

Мощность бескрыковской толщи, установленная на сопредельных площадях, до 1 000 м. Контакты ее с вышележащей осиновской и нижележащей яршалинской толщами согласные. Радиологический возраст по цирконам, монофракции которых отобраны в породах разреза р. Кумак (Ю. Р. Беккера, Г. М. Акимовой, 1979), колеблется от 695 до 1 780±120 млн лет. Так как в пробах преобладают разнородные округлые матовые зерна, то они, скорее всего, являются терригенными и датируют возраст более древних пород, подвергшихся размыву. В свою очередь верхние цифры, возможно, являются датировками верхнерифейских этапов прогрессивного метаморфизма. Таким образом, за отсутствием других данных, со значительной долей условности, возраст бескрыковской толщи принимается как раннерифейский, в соответствии с серийной легендой [19, 23].

Осиновская толща (RF₁?os). Породы по составу, характеру и степени метаморфизма аналогичны образованиям осиновской толщи, принятой Южно-Уральской легендой, выделены на листе М-41-І впервые. Они развиты у южной границы площади на водоразделе рр. Кумака и Тобола. Естественные разрезы их здесь отсутствуют. На поверхности наблюдаются многочис-

ленные развалы и выходы тел кварцитов, микрокварцитов и кварцитовидных сланцев. Бурением скважин установлено, что в составе толщи преобладают сланцы слюдяно-кварцевые, графитисто-кварцево-сланцевые, графитисто-кварцевые, кварциты, двуслюдяные гнейсы, микрогнейсы. В них часто развиты процессы мигматизации с образованием слоевых, реже тeneвых мигматитов. Минеральные ассоциации пород относятся к эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма. Плотность их колеблется от 2,37 до 2,65 г/см³, составляя в среднем 2,54 г/см³, магнитная восприимчивость – от 10 до 25·10⁻⁶ ед. СГС. В поле силы тяжести площадь развития осиновской толщи располагается в области глубокого минимума. На картах локальных аномалий (H=2 км) выделяется среди окружающих интрузий гранитоидов положительной аномалией до 15 мГал. Магнитное поле в ее пределах слабо дифференцированное и отличается низкими значениями ΔT.

Выходы на поверхность образований коры выветривания по породам толщи на аэрофотоснимках выделяются светло-серым фототонном с тонкополосчатым рисунком, обусловленным грядами развалов и выходов микрокварцитов и кварцитовидных сланцев.

Мощность толщи из-за интенсивной складчатости и насыщения интрузиями определить трудно. По геофизическим данным она не менее 1 000 м. Осиновская толща, судя по общему структурному плану и по появлению в верхах бескрыковской толщи за пределами площади, в разрезе р. Кумака, кварцево-сланцевых сланцев [40], залегает согласно, с переслаиванием на последней. Взаимоотношения с более молодыми стратиграфическими подразделениями тектонические. Данные о возрасте осиновской толщи на площади листа отсутствуют, и предположительный раннерифейский ее возраст принят согласно легенде Южно-Уральской серии [19].

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские стратифицируемые образования в пределах листа М-41-I развиты в Алапаевско-Адамовской и Красногвардейско-Светлинской структурно-формационных зонах и относятся к ордовикской, силурийской, девонской и каменноугольной системам.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

На площади листа М-41-VII представлена маячной свитой, энбекшинской и кособродской толщами.

Маячная свита (O₂m^с) выделена И. Ф. Мамаевым в 1958 г. [23]. Распространена в пределах Алапаевско-Адамовской зоны, на восточном крыле Адамовской и северном погружении Славенской антиклиналей. Разрезы свиты можно наблюдать по р. Джангыз-Агач и многочисленным скважинам (10 и др.).

Разрез свиты по р. Джангыз-Агач, в ее среднем течении, представлен полевошпат-кварцевыми, полимиктовыми метапесчаниками, метаалевролитами с прослоями филлитизированных углисто-глинистых сланцев, редкими покровами метабазальтов и силлами метагаббродолеритов. Породы слагают синклиналиную складку высокого порядка, восточного крыла Джарлинской горст-антиклинали, с размахом крыльев до 1 км и падением слоистости под углами 50–70°.

На остальных площадях развития свиты в ее составе, судя по разрезам вскрывших ее скважин, преобладают кварц-плагиоклаз-биотитовые, слюдяно-кварцевые, углисто-серицит-кварцевые, хлорит-полевошпат-кварцевые сланцы с прослоями углисто-кварцевых филлитов. Метапесчаники и метаалевролиты находятся в подчиненном количестве. Наблюдается некоторое увеличение к низам разреза свиты, развитым в ядрах антиклиналей, полевошпат-кварцевых и кварцевых метапесчаников, участками увеличение степени перекристаллизации пород вплоть до хлорит-полевошпат-кварцевых, слюдяно-кварцевых сланцев и филлитов. Минеральные ассоциации пород отвечают условиям фации зеленых сланцев. В зоне восточного экзоконтакта Джарлинского массива породы свиты превращены в кварц-биотит-плагиоклазовые роговики. Мощность свиты, предположительно, составляет 700–800 м [61].

Плотность пород – от 2,56 до 2,72 г/см³, магнитная восприимчивость – 8–130·10⁻⁶ ед. СГС. Поле силы тяжести пород маячной свиты спокойное и на картах остаточных аномалий (H=2 км) характеризуется положительными значениями до 10 мГал. Магнитное поле в целом пониженное, положительные аномалии связаны с поясами даек метагаббродолеритов и габбро.

На аэрофотоснимках фотополя площадей распространения кор выветривания характеризуются развитием извилистых, тонкополосчатых линеаментов, отражающих слоистость и сланцеватость коренных пород.

Органические остатки отсутствуют. Контакты маячной свиты с нижележащей бескрыюковской толщей – тектонические, с вышележащей энбекшинской – согласные с переслаиванием (скв. 10 и др.) [61]. По положению в разрезе и находкам органических остатков в Челябинской области возраст маячной свиты принимается как средний ордовик.

Энбекшинская толща ($O_{2-3}en$) выделена П. В. Лядским в 1995 г. [42] в разрезе р. Урус-Кискен, непосредственно западнее описываемой территории. На листе М-41-I образования толщи широко развиты в Алапаевско-Адамовской зоне, на крыльях и переклиналях Адамовской и Славенской антиклиналей. Они слагают в основном синклинали высоких порядков этих структур. Фрагментарно породы толщи встречаются в небольших тектонических блоках северного погружения Джанабайской горст-антиклинали и северного выклинивания Желтинского грабена Ильиновско-Марииновской подзоны. Естественные разрезы толщи на площади отсутствуют. По данным бурения, в ее разрезе преобладают метабазалты, сланцы плагиоклаз-хлоритовые, плагиоклаз-актинолитовые, кварц-хлорит-полевошпатовые с бластоалевролитовой, бластосаммитовой, бластоофитовой структурой. Сланцы образовались по пирокластоосадочным, осадочным породам и базальтам. Количество прослоев метаморфизованных осадочных пород увеличивается в низах и верхах разреза толщи.

Минеральные ассоциации пород относятся к фации зеленых сланцев. В восточном экзоконтакте Джарлинского массива развиты роговики плагиоклаз-амфиболового состава.

На картах локальных аномалий трансформированного поля силы тяжести ($H=2$ км) площади развития указанных сланцев выделяются положительными аномалиями интенсивностью от 5 до 35 мГал. Магнитное поле резко дифференцированное, с широким развитием положительных аномалий интенсивностью до 500 нТл, связанных с зонами магнетитизации пород.

На аэрофотоснимках выходы коренных пород толщи (в долине р. Джангыз-Агач) характеризуются серым, темно-серым фототонем со слабо полосчатым рисунком. На площадях развития кор выветривания по ним преобладают светло-серые фототона с довольно отчетливым полосатым рисунком.

Химические составы метабазалтов энбекшинской толщи характеризуются нормальной щелочностью с отношением Na_2O к K_2O от 5 до 26, высокими содержаниями титана, суммарного железа и отчетливо выраженным толеитовым трендом фракционирования (табл. 2) [60, 61].

Мощность толщи, предположительно установленная по данным бурения, составляет 500–800 м. Органические остатки в ней отсутствуют.

Энбекшинская толща согласно, с переслаиванием залегает на маячной свите (скв. 10 и др.) и, предположительно, без видимого несогласия в пределах Южно-Керуембаевской переклинали (на листе М-41-VII) перекрывается нижнесилурийскими отложениями булатовской толщи. Эти данные не противоречат принятому серийной легендой средне-позднеордовикскому возрасту толщи.

Кособродская толща ($O_{2-3}ks$) развита в пределах северной выклинки Желтинского грабена, в западном и восточном бортах Сасыксайской синклинали. Буровыми скважинами здесь выше отложений энбекшинской толщи, вскрыты метатуфопесчаники, туфосланцы, перекристаллизованные до сланцев слюдяно-кварц-плагиоклазового состава, метадациты, метариолиты. В подчиненном количестве встречены кварцево-слюдяные, слюдяно-кварцевые сланцы, микрокварциты и перекристаллизованные автомагматические брекчии с обломками риолитов и дацитов. Южнее описываемой площади, в верховьях р. Кайракты, в нижней части разреза толщи, у контактов ее с энбекшинской толщей в скважинах встречаются биотит-плагиоклазовые, эпидот-биотит-плагиоклазовые сланцы по туфам и туффитам андезитового и андезибазальтового состава, близкие к тем, что развиты в верхних частях разреза последней. В связи с этим, предполагается, что фации кислых метавулканитов кособродской толщи видимо не выдержаны в пространстве и существуют фациальные переходы между низами ее разреза и верхами разреза энбекшинской толщи.

Минеральные ассоциации пород образовались в условиях фации зеленых сланцев. Плотность пород колеблется от 2,4 до 2,65 г/см³, магнитная восприимчивость – от $10 \cdot 10^{-6}$ до $22 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) площади развития толщи выделяются отрицательными аномалиями интенсивностью 5–30 мГал. Магнитное поле в их пределах спокойное, со значениями близкими к нулю. Достоверных данных о мощности и возрасте отложений, относимых к кособродской толще, в пределах листа М-41-I не имеется. Мощность (до 1 000 м) и средне-позднеордовикский возраст приняты, со значительной долей условности, как легенде Южно-Уральской серии.

Средние составы вулканогенных, метавулканогенных пород

№ п/п	Название толщ	Наименование пород	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.п.
1	Энбекшинская толща (O ₂₋₃ ?en)	Метабазальты	12	48,10	1,77	14,55	6,44	6,87	0,20	6,33	8,54	2,82	0,19	0,19	0,13	3,55
2	Жетыкольская толща (D ₁ ?zt)	Метабазальты	25	49,36	0,87	16,90	5,89	2,73	0,13	5,97	9,02	3,45	0,51	0,20	0,25	4,43
3		Метариолиты	2	72,1	0,28	14,15	2,37	0,94	0,03	2,9	0,58	4,96	1,01	0,06	0,14	0,82
4	Березняковская толща (D ₃ -C ₁ bz)	Трахибазальты	7	50,12	0,87	16,47	5,99	2,06	0,12	4,67	7,34	4,20	2,18	0,32	0,33	4,87
5		Трахиандезибазальты	5	54,38	0,95	16,93	4,48	2,98	0,12	4,08	6,08	4,25	2,82	0,41	0,23	2,17
6		Трахиандезиты	6	59,56	0,85	16,45	1,50	5,06	0,1	0,41	3,43	6,53	3,06	0,33	0,28	1,96
7		Трахидациты	3	66,63	0,50	16,95	2,05	0,19	0,03	2,45	0,88	6,66	1,56	0,11	0,25	1,82
8	Кайрактинская толща (C ₁ kr)	Базальты	3	48,77	1,84	16,15	7,65	3,10	0,18	6,61	9,90	3,18	0,38	0,2	0,2	1,48

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

На площади листа представлена булатовской толщей и жиландытаусской свитой.

Булатовская толща (S_{bl}). Под названием булатовской толща впервые выделена и описана К. П. Херасковым и Е. Е. Милановским в 1959 г. [21]. В современном объеме принята согласно Южно-Уральской легенде [23]. Представлена глинисто-кремнистыми, углисто-кремнистыми сланцами яшмоидами, окремненными алевролитами с прослоями полимиктовых метапесчаников и кварц-серицит-хлоритовых сланцев. Эти породы слагают небольшой тектонический блок в южном борту Айдырлинской депрессии, у северной границы листа.

Породы толщи претерпели региональный метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев. Плотность их от $2,64 \text{ г/см}^3$ (сланцев) до $2,81 \text{ г/см}^3$ (базальтов), магнитная восприимчивость – $8-20 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Мощность толщи, установленная севернее описываемой площади, составляет 250–300 м. Раннесилурийский возраст определен по находкам органических остатков в ее отложениях на листе М-40-ХП, в верховьях р. Киембай [37].

Жиландытаусская свита ($S_{\text{žl}}$) выделена в Восточных Мугоджарах Р. А. Сегединым и Г. А. Костик в 1975 г. [23]. Развита в центральной части Сасыксайской синклинали. По данным бурения, она представлена кремнистыми, графитисто-слюдяно-кварцевыми, кварцево-слюдяными, графитисто-кварцевыми, слюдяно-кварцево-полевошпатовыми сланцами, реже метапесчаниками, метаалевролитами и биотитовыми микрогнейсами. Минеральные ассоциации пород образовались в условиях фации зеленых сланцев. Плотность пород – от $2,56$ до $2,65 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – от $12 \cdot 10^{-6}$ до $25 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. На картах локальных аномалий ($H=2$ км) образования жиландытаусской свиты и подстилающей ее кособродской толщи образуют отрицательные аномалии интенсивностью от 15 до 45 мГал. Магнитное поле на площадях развития свиты спокойное, с очень низкой интенсивностью. Мощность свиты с учетом складчатости – 400–600 м. Взаимоотношения с другими стратонами тектонические. Органические остатки в породах свиты на площади листа отсутствуют. Раннесилурийский возраст установлен на сопредельных территориях по находкам лландоверийских граптолитов [19, 23].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Стратифицируемые девонские образования развиты в Алапаевско-Адамовской и Красногвардейско-Светлинской зонах и представлены жетыкольской, кундыбаевской, айдырлинской, еманжелинской, блакской толщами. Взаимоотношения между ними в указанных зонах показаны на «Схеме корреляции...» (рис. 1).

Жетыкольская толща ($D_{\text{ж}}$) выделена И. А. Смирновой в 1988 г. в Кундыбаевской горст-антиклинали. Породы толщи слагают нижнюю часть западной прибортовой части Восточно-Уральского прогиба, широко развиты в Кундыбаевской горст-антиклинали и фрагментарно в северной части Сарыюбинской грабен-синклинали.

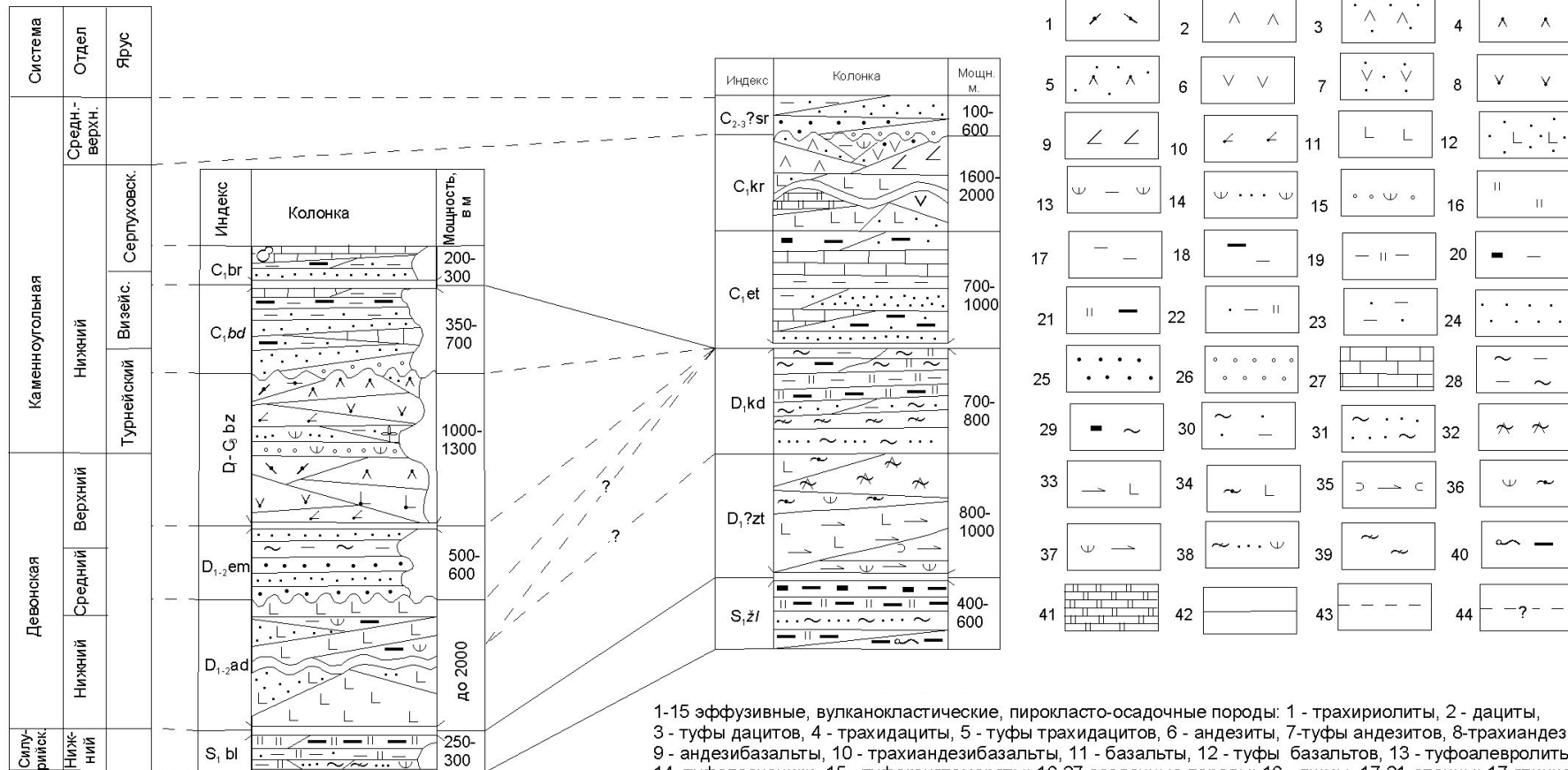
Обнажения ее пород отсутствуют, и изучена она только бурением скважин. В составе толщи преобладают базальты, metabазальты, туфосланцы, метатуфиты, с резко подчиненными количествами дацитов, плагиориолитов и метаандезитов. Метавулканиты кислого состава в разрезе развиты не повсеместно, только в пределах отдельных палеовулканических построек. Максимальная мощность их до 400 м.

Минеральные составы пород сложные, с широким развитием неустойчивых парагенезисов, весьма невыдержанных в пространстве. Выделяются ассоциации зеленокаменного и зеленосланцевого метаморфизма, развитые на большей части площадей распространения толщи; ассоциации регионально-контактового и контактового метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфибол-роговиковой, редко пироксен-роговиковой фации и локально развитого низкотемпературного гидротермального изменения. Преобладающие в породах основного состава ассоциации зеленосланцевого и зеленокаменного метаморфизма представлены альбитом, актинолитом, уралитом, хлоритом, эпидотом, цоизитом, клиноцоизитом, с незначительной примесью лейкоксена и редкими зернами апатита, магнетита. В породах кислого состава они состоят из кварца, альбита, олигоклаза, биотита, серицита, иногда с примесью актинолита, зеленой роговой обманки, эпидота.

Стратиграфическая шкала

Алапаевско-Адамовская СФЗ

Красногвардейско-Светлинская СФЗ



1-15 эффузивные, вулканокластические, пирокласто-осадочные породы: 1 - трахириолиты, 2 - дациты, 3 - туфы дацитов, 4 - трахидациты, 5 - туфы трахидацитов, 6 - андезиты, 7-туфы андезитов, 8-трахиандезиты, 9 - андезибазальты, 10 - трахиандезибазальты, 11 - базальты, 12 - туфы базальтов, 13 - туфоалевролиты, 14 - туфопесчаники, 15 - туфоконгломераты; 16-27 осадочные породы: 16 - яшмы, 17-21-сланцы: 17-глинистые, 18-углисто-глинистые, 19 - кремнисто-глинистые, 20-кремнистые, 21- углисто-кремнистые; обломочные породы: 22 - алевролиты кремнистые, 23 - алевролиты, 24 - песчаники, 25- гравелиты, 26 - конгломераты; 27-известняки; метаморфизованные осадочные породы: 28-29 - филлитизированные сланцы: 28 - глинистые, 29 - углисто-глинистые; 30 - метаалевролиты, 31- метапесчаники, 32 - метариолиты и метадациты; 33 - 34 metabазальты: 33 - плагиоклаз-амфиболовые, 34 - плагиоклаз-хлоритовые; 35 - туфосланцы плагиокоаз-амфиболовые; 36 - 37 метатUFFиты: 36 - хлорит-полевошпатовые, 37 - амфибол - полевошпатовые; 38 - слюдисто-кварц-полевошпатовые; 39 - 40 сланцы: 39 - слюдисто-кварц-полевошпатовые, 40-графитисто-кварцево-слюдяные; 41-мраморы; 42-44 линии корреляции подразделений: 42-по составу, 43-по возрасту, 44-предполагаемые.

Рис. 1. Схема корреляции обобщенных стратиграфических разрезов раннего силура–карбона для различных структурно-формационных зон.

Структура в метабазах бластоинтерсертальная, бластоофитовая, бластопорфировая, нематогранобластовая; текстура плоскопараллельная, линейная, реже полосчатая и реликтовая миндалекаменная. В метариолитах структура бластопорфировая с микролепидогранобластовой и микроаллотриоморфнозернистой основной массой, текстура флюидально-сланцеватая. Плотность пород толщи колеблется от 2,85 до 3,1 г/см³ основных составов и от 2,56 до 2,72 г/см³ умеренно кислых; магнитная восприимчивость от 5 до 40·10⁻⁶ ед. СГС, редко достигает 2 800·10⁻⁶ ед. СГС в породах, обогащенных при ороговиковании вкрапленностью магнетита. В трансформированном поле силы тяжести (Н=2 км) они образуют положительные аномалии интенсивностью 5–20 мГал. В магнитном поле площади их распространения характеризуются низкими до нулевых значениями.

На аэрофотоснимках площади развития толщи характеризуются преимущественно серым и темно-серым фототонем и слабо полосчатым, полосчато-линзовидным рисунком фотоизображения, осложненным в пределах палеовулканических построек кольцевыми линеаментами высокого порядка.

Химические составы наименее измененных метавулканитов (метабазальтов, метариолитов) толщи относятся к нормально-щелочной группе натриевой серии со слабовыраженным известково-щелочным трендом фракционирования (табл. 2).

Нижний контакт жетыкольской толщи не вскрыт. По геофизическим данным, не учитывающим возможного развития в основании ее разреза интрузивных тел габброидов, мощность ее может колебаться от 1 000 до 3 000 м, скорее всего, она не превышает 1 000 м.

Образования толщи согласно, с переслаиванием, редко с местными несогласиями, перекрываются породами кундыбаевской толщи. Предположительный раннедевонский возраст установлен по хитинозоям плохой сохранности [17].

Кундыбаевская толща (D₁kd) пространственно развита в тех же подзонах и структурах, что и жетыкольская толща, нивелируя палеовулкано-тектонический рельеф последней. Естественные разрезы отсутствуют, обнажения редки и представлены в основном графитисто-кварцевыми, углисто-кремнистыми сланцами, микрокварцитами. Наиболее полные разрезы толщи вскрыты скважинами в бассейнах рр. Кайракты и Кокпектысай. В нижней части разреза толщи преобладают филлиты графитистые, графит-кварцевые, сланцы графит-серицит-кварцевые, графит-кварцевые, углеродистые метаалевролиты и метапесчаники; в верхней – слюдисто-кварц-плагиоклазовые, биотит-плагиоклазовые с графитом сланцы, метапесчаники, метаалевролиты, реже метагравелиты, туфосланцы с прослоями графит-серицит-кварцевых сланцев. Породы толщи претерпели в основном зеленосланцевый метаморфизм, в отдельных сильно дислоцированных зонах регионально-контактовый, а в экзоконтактах интрузий контактовый метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфибол-роговиковой фаций. Плотность их в среднем составляет 2,75 г/см³, магнитная восприимчивость – 50·10⁻⁶ ед. СГС. В трансформированном поле силы тяжести (Н=2 км), площади развития толщи выделяются отрицательными аномалиями интенсивностью 10–20 мГал. Магнитное поле спокойное, с низкими значениями ΔТ.

На аэрофотоснимках выделяются только площади с выходами на поверхность рыхлых продуктов коры выветривания по породам толщи, характеризующиеся светло-серым фототонем с тонким прерывисто-полосчатым, реже грубополосчатым рисунком.

Мощность толщи – от 700 до 800 м, по геофизическим данным, в отдельных впадинах восточной части Кундыбаевской горст-антиклинали может достигать 1 000 м. Раннедевонский возраст принят на основе согласного залегания ее на отложениях жетыкольской толщи и присутствия в ее разрезе метариодацитов аналогичных кислым вулканитам верхней части разреза последней [17, 23, 57].

Айдырлинская толща (D₁₋₂ad) впервые в ранге самостоятельного подразделения упоминается в отчете М. Д. Тесаловского [51] в Алапаевско-Адамовской зоне. Представлена небольшими выходами в северной части листа. Картируется в основном по скважинам. В пределах площади в составе толщи преобладают базальты, их туфы, туффиты. Общая мощность айдырлинской толщи до 2 000 м. Плотность пород – 2,75–2,82 г/см³; магнитная восприимчивость – 10–30·10⁻⁶ ед. СГС.

Породы айдырлинской толщи подвергнуты региональному метаморфизму зеленосланцевой фации. На сопредельной территории с ними связано серноколчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение. Субвулканические образования представлены дайками габбро-долеритов.

Нижняя граница айдырлинской толщи не установлена (возможно, залегает со стратиграфическим и угловым несогласием на породах маячной свиты или энбекшинской толщи). В низах толщи севернее, на сопредельной территории, в линзах известняков найдены кораллы карпин-

ского горизонта эмского яруса [51]. Учитывая большую мощность образований залегающих выше уровня с фауной и близость их составов с вулканитами александринской фаунистически охарактеризованной толщи Восточно-Магнитогорской зоны возраст толщи принят в серийной легенде как ранне-среднедевонский [19, 23].

Еманжелинская толща (D_{2-3em}) образует небольшой выход в северной части листа. В составе толщи преобладают кварцевые песчаники и гравелиты, кварцитопесчаники, сланцы филлитовидные, графитистые. Указанные отложения относятся к еманжелинской толще с некоторой долей условности. В условиях контактового метаморфизма породы толщи превращены в кварцитопесчаники.

Мощность еманжелинской толщи в пределах листа М-41-Г не превышает 500–600 м.

Возраст толщи в серийной легенде принят как средне-верхнедевонский.

Блакская толща (D_{3bl}) развита незначительно в самой восточной части листа, в Кайрактинском блоке Троицко-Буруктальской подзоны. Естественные разрезы и обнажения отсутствуют, вскрыта многочисленными картировочными скважинами. Выделена впервые как песчано-сланцевая толща И. А. Смирновой в 1995 г., названа блакской Н. Т. Видюковым в 1998 г. [23].

Разрез толщи состоит из ритмичного переслаивания конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, глинистых и углисто-глинистых сланцев. Участками встречаются микститы и конглобрекции, состоящие из обломков таких же как в толще сланцев, алевролитов и песчаников.

Слоистость пород изменяется от тонкой при ритмичном строении толщи до грубой – в пачках конгломератов и гравелитов. Минеральные ассоциации пород образовались в условиях фации зеленых сланцев. Плотность пород от 2,45 до 2,70 г/см³, магнитная восприимчивость 10–60·10⁻⁶ ед. СГС. На гравиметрических картах остаточных аномалий (Н=2 км) площади развития толщи выражаются отрицательными аномалиями до 5 мГал. Магнитное поле в их пределах спокойное отрицательное со значениями от –200 до 350 нТл. Мощность толщи, по данным бурения, от 300 до 500 м. На вулканитах журманкольской толщи среднего девона образования толщи лежат в несогласно, участками, по данным А. М. Ченцова [51], грубо согласно. На сопредельной к востоку территории в обломках известняков, конгломератов блакской толщи найдены раннефранские кораллы [21, 51].

ДЕВОНСКАЯ–КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМЫ

Березняковская толща (D_3-C_{1bz}) слагает несколько вытянутых в субмеридиональном направлении тектонических блоков в пределах Еленовско-Кумакского грабен-синклинория.

В составе толщи преобладают туфы от основного до кислого состава, туфоконгломераты, туфопесчаники, с потоками лав базальтов, трахибазальтов, андезитов, дацитов, трахиандезитов, трахидацитов, прослоями углисто-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, известняков (скв. 2, 13). Плотность их, в среднем, – 2,65 г/см³; магнитная восприимчивость – от 100·10⁻⁶ до 1 000·10⁻⁶ ед. СГС.

Химические составы вулканитов характеризуются повышенной щелочностью и образуют непрерывный ряд от трахибазальтов до трахидацитов, в основном с калиево-натриевым типом щелочности (табл. 2).

Мощность березняковской толщи 1 000–1 300 м [60]. Субвулканическая фация березняковской толщи представлена штоками, дайками трахидацитов, андезитов.

Возраст толщи, согласно серийной легенде, позднедевонский–раннекаменноугольный.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольная система представлена брединской свитой, биргильдинской, еткульской, кайрактинской и сарыюбинской толщами, взаимоотношения между которыми в разных зонах показаны на «Схеме корреляции...» (рис. 1).

Брединская свита (C_{1bd}) выделена в 1946 г. А. А. Петренко и названа по пос. Бреды в Челябинской области. Распространена в пределах Алапаевско-Адамовской зоны, в Еленовско-Кумакском грабен-синклинории. Слагает вытянутые в субмеридиональном направлении тектонические блоки в зоне Восточно-Аниховского регионального глубинного разлома и оперяющих его нарушений более высокого порядка.

Представлена песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, глинистыми, углисто-глинистыми сланцами, с редкими прослоями каменных углей, известняков. В основании

свиты залегают базальные конгломераты, в верхней части разрезов – прослой известняков. В геофизических полях из-за небольших размеров блоки, сложенные толщей, не выделяются.

Плотность пород – 2,50–2,61 г/см³; магнитная восприимчивость – $2-6 \cdot 10^{-5}$ ед. СГС.

Свита с несогласием залегает на нижележащих породах. Общая мощность ее отложений составляет от 350 до 700 м.

Возраст свиты установлен на основе многочисленных находок на сопредельных площадях остатков флоры и фауны, в том числе – позднетурнейских брахиопод и фораминифер раннего визе, что позволяет датировать ее отложения в диапазоне позднее турне–раннее визе [23, 60, 61].

Еткульская толща (C₁et) выделена в Сарыобинской грабен-синклинали Ильиновско-Марииновской подзоны. Прослеживается в виде узкой (1,5–2 км) прерывистой полосы в северо-северо-западном направлении через всю площадь. Представлена известняками, мраморами, песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами. Средняя плотность пород – 2,66 г/см³, магнитная восприимчивость – $16 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Взаимоотношения с подстилающими образованиями тектонические. Мощность толщи оценивается до 1 000 м.

По положению в разрезе возраст еткульской толщи условно принят как ранний карбон, позднее турне–раннее визе [19].

Кайрактинская толща (C₁kr) выделена в восточном борту Сарыобинской грабен-синклинали. Ее образования представлены базальтами, реже андезибазальтами, метабазальтами, их туфами, с прослоями туффигов, мраморизованных известняков.

Взаимоотношения с нижележащими образованиями на площади не установлены. Южнее, на листе М-41-VII установлено согласное, с переслаиванием наложение ее на отложениях еткульской толщи [17].

Мощность, по геофизическим данным, до 2 000 м.

Химические составы базальтов характеризуются натровым типом щелочности, повышенной железистостью, высокими содержаниями титана и толеитовым типом фракционирования (табл. 2).

Данные о возрасте отсутствуют. Возраст условно, на основании сопоставления пород толщи с таковыми на соседних площадях, принимается, как и в серийной легенде средневизейско-серпуховской.

Биргильдинская толща (C₁br) развита в Еленовско-Кумакском грабен-синклинории, где слагает пояс вытянутых в субмеридиональном направлении узких тектонических блоков, протягивающихся от южной границы площади до верховьев р. Джарлы.

Толща представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками, известняками, углисто-глинистыми сланцами. Плотность пород – 2,55–2,62 г/см³; магнитная восприимчивость – $1-6 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Из-за небольших размеров блоки толщи в геофизических полях не выделяются.

Контакты пород биргильдинской толщи с нижележащей брединской свитой тектонические. Мощность ее 200–300 м. Южнее, на листе М-41-VII в известняках толщи найден богатый комплекс поздневизейских–раннесерпуховских фораминифер и здесь же установлено ее несогласное, с размывом залегание на породах брединской свиты [59, 60].

Сарыобинская толща (C₂₋₃?sr) выделена Н. Т. Видюковым в 1998 г. в объеме конгломератовой толщи, предположительно фамен–раннетурнейского возраста, А. М. Ченцова [23, 54]. Развита в северной части Сарыобинской грабен-синклинали Ильиновско-Марииновской подзоны. Разрез ее изучен скважинами, представлен полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами от зеленовато-серого до красно-бурого цвета. Мощность 100–600 м. Залегает с размывом на поверхности нижележащих толщ карбона. Верхняя граница не установлена. Минеральные ассоциации и петрофизические свойства пород близки к таковым еткульской толщи. В геофизических полях они от последних не обособляются. Органические остатки не встречены. Возраст ее в серийной легенде принят по находкам флоры средне-позднекаменноугольного возраста в Денисовской зоне [54].

МЕЗОЗОЙСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Мезозойские коры выветривания распространены повсеместно и представлены продуктами выветривания площадного и линейного трещинного типов. Первые наблюдаются на всех более древних породах, за исключением районов интенсивного проявления неотектонических процессов, приречного мелкосопочника и долин рек. Средняя мощность площадной коры выветривания равна 15–30 м, на интенсивно эродированных площадях современных поднятий – 5–7 м.

Коры образования выветривания трещинно-линейного типа в «чистом» виде наблюдаются редко и связаны 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 корях 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 и кислым эффузивам в целом незначительной мощности и лишь в отдельных случаях достигает 20–25 метров. Обычно она представлена дресвяно-щебнистым горизонтом начальной стадии корообразования. В общем случае, в разрезе коры выветривания по кислым породам присутствуют кроме названного горизонта дресвяно-гидрослюдистый и каолинит-гидрослюдистый. Причем, следует отметить, что наиболее сохранившимися являются коры выветривания, развитые на гранитоидах Джарлинского и Джарбутакско-Боетского массивов. В них отчетливо выделяется каолинит-гидрослюдистый горизонт с преобладанием в нем глин каолинитового состава желтовато-розового, иногда белого цвета. Коры выветривания, образованные по гранитам и гранитогнейсам других массивов, представлены в основном зоной дезинтеграции, состоящей из дресвяного сыпучего материала серого цвета. Мощность этих отложений может достигать 10–12 метров. В редких разрезах скважин появляется маломощный (первые метры) каолинит-гидрослюдистый горизонт коры выветривания.

Кора выветривания пород основного состава рассмотрена на примере габбродолеритов, базальтов и метабазальтов. Профиль коры выветривания представлен в основном двумя нижними горизонтами: дресвяно-гидрослюдистый и гидрослюдисто-монтмориллонитовый. Первый из названных горизонтов имеет мощность 8–12 м и представлен глиной зеленовато-серого цвета со щебнем коренных пород. В глинистой составляющей преобладает гидрослюда. Гидрослюдисто-монтмориллонитовый горизонт состоит из глин с сохранившейся первичной структурой и минеральным составом, отраженным в названии горизонта. Мощность его колеблется от 10 до 25 м. Здесь же целесообразно сказать о коре выветривания по эпидот-альбит-актинолитовым и эпидот-альбит-хлоритовым сланцам энбекшинской и жетыкольской толщ, так как профиль выветривания по этим породам напоминает вышеописанный с несколько уменьшенной мощностью дресвяно-гидрослюдистого горизонта.

Кора выветривания по серпентинитам развита на всех ультрабазитовых массивах территории листа и представлена площадным и линейно-трещинным типами. Характеризуется наличием следующих зон (снизу вверх): зона дезинтегрированных карбонатизированных серпентинитов – местами прослеживается до глубины 50–70 м; наиболее развитая зона серпентинитов – 15–20 м; зона нонтронитовых глин 1–5 м, редко 8 м; зона охристо-кремнистых пород – 3–5 м.

С продуктами разложения серпентинитов связаны повышенные концентрации никеля и кобальта.

По осадочным породам развиты коры выветривания значительной мощности, достигая в отдельных случаях ста и более метров. Профиль выветривания представлен всеми зонами. Основными составляющими глинистой коры выветривания во всех горизонтах являются каолинит, гидрослюды, гидрохлориты. Конечным продуктом выветривания являются глины каолинитового горизонта. Наиболее ярким примером для характеристики коры выветривания по осадочным породам могут служить профили выветривания углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев, алевролитов, песчаников брединской свиты и еткульской толщи. Преобладающая роль в них принадлежит каолинит-гидрослюдистому горизонту, который по мощности превосходит все остальные вместе взятые и составляет в среднем 40–60 метров. Он представлен каолинит-гидрослюдистыми глинами и незначительным количеством щебня осветленных и окремненных сланцев. Цвет глин послойно переменчив, меняясь снизу вверх по разрезу

от грязно-зеленого и серого до белого с зеленоватым оттенком, желтого и темно-серого или черного (в коре по углистым разностям сланцев). Окраска глин обусловлена присутствием хлорита, продуктов его разложения и углистого пигмента. Горизонты зоны дезинтеграции и выщелачивания маломощны и представлены дресвой и дресвяно-глинистыми образованиями.

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.

Возраст кор выветривания разными авторами трактуется по-разному, но большинство исследователей считают возраст максимального корообразования позднерэтским–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

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ЭОЦЕН

Лютетский–бартонский ярусы нерасчлененные. Саксаульская свита (P_2^{sk}) представлена кварцитовидными песчаниками, залегающими на размытой поверхности коры выветривания, приуроченной к сглаженным вершинам невысоких возвышенностей на водоразделах. В коренном залегании образования свиты встречены в долине реки Сасыксай на глубине от 10 до 15 м. Это мелкозернистые кварцевые пески хорошо отсортированные и окатанные. В песках отмечаются редкие прослои гидрослюдисто-каолинитовых глин и белых, серых и светло-желтых кварцитовидных «дырчатых» песчаников. Последние хорошо изучены на соседних площадях, где на основании многочисленных определений ксерофитной флоры, спор и пыльцы, а также стратиграфического положения в разрезе однозначно устанавливается их возраст. Мощность отложений достигает 12 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Чаграйская свита (N_1^{cg}). Образования свиты развиты весьма незначительно и приурочены к юго-восточной части листа. Они представлены ожелезненными разнозернистыми кварцевыми песками с линзами крупнозернистых железистых песчаников, гравелитов и крупногалечниковых конгломератов. В основном, это элювиальные развалы на водоразделах, склонах и других положительных формах рельефа. В коренном залегании отложения чаграйской свиты выявлены на соседнем с востока листе. Возраст датирован на основании сопоставления пород свиты с флористически охарактеризованными образованиями восточного склона Южного Урала. Мощность отложений 3 м.

Наурзумская свита (N_1^{nr}), одновозрастная с чаграйской свитой, выделяется в виде локальных участков. Отложения свиты налегают с размывом на нижележащие породы. Свита представлена каолинитовыми, часто огнеупорными глинами, с прослоями неравнозернистых кварцевых песков и галечников. В общем случае в верхах толщи присутствуют глины, в низах – базальный слой в виде галечника, гравия и песка. В верхней части разреза глины нередко окрашены окислами железа и приобретают пеструю окраску розовых, малиновых, лиловых оттенков; в нижней части глины белые. Отношения образований наурзумской и чаграйской свит неясны, но, вероятнее всего, они являются фаціальными разновидностями, что можно наблюдать при их совместном нахождении: зоны ожелезненного песка и гравия отмечаются и в верхних горизонтах, и в основании наурзумской свиты.

Генезис отложений, судя по локализации и форме залегания, аллювиальный и озерный.

Возраст датирован по сопоставлению с подобными отложениями на соседних территориях (лист М-41-VII). Мощность образований свиты не превышает 6 м.

Образования светлинской свиты (N_1^{sv}) развиты преимущественно в восточной части листа и приурочены к различным формам рельефа: водоразделам, склонам логов и ложбинообразным понижениям. Породы свиты представлены зеленовато-серыми глинами с горизонтами

характерных темно-красных глин с серыми прослоями вертикального направления. Иногда в основании наблюдается базальный горизонт гравийно-галечникового состава, но преимущественно – прослой песков. Возраст отложений датируется в соответствии с серийной легендой Южного Урала, мощность достигает 40 м.

ПЛИОЦЕН

Жиландинская свита (N_2^1zl) представлена кирпично-красными, красно-бурыми гипсоносными глинами с железо-марганцевыми бобовинами и линзами песка в основании. Отложения свиты приурочены в основном к водоразделам и водораздельным склонам центральной части листа. Возраст дан по сопоставлению с датированными отложениями соседних территорий и в соответствии с серийной легендой Южного Урала. Максимальная мощность отложений жиландинской свиты 20 м.

Кустанайская свита (N_2^2ks). Самыми молодыми неогеновыми образованиями являются осадки кустанайской свиты: красновато-бурые супеси, суглинки, бурые песчаные глины с линзами и прослоями разнозернистого полимиктового песка, полуокатанного гравия и карбонатными стяжениями. Образования свиты залегают на самом высоком гипсометрическом уровне территории (380 м) и, вероятно, являются фрагментами плиоценовой террасы. Вышеописанный комплекс сопоставляется с кустанайской свитой смежных районов на основании литологического состава и положения в рельефе. Мощность отложений достигает 20 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Делювиальные образования (dE), представленные красно-бурыми глинами, приурочены к отрицательным формам рельефа на гипсометрическом уровне с абсолютными отметками 320–340 м, а также к водораздельным склонам рек Жангызагаш, Бостыбай и Сасыксай. Залегают глины, как правило, на различных горизонтах мезозойской коры выветривания, реже – на плиоценовых отложениях и породах складчатого фундамента. Возраст дан на основании положения в рельефе и в соответствии с серийной легендой Южного Урала. Мощность до 7 м.

Верхнее звено

Чумлякский горизонт. Нижнежуншуликская подсвита, верхняя часть. *Озерно-аллювиальные образования* ($laE11\check{z}n_1^?$) распространены в восточной части листа, выходя за пределы площади. Образования комплекса представлены толщей песчанистых глин и алевритов. Приурочены к гипсометрическому уровню с отметками 290–300 м и тяготеют к депрессиям. Обычно они залегают под маломощным чехлом четвертичных элювиальных и делювиальных супесей и суглинков на коре выветривания мезозойского возраста. Иногда характеризующиеся образования представлены мелкозернистыми глинистыми песками с нечеткой горизонтальной слоистостью. Комплекс образований, вероятнее всего, озерный с аллювиальной составляющей дельтового характера. Палеонтологические остатки фауны и флоры в подобных образованиях Зауралья дают возможность параллелизовать их с акчагыльскими или апшеронскими породами Приуралья и Поволжья. Возраст дан в соответствии с серийной легендой Южного Урала и на основании полученного спорово-пыльцевого комплекса эоплейстоценового возраста выделенного из подобных отложений на листе М-41-VII [38]. Мощность отложений 15 м.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ ЗВЕНО

Лозьвинский горизонт. *Делювиальные и аллювиальные образования* ($d,aE-llz$) приурочены к водоразделам и склонам речных долин в верховьях всех притоков реки Джарлы, а также рек Кокпектысай и Сасыксай. Представлены они ярко-коричневыми и буровато-рыхлыми монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистыми глинами, содержащими мелкие железистые бобовинки, а в основании разреза – валуны и гальку. Залегают они на отложениях разного возраста: от палеозойских пород 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 20 м. К отложениям этого возраста приурочены месторождения кирпичных глин.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Чернореченский и карпийский горизонты объединенные. *Аллювиальные образования черноскутовской террасы* ($\alpha^1\text{I}\check{\text{c}}\text{r}+\text{kr}$) выделены в долинах рек Акташка, Бостыбай, Кокпектысай. Аллювий представлен песками, гравийниками, галечниками и глинистыми песками с прослоями песчанистых глин. Гравий и галька хорошо окатаны. В верхней части породы сильно ожелезнены и приобретают бурый цвет. В нижней части пески кварцевые мелкозернистые, хорошо отсортированные. Аллювиальные образования залегают на плиоценовых глинах, палеозойских породах или коре выветривания мезозойского возраста. Мощность образований до 6 м. Раннечетвертичный возраст террасы определяется ее геоморфологическим положением и в соответствии с серийной легендой Южного Урала.

Среднее–верхнее звенья

Элювиальные и делювиальные образования (e,dII–III) развиты незначительно на поверхности выравнивания средне-позднеплейстоценового возраста и верхних частях склонов речных долин. Представлены глинами, суглинками с дресвой и щебнем, содержание которых увеличивается к низам разреза. Налегают образования с большим стратиграфическим перерывом на любые нижележащие породы. Мощность отложений от 1,5 до 3 м.

Делювиальные образования (dII–III) слагают склоны речных долин Джарлы и ее притоков, выделены только в Урало-Гумбейской зоне. Комплекс данных образований сложен песчаными глинами, суглинками, часто известковистыми, со щебнем выветрелых подстилающих пород. Мощность до 5 м.

Верхнее звено

Стрелецкий и ханмейский горизонты объединенные. *Аллювиальные образования второй надпойменной террасы* ($\alpha^2\text{IIIst}+\text{hn}$) распространены в долинах реки Джарлы и ее левого притока – Жангызагаша. Характерной особенностью террасы является ее двучленное строение: вверху залегают суглинки, супеси и алевриты, внизу – разнородные полимиктовые пески. Терраса прослеживается на значительные расстояния вверх и вниз по течению реки. Мощность отложений достигает 18 м.

Невьянский и полярноуральский горизонты объединенные. *Аллювиальные образования первой надпойменной террасы* ($\alpha^1\text{IIIv}+\text{pu}$) развиты в долинах рек принадлежащих бассейну реки Джарлы. Отложения первой надпойменной террасы рек Кокпектысай и Сасыксай образования фрагментарно. В разрезе аллювия преобладают пески, супеси, суглинки, а глины и галечники имеют подчиненное развитие. Аллювий первых надпойменных террас всех рек территории листа имеет сходное строение. Отличие заключается лишь в составе галечников и валунов, мощностях руслового и пойменного аллювия. Возраст отложений дан по сопоставлению с образованиями на смежных листах, где возраст определен по палеонтологическим остаткам. Мощность образований до 10 м.

ГОЛОЦЕН

Горбуновский горизонт. *Озерные и палиостринные образования* (l,plHgr) представлены илами и сапропелями с незначительным присутствием суглинков. С поверхности молодые остаточные котловины интенсивно заболочены. Встречены отложения этого комплекса в Тобол-Аятской зоне в единичных случаях. Мощность образований до 5 м.

Озерные образования (lHgr) развиты на востоке картируемой территории, в Тобол-Аятской зоне. Выполняют современные озерные ванны и слагают их пляжи. Пляжи и косы озер сложены обычно песком, днище – илами и сапропелями. Мощность образований достигает 5 м.

Оловые образования (vHgr) развиты в западной части листа. Представлены мелкозернистыми, хорошо окатанными кварцевыми песками, формирующими рельеф бугристых песков.

Мощность образований до 8 м.

Делювиальные и аллювиальные образования (d,aHgr) развиты в пределах обеих зон. Формируют аккумулятивные поймы мелких притоков, ручьев, ложков и оврагов с временными водотоками. Представлены глинистыми песками, супесями, суглинками и глинами со щебнем и гравием местных пород. Мощность образований до 5 м.

Аллювиальные образования (aHgr) имеют повсеместное распространение в долинах рек и их притоков. Они формируют высокую и низкую пойменные террасы, слагают русла рек, их пляжи и косы. Представлены полимиктовыми песками, галечниками, илистыми глинами с линзами почвы руслового и пойменного комплексов. Мощность достигает 10 м.

Верхняя часть. *Техногенные образования (tHgr²)* связаны с деятельностью человека. На территории листа это отвалы и выемки карьеров по добыче минерального сырья, покрытия дорог и улиц, насыпи. Мощность отложений до 3 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Элювиальные и делювиальные образования (e,d) покрывают маломощным чехлом дочетвертичные скальные и рыхлые породы в верхних частях водораздельных склонов, среди других генетических типов доминируют. Породы комплекса представлены серыми, красновато-бурыми глинами, суглинками и супесями с мелким щебнем подстилающих пород. Максимальная мощность достигает 5 м.

Элювиальные образования (e) развиты на наиболее возвышенных участках с абсолютными отметками от 360 до 380 м. Преимущественно приурочены к зоне главного водораздела каспийского и полярно-морского бассейнов. Породы комплекса представлены суглинками, глинами, супесями со щебнем и дресвой. Мощность не превышает 0,5 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные породы на листе М-41-І занимают большую часть площади, слагая различные по форме, величине и составу массивы широкого возрастного диапазона. Выделяются следующие интрузивные образования:

- средне-позднеордовикские: энбекшинские субвулканические образования ($v\beta'O_{2-3}en$);
- позднеордовикские: крыклинский комплекс метагаббро-метадиорит-метаплагиогранитовый ($v',v'-v\delta'O_3k_1; g\delta, qg\delta, qg\delta-g, g\gamma\delta, g\gamma\delta O_3k_2; g\gamma O_3k_3$);
- раннесилурийские: копинский комплекс плагиогранитогнейсово-мигматитовый ($p\gamma gS, kp$);
- позднесилурийские: джарлинский комплекс диорит-тоналит-плагиогранитовый ($g\delta, q\delta S_2d_1; g\gamma S_2d_2$);
- раннедевонские: жетыкольские субвулканические образования ($\lambda', v\beta', \alpha\beta'D_1?zt$), подольский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\Sigma'D, p$), каменнодольский комплекс ультрамафитовый ($\Sigma', v'D, kd$), карашакольский комплекс дунит-верлит-пироксенитовый ($\Sigma'D, kr$);
- ранне-среднедевонские: айдырлинские субвулканические образования ($v\beta D_{1-2}ad$);
- позднедевонские: джабыгасайский комплекс диорит-плагиогранитовый ($v, v\beta, v\delta D_3d_1; \delta, \delta\pi, m\delta, q\delta, \delta, q\delta - \delta D_3d_2; \gamma\delta, \gamma\delta\pi, p\gamma\delta D_3d_3; p\gamma, l\gamma, l\pi\gamma, p\pi D_3d_4$), коскольский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый ($v, v'D_3ks_1; qg\delta D_3ks_2$), урускискенский комплекс монцонит-граносиенит-лейкогранитовый ($q\mu\delta, q\mu D_3u_1; \gamma\delta - \gamma\xi D_3u_2$);
- позднедевонские–раннекаменноугольные: березняковские субвулканические образования ($\tau\xi, \zeta, \alpha D_3 - C, bz$);
- раннекаменноугольные: кумакский комплекс диорит-плагиогранитовый ($p\gamma C_1k_2$), кокпектысайский комплекс габбро-диорит-тоналитовый ($v, v\delta, v^o C_1kk_1; \delta, q\delta C_1kk_2; \gamma\delta, p\gamma C_1kk_3$);
- ранне-среднекаменноугольные: каменецкий комплекс габбро-граносиенит-гранитовый ($q\mu\delta C_{1-2}km_1; \gamma\xi, q\xi, \gamma, \gamma\xi\pi C_{1-2}km_2$);
- раннепермские: джабыкско-санарский комплекс гранит-лейкогранитовый ($l\gamma, \gamma, \gamma\pi, \alpha, p, p\gamma, p\pi\gamma P_1\delta_2$), шалкарский комплекс гранитовый ($l\gamma, \gamma, \gamma\pi, \alpha, p, p\gamma, p\pi\gamma P_1\delta_2$).

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Энбекшинские субвулканические образования ($v\beta'O_{2-3}en$) являются составляющей частью одноименного комплекса, развиты в пределах площадей распространения метавулканитов этого комплекса и образований нижележащей маячной свиты. Представлены они силами, штоками, мелкими телами неправильной формы и дайками метагаббродолеритов. Размеры их от 0,2 до 1 км в поперечнике при протяженности до 2,2 км. Наибольшая концентрация субвулканических тел наблюдается на юге площади, на западном склоне долины р. Бостыбай и на севере, на водоразделе рр. Урус-Кискен и Жанаспай. Резкое увеличение на указанных площадях в разрезе энбекшинской толщи метабазальтов и ортосланцев по ним и наличие в их пределах локальных положительных аномалий Δg интенсивностью 35–55 мГал свидетельствуют о существовании здесь магмовыводящих зон.

Минеральный и химический состав метагаббродолеритов сходен с составами метабазальтов энбекшинской толщи, описанными в главе «Стратиграфия», от последних метагаббродолериты отличаются мелко- до среднезернистой бластоофитовой структурой и более однородной в основном линейной, редко массивной текстурой.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Крыклинский комплекс метагаббро-метадиорит-метаплагиогранитовый выделен в 1995 г. П. В. Лядским на листе М-40-VI [42].

Петротип – Крыклинский массив (по балке Крыкла). Породы комплекса развиты в Адамовской антиклинали и Джабыгасайской горст-антиклинали, слагая периферические части крупных полихронных плутонов: Джарлинского (№ 4)*, Джарбутакско-Боетского (№ 9), Ново-Винницкого (№ 8), Джабыгасайского (№ 16), самостоятельную Брацлавско-Аниховскую интрузию (№ 5) и многочисленные мелкие тела в пределах указанных структур.

В составе комплекса преобладают гнейсодиориты (60–65 %), в подчиненном количестве находятся ортоамфиболиты апогаббровые (18–20 %), кварцевые гнейсодиориты, гнейсотоналиты (13–17 %) и гнейсоплагиограниты (5–10 %). Породы комплекса образуют непрерывный гомодромный ряд: от метагабброидов до гнейсоплагиогранитов. Этот ряд сформировался в три фазы: *первой* – метагабброидов ($v',v'-v\delta'O_3k_1$); *второй* – гнейсодиоритов, кварцевых гнейсодиоритов ($g\delta,qg\delta,qg\delta-g\delta,g\gamma\delta,g\gamma\delta O_3k_2$); *третьей* – гнейсоплагиогранитов ($g\gamma O_3k_3$).

Породы комплекса прорывают метаморфические образования бескрыковской, осиновской толщ, сланцы маячной свиты, энбекшинской и кособродской толщ. В свою очередь, они подвержены процессам катаклаза, перекристаллизации, фельдшпатизации, микроклинизации, реоморфизма, прорваны и мигматизированы интрузиями копинского, каменнодольского, джабыгасайского и других более молодых комплексов. Контакты пород крыклинского комплекса с вмещающими толщами в указанных полихронных массивах неровные, заливистые, в основном согласные. Форма их в значительной степени обусловлена более поздними складчатыми деформациями. Внутри массивов отмечается большое количество мигматизированных вмещающих пород. Минеральные ассоциации пород комплекса отвечают условиям амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма и образовались на глубинах близких к уровню ультраметаморфизма – 3 000–3500 м. Структуры в них от бластогипидиоморфнозернистых до гранобластовых, бластокатакластических, порфиробластических; текстуры гнейсовидные, сланцеватые, полосчатые.

В зоне Восточно-Аниховского глубинного разлома и оперяющей его системы нарушений более высокого порядка породы комплекса тектонизированы, перекристаллизованы в бластотектониты и диафторированы с развитием в них диафторитовых сланцев серицит-хлорит-альбитового, эпидот-альбит-хлоритового состава.

Химические составы пород образуют непрерывный ряд от габброидов до гранитоидов, относятся к калий-натриевому ряду известково-щелочной серии (табл. 3). Физические свойства пород приведены в таблице 4.

В трансформированном поле силы тяжести, на картах остаточных аномалий (H=2 км) ортоамфиболиты и диафториты по ним, слагающие Брацлавско-Аниховскую интрузию, выделяются в виде положительной аномалии с интенсивностью до 30 мГал. Площади развития ортогнейсов диорит-гранитного состава и сильно мигматизированных пород комплекса выражаются отрицательными аномалиями интенсивностью 10–30 мГал. Исключением являются кварцевые гнейсодиориты юго-западной части Джарлинского массива, расположенные в пределах положительной аномалии со значениями Δg от 5 до 25 мГал, что видимо обусловлено малой мощностью залежи этих пород и наличием в ее подошве более плотных пород.

Магнитное поле обычно пониженное, значительно дифференцированное со значениями ΔT от –400 до 0 нТл, редко до +200 нТл.

На аэрофотоснимках площади развития пород комплекса характеризуются серым фототонном с полосами, пятнами светло-серого цвета на участках развития коры выветривания.

Интрузии крыклинского комплекса прорывают средне-позднеордовикские образования маячной свиты и энбекшинской толщи, в свою очередь, подвержены ультраметаморфизму, гранитизации с образованием в них ассоциаций пород раннесилурийского копинского комплекса и прорываются гранитоидами девонского и более молодых возрастов. На этом основании возраст комплекса, с некоторой долей условности, принят как позднеордовикский.

* Здесь и далее номер массива на тектонической схеме.

Средние химические составы интрузивных пород

№ п/п	Название комплексов, массивов	Наименование пород	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.п.
1	Крыклинский	Габброамфиболиты	6	51,52	0,68	17,88	4,33	5,37	0,21	4,13	7,65	2,21	0,76	0,14	0,32	4,47
2		Гнейсодиориты	7	55,24	0,57	18,21	3,7	4,66	0,14	3,63	7,71	2,69	0,24	0,11	0,23	2,83
3		Кварцевые гнейсодиориты	7	61,39	0,7	16,66	1,73	3,42	0,09	3,73	5,01	3,16	2,14	0,19	0,31	1,96
4		Гнейсоплагиограниты	3	71,92	0,48	14,49	1,34	1,80	0,09	0,91	1,02	4,04	2,46	0,10	0,24	1,43
5	Копинский	Плагиогнейсограниты	6	72,4	0,19	15,07	0,8	1,12	0,02	0,88	1,47	3,99	1,95	0,09	0,1	1,78
6		Плагиомигматиты теневые	5	67,14	0,75	12,74	3,43	2,45	0,11	0,96	4,9	3,42	1,6	0,13	-	2,15
7	Джарлинский	Гнейсодиориты	3	54,77	0,91	17,59	4,31	4,72	0,15	4,46	4,56	3,49	1,35	0,22	0,12	3,31
8		Кварцевые диориты	6	62,45	0,62	16,76	2,38	2,41	0,08	2,37	3,52	4,73	2,14	0,23	0,14	
9		Плагиограниты, гнейсоплагиограниты	5	73,21	0,17	14,85	0,62	1,04	0,03	0,7	1,49	4,78	2,0	0,08	0,08	1,21
10	Каменнодольский	Серпентиниты	7	41,28	0,15	2,53	8,41	1,91	0,1	28,03	4,64	0,08	0,18	0,07	1,5	10,64
11		Пироксениты серпентинизированные	4	49,26	0,28	2,93	5,23	3,97	0,12	18,53	16,67	0,33	0,08	0,05	0,86	2,1
12	Подольский	Серпентиниты	7	40,28	0,11	2,04	4,96	2,41	0,08	36,62	0,73	0,14	0,15	0,04	0,74	11,73
13	Карашакольский	Серпентиниты аподунитовые	2	39,24	0,06	1,75	4,52	12,87	0,29	36,63	0,7	0,08	0,03	0,01	0,43	13,02
14		Серпентиниты апоперидотитовые	6	39,47	0,07	2,98	5,68	3,95	0,09	34,67	0,6	0,15	0,04	0,16	0,56	11,3
15	Джабыгасайский	Габбро	7	48,26	0,71	16,99	1,61	6,19	0,15	8,95	10,67	2,3	0,48	0,15	0,78	2,46
16		Диориты	4	55,39	1,1	16,94	2,81	4,9	0,12	4,43	5,97	3,68	1,52	0,32	0,25	2,32
17		Кварцевые диориты	10	61,93	0,71	15,69	2,16	3,15	0,13	3,49	4,88	3,15	2,82	0,29	0,23	1,71
18		Гранодиориты	27	65,75	0,42	17,28	1,72	1,97	0,11	1,43	3,9	3,23	2,96	0,18	0,1	1,12
19		Тоналиты	6	65,32	0,46	15,9	2,01	2,6	0,26	2,3	3,59	4,17	1,87	0,29	0,21	1,2
20		Плагиограниты	5	71,83	0,33	14,05	1,92	1,41	0,04	0,69	1,54	3,92	1,98	0,47	0,33	1,35
21	Урусикенский	Кварцевые монцониты	2	60,96	0,4	15,63	2,91	3,09	0,1	3,2	3,74	3,38	4,05	0,31	0,41	1,48
22		Кварцевые монцодиориты	10	62,40	0,62	16,44	1,87	2,88	0,09	2,39	3,76	3,99	3,31	0,31	0,38	1,22
23	Коскольский	Габбро и габброамфиболиты	6	49,52	1,02	15,51	2,14	7,83	0,24	8,85	10,6	2,13	0,51	0,06	0,32	1,34
24		Кварцевые гнейсодиориты	4	58,14	0,63	17,81	1,37	5,74	0,15	3,42	6,64	2,94	0,96	0,12	0,27	1,42
25	Кокпектысайский	Габбро	4	47,09	0,62	18,17	2,01	6,09	0,15	8,52	10,86	2,55	0,57	0,06	0,34	2,66
26		Диориты	6	55,72	0,69	18,41	1,42	6,33	0,16	4,5	5,52	3,74	1,23	0,11	0,2	2,54
27		Гранодиориты	2	67,96	0,46	15,41	2,0	2,91	0,08	1,24	3,53	4,03	2,06	0,02	-	0,81
28		Плагиограниты	7	73,03	0,19	14,58	0,99	1,57	0,05	0,84	1,98	4,53	0,96	0,02	-	1,21
29	Каменецкий	Кварцевые монцодиориты	4	58,83	0,54	16,99	2,25	2,87	0,08	3,52	3,95	5,51	2,16	0,3	-	2,82
30		Кварцевые сиениты	3	63,18	0,3	19,15	1,7	1,51	0,04	1,4	2,22	7,38	2,44	0,1	-	1,02
31		Субщелочные граниты	3	72,63	0,2	13,76	0,14	1,0	0,04	0,18	1,3	3,77	4,89	0,04	-	1,67
32		Субщелочные лейкограниты	14	76,2	0,07	13,19	0,4	0,47	0,02	0,24	0,4	3,86	5,0	0,01	-	0,4
33	Джабыкско-санарский	Граниты	5	70,78	0,29	14,56	1,48	1,55	0,08	0,93	2,2	3,58	2,84	0,1	-	1,36
34	Шалкарский	Граниты	5	73,32	0,33	14,77	0,62	1,3	0,05	0,41	1,48	3,63	3,73	0,1	-	0,63

Физические свойства пород крыклинского комплекса

№ п/п	Названия пород	Плотность, в г/см ³	Магнитная восприимчивость, $\alpha \cdot 10^{-6}$ ед. СГС
1	Ортоамфиболиты апогаббровые	2,86–2,92	10–32
2	Гнейсодиориты, кварцевые гнейсодиориты	2,66–2,82	22–35
3	Гнейсотоналиты	2,62–2,78	6–27
4	Гнейсоплагиограниты	2,58–2,73	5–68
5	Диафториты	2,79–2,92	20–350

РАНЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Копинский комплекс плагиогранитогнейсово-мигматитовый (pygS₁kp) выделен П. В. Лядским в 1995 г. на листе М-40-VI, по реке Урус-Кискен и ее притоку балке Копа [42]. Породы комплекса развиты в основном в пределах Джабыгасайской горст-антиклинали и частично в Адамовской антиклинали. Наиболее крупное (около 15 км²) тело плагиогнейсогранитов, расположенное на левобережье р. Жангазагаш, относится к северо-западной части Джабыгасайского массива (№ 16), сложенной в основном гнейсодиоритами крыклинского комплекса.

Обнажения пород комплекса отсутствуют, и о его составе можно судить только по картировочным скважинам. Преобладают плагиогнейсограниты (70–80 %), теневые плагиомагматиты (13–18 %), в резко подчиненном количестве встречаются гнейсограниты и останцы слабо мигматизированных пара- и ортогнейсов и амфиболитов.

Плагиогнейсограниты и ассоциирующие с ними плагиомигматиты слагают пластообразные, реже уплощенные линзовидные тела мощностью от дециметров до нескольких сотен метров. Контакты этих тел с вмещающими более древними породами обычно согласные, редко слабо-секущие. Между слагающими их породами часто наблюдаются постепенные переходы через теневые гнейсограниты и мигматиты. С гнейсогранитами контакты также в основном согласные с постепенными и резкими переходами, иногда секущими со стороны гнейсогранитов, указывающих на образование последних в результате кристаллизации селективных магматических расплавов.

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

Гнейсограниты отличаются преобладанием гипидиоморфнозернистых структур, меньшей гнейсоватостью, более лейкократовым составом (биотита – 4–8 %) и относительно повышенными содержаниями микроклина (от 17 до 28 %).

В химических составах пород комплекса наблюдаются значительные колебания в содержаниях кремнезема, железа и щелочей, особенно калия. В целом они относятся к кислым составам нормального ряда калиево-натриевой серии (табл. 3).

Плотность пород комплекса – от 2,62 до 2,69 г/см³, магнитная восприимчивость – от 2 до $34 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. На картах остаточных аномалий поля силы тяжести (H=2 км) площади развития пород комплекса представлены отрицательными аномалиями со значениями Δg от 25 до 35 мГал, в магнитном поле отрицательными аномалиями интенсивностью от –200 до –300 нТл.

Мигматиты и плагиогнейсограниты копинского комплекса развиваются по породам бескряжковской толщи и крыклинского комплекса и, в свою очередь, прорываются гранитоидами позднедевонского возраста. Возраст цирконов (по изотопным составам свинца) из пород комплекса, развитых северо-западнее, в долине р. Урус-Кискен, колеблется от 412 до 430 млн лет [42]. При составлении серийной легенды комплекс отнесен к раннему силуру.

ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Джарлинский комплекс диорит-тоналит-плагиогранитовый выделен Е. И. Якобсом в 1988 г. в восточной части Адамовской антиклинали в составах полиформационных Джарлинского, Акташского и Каиндинского массивов [61]. Исследованиями авторов записки установлено, что относительно слабоизмененные интрузивные породы этих массивов по составу и структурно-текстурным особенностям аналогичны таковым позднедевонского джабыгасайского

комплекса. Мигматизированные кварцевые гнейсодиориты западной части Джарлинского массива относятся, скорее всего, к крыклинскому комплексу. В пределах площади к джарлинскому комплексу можно отнести катаклазированные огнейсованные диориты, кварцевые диориты и плагиограниты восточного и юго-восточного флангов полиформационного Джарбутакско-Боетского массива (№ 9) Текельдытауского антиклинория. В нем они слагают два небольших тела, состоящих в основном из кварцевых диоритов с подчиненным количеством гнейсодиоритов. Первое из них расположено в долине р. Жарбутак, при ширине 2,2 км вытянуто в субмеридиональном направлении на 6 км, уходя на север за пределы площади, и представляет собой останец среди гранодиоритов джабыгасайского комплекса.

Второе тело расположено в верховьях р. Кокпектысай, приурочено к северо-восточному борту Сасыксайской синклинали, имеет подковообразную форму и является, скорее всего, фрагментом подошвы Джарбутакско-Боетского массива, сложенного в основном гранитоидами джабыгасайского комплекса.

Джарлинский комплекс состоит из двух фаз, из которых *первая* ($g\delta, q\delta S_2 d_1$), преобладающая представлена огнейсованными кварцевыми диоритами, гнейсодиоритами. *Вторая* ($gp\gamma S_2 d_2$) развита незначительно и представлена гнейсоплагиогранитами. Последние в верховьях р. Сасыксай слагают небольшое тело сложной формы, образовавшейся, видимо, в результате складчатых деформаций силлообразной интрузии.

Минеральный состав гнейсодиоритов, кварцевых диоритов и гнейсоплагиогранитов комплекса близок к составам соответствующих наименее измененных пород крыклинского комплекса, отличаясь от них отсутствием процессов мигматизации, гранитизации, реоморфизма и преобладающим развитием катластической и цементной структур. Локально (на левобережье р. Жарбутак) в них проявлены процессы микроклинизации, грейзенизации, альбитизации и хлоритизации.

Интрузии джарлинского комплекса прорывают толщи ордовика, раннего силура и, в свою очередь, прорываются интрузиями джабыгасайского комплекса.

Большое количество определений радиологического возраста уран-свинцовым методом цирконов колеблется от 422 до 380 млн лет [23].

На основе этих данных возраст комплекса принят как позднесилурийский.

РАННЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Жетыкольские субвулканические образования ($\lambda', v\beta', \alpha\beta' D_1 ? \dot{z}t$), на современном эрозионном срезе развиты в пределах Кундыбаевской горст-антиклинали и вскрыты на глубине скважинами в небольшом тектоническом блоке северного фланга западного борта Сарыобинской грабен-синклинали (скв. 3).

Наибольшие площади они занимают в бассейне рек Кайракты и Кокпектысай, располагаясь в ядрах брахиантиклиналей вулкано-тектонической природы. Среди них преобладают метагаббродолериты, реже встречаются метаандезибазалты, метариолиты и риолиты. Метагаббродолериты слагают силы, тела удлиненной формы с видимой мощностью 0,3–0,6 км и длиной 1,5–2,5 км, реже тела неправильной, близкой к изометричной форм и дайки. Метариолиты и редко встречающиеся (в Сарыобинской грабен-синклинали) риодациты и дациты образуют дайкообразные тела и дайки мощностью от 20 до 250 м, вытянутые в субмеридиональном направлении до 800 м.

Составы субвулканических пород сходны с составами метавулканитов жетыкольской толщи. От последних они отличаются преобладанием мелко-среднезернистых структур и однородных более массивных текстур.

Подольский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\Sigma' D_1 p$) развит в северной части площади, в зоне сочленения Текельдытауского антиклинория и Прииргизского синклинория. В Западно-Сарыобинском структурном шве породы комплекса слагают небольшой Подольский массив (№ 6), ограниченный с запада Тюлеспайским разломом. К северу и к востоку он распространяется за пределы границы РФ. Южнее последнего, в зоне Тюлеспайского разлома ими сложено дайкообразное тело Брацлавского массива (№ 7) и субмеридиональный пояс, вытянутый на 16 км при ширине 0,6–1 км, мелких линейной формы тектонизированных тел серпентинитов.

Породы комплекса представлены аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами. Минеральный состав серпентинитов довольно простой и представлен антигоритом, в отдельных случаях выделяются лизардитовые разности. Структуры обычные для данного типа пород: петельчатые, сотовые, полосчатые, иногда бластопорфировидные. Отмечаются хлорит-талковые, тальк-актинолитовые метасоматиты.

Породы комплекса отчетливо отображаются в магнитном поле положительными аномалиями интенсивностью до 1 500 нТл.

В трансформированном поле силы тяжести на картах локальных аномалий Δg ($H=2$ км) они образуют отрицательные аномалии интенсивностью от 20–35 и до 5–10 мГал на площадях развития пироксенитов.

Плотность серпентинитов в среднем равна $2,7 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость от $1\ 900$ до $3\ 100 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

На аэрофотоснимках породы комплекса имеют однородный серый фототон, иногда с полосами более темной окраски, обусловленными грядами пироксенитов. Химические составы серпентинитов по отношению M/F и коэффициентам В. А. Кутюлина относятся к составам гипербазитов, производных перидотитовых магм [2, 61].

Для пород комплекса характерны повышенные значения содержания меди, цинка, свинца и пониженные содержания никеля (относительно кларковых содержаний этих элементов для ультраосновных пород Урала).

По геофизическим данным, Подольский массив представляет собой пластообразную залежь с глубиной заложения в центральной части около 2 000 м. Морфология массива осложняется меридиональными и диагональными нарушениями.

Возраст пород подольского комплекса принят, в соответствии с серийной легендой, раннедевонский на основании наличия активных контактов их metabазальтами жетыкольской толщи и прорывания их интрузиями джабыгасайского комплекса.

Каменноподольский комплекс ультрамафитовый ($\Sigma', \nu'D, kd$) развит в Еленовско-Кумакском грабен-синклинории, где его породы слагают Аниховский массив (№ 21) и группу мелких тектонизированных тел в зонах Западно-реже Восточно-Аниховских разломов. Пояс этих тел протягивается на 57 км от верховьев р. Бостыбай, на юге, до северной границы площади. Форма тел удлиненная до дайкообразной с размерами от 0,2 до 2 км в поперечнике и длиной от 4 до 31 км. Ограничения их тектонические с зонами тальковых, хлорит-тальковых сланцев в эндоконтактах. Сложены в основном антигоритовыми апоперидотитовыми серпентинитами.

К комплексу, по-видимому, относятся два участка в центральной части Подольского массива, сложенные амфиболитизированными и серпентинизированными пироксенитами. Контакты их с серпентинитами четкие, резкие, но и часто постепенные с пироксенитизацией перидотитов.

В физических полях породы комплекса отчетливо выделяются положительными магнитными аномалиями интенсивностью от 500 до 2 700 нТл.

Физические свойства серпентинитов близки к таковым в породах подольского комплекса.

Плотность пироксенитов от $2,87$ до $3,04 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – от 670 до $1\ 320 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Средние химические составы серпентинитов комплекса близки к составам верлитов, пироксенитов и оливиновых клинопироксенитов (табл. 3).

Раннедевонский возраст принят серийной легендой по наличию рвущих контактов пироксенитов комплекса и присутствия их ксенолитов в гранитоидах джабыгасайского комплекса [61].

Карашакольский комплекс дунит-верлит-пироксенитовый ($\Sigma'D, kr$) представлен Кундыбаевским (№ 13) и Караадырским (№ 11) массивами. Оба массива расположены в северо-восточном углу площади, в пределах Кундыбаевской горст-антиклинали. Большая часть их площадей расположена севернее, в пределах Казахстана, и в пределах РФ находятся лишь тектонизированные, разблокированные их южные выклинки.

Южный фрагмент более крупного из них (23 км^2) Кундыбаевского массива имеет угловатую дугообразную форму, обусловленную сочленением разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Обнаженность массива плохая и породы его изучены по немногочисленным скважинам и редким обнажениям.

Вмещающими породами являются раннедевонские отложения кундыбаевской, реже жетыкольской толщ.

В физических полях массив выделяется положительной магнитной аномалией с интенсивностью от 500 до 2 000 нТл. Магнитная восприимчивость серпентинитов от 575 до 4 525, в среднем $717 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, плотность – $2,40$ – $2,71$, в среднем $2,58 \text{ г/см}^3$.

По геофизическим данным, южная часть массива представляет собой пластообразную залежь небольшой мощности с юго-восточным падением. Контакты его тектонизированы, с развитием вдоль них катаклазитов, бластомилонитов во вмещающих породах и хлорит-тальковых сланцев в серпентинитах. Предполагается, что он является составной частью надвига с юго-восточным падением, собранного в складки и расчлененного на серию блоков крутопадающими разломами северо-западного, субширотного, реже северо-восточного простирания.

Массив сложен в основном апоперидотитовыми, редко аподунитовыми антигоритовыми,

хризотил-антигоритовыми серпентинитами. В юго-западной части его скважинами вскрыты амфиболлизированные средне-крупнозернистые пироксениты с массивной текстурой.

Химические составы серпентинитов, среди которых преобладают апоперидотитовые разновидности, характеризуются повышенными содержаниями глинозема, пониженными значениями коэффициента M/F (от 6,8 до 9,4) и относятся по Н. И. Эдельштейну к железисто-магнезиальному типу Буруктальской группы массивов гипербазитов, типичными представителями которого являются Карашакольский и Егакаринский массивы [14].

Кундыбаевский массив термально воздействует при протрузивном трении на породы кундыбаевской толщи и в свою очередь прорван интрузиями габбро и диоритов позднедевонского коскольского комплекса. Гальки серпентинитов установлены в конгломератах франского и фаменского ярусов [5, 26]. Эти данные подтверждают принятый серийной легендой раннедевонский возраст карашакольского комплекса.

РАННЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Айдырлинские субвулканические образования ($v\beta D_{1-2}ad$) являются составной частью одноименного вулканического комплекса, образования которого развиты в северо-западном углу площади, вдоль границы с Казахстаном. Представлены телами дайкообразной формы габбро-долеритов, сконцентрированными в южном борту Айдырлинской депрессии. Ширина тел от 0,3 до 0,5 км, длина 2–2,5 км, вытянуты в северо-западном и субмеридиональном направлениях, параллельно ограничивающим их разломам.

Состав габбродолеритов аналогичен составу базальтов айдырлинской толщи. От последних они отличаются полнокристаллической мелко-среднезернистой структурой и более однородной массивной текстурой.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Джабыгасайский комплекс диорит-плаггиогранитовый широко развиты в Адамовской антиклинали и Джанабайской горст-антиклинали. Породы его слагают большую часть полихронных полиформационных массивов, наиболее крупными из которых являются: Каиндинский (№ 1), Урус-Кискенский (№ 3), Джарлинский (№ 4), Джарбутакско-Боетский (№ 9), Джабыгасайский (№ 16). Кроме них в указанных структурах откартирован целый ряд мелких интрузий пород комплекса разных размеров и форм (Ново-Винницкая № 8 и др.).

Ассоциации комплекса образовались в результате внедрения четырех фаз: *первая* – габбро, габбродолериты ($v, v\beta, v\delta D_3 d_1$); *вторая* – диориты, кварцевые диориты, микродиориты ($\delta, \delta\pi, \delta, q\delta, q\delta - \delta D_3 d_2$); *третья* – гранодиориты, тоналиты, гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta, \gamma\delta\pi, \gamma\delta D_3 d_3$); *четвертая* – плаггиограниты, лейкоплаггиограниты, лейкограниты ($\rho\gamma, l\gamma, l\rho\gamma, \rho\gamma\pi D_3 d_4$). С гранитоидами третьей и четвертой фазы связаны процессы березитизации и формирования кварцевых жил.

Каиндинский массив представлен своим восточным окончанием, расположенным в северо-западной части площади, в верховьях рр. Айдырля и Урус-Кискен. Сложен гранодиоритами, реже тоналитами третьей фазы джабыгасайского комплекса, прорванными интрузией кварцевых монзонитов урускискенского комплекса.

Массив приурочен к зоне регионального тектонического несогласия, разделяющего докембрийские и раннепалеозойские метаморфические комплексы Адамовской антиклинали от девонских и раннекаменноугольных образований Полтавско-Брединского синклинория. В плане он имеет подковообразную форму, ограниченную с востока дайкообразной Алтуйской интрузией. В разрезе, по геофизическим данным, он представляет собой лакколлит или пластообразную залежь мощностью до 2 000 м с раздувом в пределах площади до 3 500 м, связанным с крутопадающим интрузивным телом гранитов урускискенского комплекса.

В трансформированном поле силы тяжести восточный фрагмент массива без интрузии гранитов представлен отрицательной аномалией интенсивностью 30 мГал. Магнитное поле в его пределах слабо дифференцированное, пониженное со значениями ΔT от –200 до –300 нТл.

Гранодиориты массива зеленовато-серого цвета, среднезернистые, иногда порфирированные с массивной или слабо гнейсоватой текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят из плагиоклаза № 26–35 (часто зонального) – 35–48 %, кварца – 20–25 %, микроклин-пертита – 10–18 %, роговой обманки – 13–17 %. Второстепенные минералы – биотит; акцессорные – сфен, апатит, магнетит, циркон. Тоналиты отличаются большими содержаниями плагиоклаза (40–60 %), роговой обманки (15–22 %) и меньшими калишпата (5–10 %). Вторичные изменения

выражаются в биотитизации, хлоритизации роговой обманки, альбитизации калишпата и плагиоклаза, серицитизации и эпидотизации последнего.

Расположенный южнее Урус-Кискенский массив, также представлен своим восточным фрагментом, сложенным в основном диоритами, тоналитами, гранодиоритами, с небольшими телами в зоне контакта габбро первой фазы. Восточный контакт его с породами маячной свиты и энбекшинской толщи сложный, заливистый, часто осложненный разломами.

Джарлинский массив расположен на восточном крыле Адамовской антиклинали, вытянут в субмеридиональном направлении вдоль последнего от р. Жангызагаш, на юге, до верховьев р. Жанаспай и далее на север, за пределы границы площади. Ширина его у южной выклинки 2 км, в остальной части 6–10 км.

На картах остаточных аномалий поля силы тяжести ($H=2$ км) массив представлен отрицательной аномалией интенсивностью от 20 до 30 мГал. Магнитное поле в его пределах относительно спокойное, пониженное, со значениями ΔT от -300 до -400 нТл. По геофизическим данным, западный контакт массива круто падает на восток, восточный – полого на запад. Глубина заложения его в центре – 3–3,5 км [24].

Большая, примерно 65–70 %, часть массива сложена породами джабыгасайского комплекса, остальная, в основном юго-западная, – гнейсодиоритами крыклинского комплекса.

Интрузия джабыгасайского комплекса северо-восточной и восточной части массива прорывает на западе гнейсодиориты крыклинского комплекса, на юго-востоке и востоке – гнейсодиориты этого же комплекса, сланцы маячной свиты и энбекшинской толщи. В составе интрузии преобладают диориты и кварцевые диориты (55–60 %), гранодиориты (27–30 %) и тоналиты (13–17 %). В виде останцов и ксенолитов в указанных породах встречаются габбро и габбродиориты первой фазы и мелкие тела, дайки плагиогранитов четвертой фазы.

Диориты и кварцевые диориты состоят из сосюритизированного, альбитизированного и эпидотизированного плагиоклаза – 55–65 %, роговой обманки биотизированной и хлоритизированной – 10–30 %, биотита хлоритизированного – 5–15 %, кварца – 3–15 %, занозистого альбита и пертита – 0–5 %. Акцессорные минералы: сфен, апатит, магнетит, циркон.

Гранодиориты и тоналиты близки к таковым Каиндинского массива, отличаясь большим замещением плагиоклаза сосюритом и серицитом и преобладанием биотита над роговой обманкой.

Джарбутакско-Боетский полиформационный массив расположен в северо-восточной части Джанабайской горст-антиклинали. Вытянут на 34 км в субмеридиональном направлении при ширине 5 км, у южной выклинке, и 12 км, в долине р. Жарбутак, у северной границы площади. По геофизическим данным массив представляет собой пластообразную залежь восточного крыла горст-антиклинали с общим падением на восток под углами 40 – 60° и локальным утолщением в верховьях р. Жангызагаш (участок Боетский), связанным, по мнению А. М. Виноградова, с нескрытой интрузией раннепермских гранитов [24].

Массив на 75 % сложен породами джабыгасайского комплекса, среди которых преобладают диориты и гранодиориты при резко подчиненном количестве плагиогранитов. Диориты развиты в центральной части массива, в междуречье рр. Жарбутак и Жангызагаш и слагают небольшую обособленную интрузию в его юго-западной части, в верховьях р. Соленой. Гранодиориты слагают северо-западную и южную части массива. Плагиограниты образуют ряд мелких тел в верховьях р. Жангызагаш и в долине р. Жарбутак.

Вмещающими породами для интрузий комплекса являются на западе гнейсодиориты крыклинского комплекса, на северо-востоке нижнесилурийские сланцы жиландытаусской свиты, на юге кварцевые диориты джарлинского комплекса.

В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) породы комплекса в массиве выделяются отрицательными значениями Δg от -10 до -50 мГал. Магнитное поле в их пределах относительно спокойное, со значениями ΔT от -200 до -350 нТл.

Минеральные составы диоритов массива близки к таковым Джарлинского массива, отличаюсь только преобладанием среди них биотит-роговообманковых разностей и более интенсивной серицитизацией плагиоклаза.

Гранодиориты преимущественно биотитовые с полностью разложенным и серицитизированным плагиоклазом и мусковитизированным биотитом. В породах преобладают бластогипидиоморфнозернистые до гранобластовых структуры и гнейсовидные текстуры.

В Джабыгасайском массиве, представленном на площади своей северной выклинкой, породы описываемого комплекса слагают небольшие интрузии площадью 10 – 15 км² от линейной до неправильной, близкой к изометричной, формы с неровными заливистыми контактами. Состоят они в основном из плагиогранитов, в меньшей степени из габбро, диоритов и гранодиоритов. Вмещающими породами являются в верховьях р. Бостыбай парасланцы маячной свиты и оро-

говикованные метавулканы энбекшинского комплекса, восточнее, на водоразделе с р. Жанабай – ортогнейсы крыклинского и копинского комплексов.

Петрофизические свойства пестрых по составу пород комплекса варьируют в широких пределах: плотность – от 2,6 до 2,9 г/см³, магнитная восприимчивость – от 10 до 50·10⁻⁶ ед. СГС.

Химические составы их указывают на принадлежность к известково-щелочной серии с нормальной натриевой и калинатовой щелочностью (табл. 3).

Породы комплекса прорывают на площади кварцевые диориты джарлинского комплекса, севернее и южнее ее – вулканы энбекшинского и айдырлинского комплексов, гальки их встречаются в фаменских конгломератах [23]. Определения радиологического возраста пород калий-аргоновым методом варьируют в широких пределах: от 434 до 310 млн лет. На основе этих данных в серийной легенде возраст комплекса принят позднедевонский (франский).

Коскольский комплекс габбро-диорит-плагногранитовый развит незначительно в северо-восточной части площади, в Кундыбаевской горст-антиклинали Ильиново-Марииновской подзоны. Представлен Сарыобинским массивом (№ 12) с площадью 11 км² и рядом мелких интрузий, сложенными породами двух фаз: *первой* – габбро, амфиболиты апогаббровые ($v, v'D_3ks_1$); *второй* – кварцевые гнейсдиориты ($qg\delta D_3ks_2$). Интрузии не обнажены и закартированы по геофизическим данным и редким картировочными скважинами.

Магнитное поле на площадях их развития резко дифференцированное со значениями ΔT от 0 до –400 нТл. В трансформированном поле силы тяжести (H=2 км) они выделяются положительными значениями Δg с интенсивностью от 10 до 30 мГал.

Породы комплекса располагаются в зоне надвига, в основном в лежащем его боку, под залежью (Кундыбаевской) серпентинитов. Они претерпели интенсивную перекристаллизацию, огнейсование и превращены в кварцевые гнейсдиориты и амфиболиты. Кварцевые гнейсдиориты состоят из плагиоклаза (№ 24–32) – 60–75 %, кварца – 10–16 %, биотита – 3–6 %, роговой обманки – 2–4 %; второстепенные: мусковит – 0–3 %, гранат – 0–2 %; акцессорные: магнетит, сфен, рутил, гематит, турмалин; вторичные: эпидот, цоизит, хлорит, альбит, серицит, кварц, лейкоксен. Структура бластогипидиоморфнозернистая, бластографическая, гетерогранобластовая, порфириобластовая; текстура гнейсовидная, полосчатая.

Амфиболиты мелко-среднезернистые, состоят из сине-зеленой роговой обманки и плагиоклаза (№ 28–35). Роговая обманка замещается актинолитом и хлоритом. Акцессорные минералы представлены магнетитом и ильменитом; вторичные – эпидотом, цоизитом, актинолитом, хлоритом, серицитом, кварцем, лейкоксеном. Структура нематогранобластовая и нематобластовая; текстура сланцеватая, линейная, полосчатая.

Химические составы пород Сарыобинского массива относятся к известково-щелочной серии с нормальной натриевой щелочностью [26]. Плотность пород в зависимости от состава колеблется от 2,75 до 2,98 г/см³, магнитная восприимчивость – от 12 до 1 400·10⁻⁶ ед. СГС.

Интрузии комплекса прорывают раннедевонские отложения кундыбаевской толщи, гальки его пород встречаются в фаменских конгломератах. В серийной легенде возраст комплекса принят как позднедевонский.

Урусикенский комплекс монцонит-граносиенит-лейкогранитовый представлен небольшой интрузией в верховьях р. Урус-Кискен, в восточной части Каиндинского массива; фрагментом южной выклинки расположенного севернее площади листа Павловского массива и рядом мелких тел в Адамовской и Джанабайской структурах. Формирование комплекса происходило в две фазы: *первую* – кварцевых монцодиоритов, кварцевых монцонитов ($qm\delta, qmD_3u_1$); *вторую* – гранодиоритов и граносиенитов ($\gamma\delta-\gamma\xi D_3u_2$).

Интрузия в Каиндинском массиве состоит из кварцевых монцонитов. Контакты их с вмещающими гранодиоритами массива заливистые, расплывчатые с блоками и ксенолитами последних в кварцевых монцонитах. Северо-восточный контакт с вулканами айдырлинской толщи четкий, ровный с развитием роговиков во вмещающих породах [61]. С востока интрузия обрвана гранитами Алтуйского массива.

В трансформированном гравитационном поле Каиндинская интрузия совместно с Алтуйской образуют отрицательную аномалию интенсивностью 40–50 мГал. Магнитное поле в ее пределах дифференцированное со значениями ΔT от –50 до –400 нТл.

Фрагмент Павловского массива сложен нерасчлененными гранодиоритами и граносиенитами второй фазы комплекса. Мелкие тела в Адамовской антиклинали и Джанабайской горст-антиклинали состоят в основном из кварцевых монцодиоритов первой фазы.

Жильная серия представлена редкими маломощными дайками гранодиорит-порфиров, субщелочных гранит-порфиров и спессартитов.

Кварцевые монцониты розовато-серые средне-крупнозернистые, порфириовидные с гипидиоморфнозернистой до монцонитовой структурой и массивной текстурой. Состоят из плагиокла-

за двух генераций: первая – крупные зональные плагиоклазы сосюритизированные – 30 %, вторая – альбит-олигоклазы слабо серицитизированные; кварца – 10–20 %, микропертита – 18–22 %, зеленой роговой обманки – 5–20 %. Акцессорные минералы: сфен, апатит, монацит, магнетит, циркон; вторичные: хлорит, эпидот, карбонат. Кварцевые монцодиориты биотитовые, амфибол-биотитовые.

Химические составы пород комплекса характеризуются значительными колебаниями в содержании кремнезема, от 56 до 66 %, повышенными содержаниями щелочей (в среднем около 7,6 %) и калиево-натриевым типом щелочности (табл. 3) [61].

Плотность пород колеблется от 2,62 до 2,74 г/см³, магнитная восприимчивость – от 50 до 400, редко до $1\ 600 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Определения радиологического возраста по цирконам уран-свинцовым методом варьируют от 343 до 381 ± 30 млн лет [61]. В серийной легенде возраст комплекса принят как позднедевонский.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ–РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Березняковские субвулканические образования ($\tau\zeta, \zeta, \alpha D_3 - C_1, bz$) относятся к одноименному вулканическому комплексу. Представлены мелкими телами, штоками, дайками андезитов, дацитов, трахидацитов, развитыми в основном в пределах Еленовско-Кумакского грабен-синклинория.

Преобладают крупно- и густопорфировые разности пород с вкрапленниками плагиоклаза, биотита, редко пироксена. Вкрапленники плагиоклаза сосюритизированы, биотита замещены хлоритом, пироксена уралитизированы и хлоритизированы. Основная масса фельзитовая, трахитоидная, реже пилотакситовая и интерсертальная. Минеральные составы пород отвечают условиям низкотемпературной субфации зеленосланцевого метаморфизма.

Химические составы характеризуются значительными колебаниями в содержаниях щелочей: от нормальных, слабощелочных до щелочных с высокими концентрациями калия, от 4 до 6,36 % [61].

Плотность пород комплекса зависит от их состава и колеблется от 2,68 до 2,87 г/см³, магнитная восприимчивость – от 30 до $6\ 800 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Возраст комплекса в серийной легенде – позднедевонский–раннекаменноугольный.

РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кумакский комплекс диорит-плагиогранитовый (prC_1, k_2) *вторая фаза* в пределах площади выделена только в северо-западном ее углу и представлена небольшим (около 1 км²) фрагментом расположенного севернее массива плагиогранитов. Обнажения плагиогранитов отсутствуют. Контакты их, предположительно, тектонические. Данные о составе и текстурно-структурных особенностях пород отсутствуют.

Кокпектысайский комплекс габбро-диорит-тоналитовый широко развит в Ильиновско-Марииновской подзоне, в восточном борту Сарыобинской грабен-синклинали и осевой зоне Кундыбаевской горст-антиклинали. В грабен-синклинали представлен Комсомольской гранодиоритовой и Кайрактинской габбродиоритовой интрузиями (№ 10, 18), образующими почти непрерывный пояс, вытянутый вдоль Восточно-Сарыобинского структурного шва. Форма массивов удлиненная с контактами, осложненными разломами, параллельными главному структурному шву. Вмещающие породы представлены раннекаменноугольными образованиями еткульской и кайрактинской толщ.

В Кундыбаевской горст-антиклинали расположены Шагыр-Копинский (№ 14), Северо-Кокпектинский (№ 15), Кокпектинский (№ 19) массивы и ряд мелких тел, состоящих из габбро, диоритов, кварцевых диоритов, редко пироксенитов, перидотитов. Вмещающими породами являются метавулканы жетыкольской и парасланцы кундыбаевской толщ раннего девона.

В формировании комплекса выделяется три фазы: *первая* – габбро, редко перидотиты и плагиоклазовые пироксениты ($v, v\delta, v^p C_1, k k_1$); *вторая* – диориты, кварцевые диориты ($\delta, q\delta C_1, k k_2$); *третья* – гранодиориты, плагиограниты ($\gamma\delta, pr C_1, k k_3$).

Шагыр-Копинский массив эллипсоидальный в плане формы с максимальной шириной 2,5 км и длиной 7 км, в разрезе представляет собой пластообразную до лакколитообразной залежь, круто падающую на восток [24, 26]. Восточная часть его сложена габбро, плагиоклазовыми пироксенитами (горнблендитами), западная – диоритами. В геофизических полях отчетливо

выделяется положительной аномалией Δg (в трансформанте с $H=2$ км) интенсивностью до 90 мГал. Магнитное поле спокойное со значениями ΔT от -200 до -400 нТл.

Северо-Кокпектинский массив имеет в плане изометричную форму размером в поперечнике 6–8 км, лакколитообразную в разрезе, с мощностью в центральной части, по геофизическим данным, более 3 км [26].

В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) он выделяется положительной аномалией с интенсивностью 50–70 мГал. Магнитное поле над ним повышенное, резко дифференцированное со значениями ΔT от 0 до 800, редко до -200 нТл.

Северо-восточная часть массива сложена габбро, центральная – диоритами, остальная – кварцевыми диоритами.

Кокпектинский массив расположен у южной границы площади и представлен только своей северной половиной. В плане форма его удлинённая, с шириной 3–5 км и длиной более 10 км. Западный и северо-западный контакты крутые с падениями в разные стороны, но чаще под массив, восточный круто, под углом 78° падает на восток [26].

В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) массив выделяется положительной аномалией с интенсивностью 45–50 мГал. Магнитное поле в его пределах дифференцированное со значениями ΔT от -300 до $+300$ нТл. Большая часть массива сложена кварцевыми диоритами, в меньшей степени диоритами и габбро. В габбро встречены участки амфиболизированных перидотитов и плагиоклазовых пироксенитов (горнблендитов).

Плотность пород зависит от состава и колеблется от 2,6 до 2,96 г/см³, магнитная восприимчивость от 30 до $2 \cdot 500 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Перидотиты и пироксениты сложены зеленой роговой обманкой, иногда с примесью хлоритизированного куммингтонита, реликтами серпентинизированного оливина и плагиоклаза в плагиоклазовых пироксенитах. Структура средне-крупнозернистая, пойкилитовая; текстура массивная. Габбро состоит из плагиоклаза (№ 46–67) – 40–65 %, роговой обманки с реликтами диопсида – 30–65 %. Второстепенные минералы: биотит, сфен; вторичные: хлорит, биотит, серицит, эпидот карбонат, кварц, пирит. Структура средне-крупнозернистая, пойкилоофитовая, габбровая; текстура массивная.

Диориты и кварцевые диориты сложены плагиоклазом (№ 30–52) – 60–75 %, зеленой роговой обманкой – 8–35 %, биотитом – 2–3 %, кварцем – 2–14 %. Структура среднезернистая, текстура массивная, реже гнейсоватая.

Химические составы пород комплекса образуют непрерывный ряд от перидотитов до гранитов с содержанием кремнезема от 39 до 75 %, отличаются низкой щелочностью при резком преобладании натрия над калием, повышенной известковистостью и относятся к известково-щелочной серии с боуэновским типом фракционирования (табл. 3).

Определение радиологического возраста калий-аргоновым методом колеблется от 218 ± 7 до 329 ± 7 млн лет. Породы комплекса прорывают нижнекаменноугольные образования, гальки их встречены в конгломератах сарыобинской толщи. На основании этих данных возраст комплекса в серийной легенде принят раннекаменноугольный [19].

РАННЕ-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Каменецкий комплекс габбро-граносиенит-гранитовый представлен небольшими интрузиями и мелкими телами в пределах восточного крыла Адамовской антиклинали и в северной части западного борта Сарыобинской грабен-синклинали. В составах их выделяются две фазы: *первая* – кварцевые монцодиориты ($q\mu\delta C_1 km_1$), *вторая* – кварцевые сиениты, граносиениты, граносиенит-порфиры, граниты ($\gamma\xi, q\xi, \gamma, \gamma\xi\pi C_{1-2} km_2$).

Наиболее крупной интрузией комплекса является Алтуйский массив (№ 2), расположенный на восточном крыле Адамовской антиклинали, в зоне Акташского разлома. В плане он имеет форму удлинённой линзы, вытянутой в меридиональном направлении на 20 км при максимальной ширине 3 км. По геофизическим данным, западный контакт массива в целом имеет крутое восточное падение, восточный тектонический с вертикальным, до крутого восточного падения. Глубина заложения на юге, примерно, 800 м и увеличивается на север до 5 км, где возможен расположен магмовыводящий канал [61]. В гравитационном поле, на картах остаточных аномалий ($H=2$ км) массив выделяется отрицательной аномалией интенсивностью до 50 мГал. Магнитное поле в его пределах спокойное, отрицательное до -400 нТл.

На аэрофотоснимках тело массива выделяется светло-серым фотоном коренных выходов, с рисунком трещиноватости.

Массив сложен порфировидными гранитами мелкозернистыми и среднезернистыми, образо-

вавшимися в два импульса внедрения. Вкрапленники представлены кварцем, полевыми шпатами и их гломеропорфировыми сростаниями. Основная масса пегматоидная, гранофировая, реже аплитовидная. Состоят из плагиоклаза – 18–22 %, калинатового пертита – 40–60 %, кварца – 30–33 %, биотита – 2–3 %; аксессуарных: циркона, монацита, апатита, магнетита, рутила.

Химические свойства пород массива относятся к семейству умереннощелочных гранитов и лейкогранитов с калиево-натриевым типом щелочности (табл. 3).

Остальные мелкие интрузивные тела, в том числе и Каменецкая (№ 20) – петротип комплекса, сложены кварцевыми монцодиоритами, кварцевыми сиенитами, реже граносиенитами, граносиенит-порфирами. Отличаются большими вариациями в минеральных и химических составах и относятся к семейству средних умереннощелочных пород с калиево-натриевым типом щелочности (табл. 3).

Радиологический возраст цирконов составляет 324 ± 20 и 340 ± 20 млн лет [61]. Породы комплекса прорывают поздневизейско–серпуховские известняки, а ксенолиты их встречаются в раннепермских гранитах. Таким образом, возрастной диапазон их формирования – ранний–средний карбон.

РАННЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Джабыкско-санарский комплекс гранит-лейкогранитовый ($\gamma, \gamma, \gamma, \alpha, P, ds$) развит в Восточно-Уральской зоне, представлен мелкими интрузивными телами (площадью не более 2 км^2) и дайками в основном в юго-западной части площади, в долине р. Джаллы. Преобладают граниты лейкократовые, биотитовые, реже двуслюдяные. Дайки сложены биотитовыми гранитами, гранит-порфирами и аплитами. Форма тел удлиненная до дайкообразной. Вытянуты в субмеридиональном, реже северо-западном направлении.

Из-за малых размеров в геофизических полях не выделяются.

Граниты серого, светло-серого цвета, средне-крупнозернистые, двуполевошпатовые, с примерно равным соотношением плагиоклаза и калинатового полевого шпата, иногда с некоторым преобладанием последнего. Щелочной полевой шпат – решетчатый и нерешетчатый микроклин-пертит с жилковатой формой пертитов распада. Пятнистая форма пертитов встречается реже. Плагиоклазы (олигоклазы, альбит-олигоклазы) почти всегда зональные, свежие. Для гранитов комплекса весьма характерно обильное развитие мирмекитов, что служит еще одним типоморфным признаком.

Граниты обладают большим разнообразием структур: мелко-, среднезернистые равномерно-зернистые, среднезернистые порфировидные с крупными (3–5 см) четкими призматическими вкрапленниками калишпата, с совершенной спайностью и мелкими включениями биотита. Они, как правило, имеют субпараллельное расположение, определяющее гнейсовидную текстуру пород.

Гранит-порфиры характеризуются мелко-тонкозернистыми структурами и вкрапленниками серого кварца округлой формы и калишпата. В их составе преобладает калишпат двух типов: решетчатый микроклин и нерешетчатый микропертитовый с четким рисунком пертитов.

Плотность гранитов от 2,54 до 2,65, в среднем $2,57 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – $3 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Химические составы гранитов приведены в таблице 3. Граниты комплекса имеют ярко выраженную редкометалльную Mo-W-Be-Bi-Nb-U геохимическую специализацию. С ними связаны вольфрамовые и молибденовые проявления грейзенового типа, проявления бериллия, тантала, ниобия и мусковита в пегматитах.

Самыми молодыми породами, прорываемыми интрузиями комплекса, являются раннекаменноугольные отложения брединской свиты. За пределами площади интрузии комплекса прорывают отложения серпуховского возраста. Радиологический возраст цирконов гранитов массивов, расположенных южнее площади листа, – 278 ± 3 млн лет, монацита – 280 млн лет [38]. Приведенные данные свидетельствуют о раннепермском возрасте комплекса.

Шалкарский комплекс гранитовый ($\gamma, \gamma, \gamma, \alpha, p, \gamma, pl, \gamma, P_1, S_2$) вторая фаза представлена интрузиями развитыми в Среднеисетско-Варненской зоне, в основном в центральной части Джанабайской горст-антиклинали. Сложены они биотитовыми гранитами второй фазы комплекса. Большая часть интрузий расположена в Джарбутакско-Боетском массиве (№ 9) и прорывает породы всех слагающих его комплексов. Размеры их небольшие с площадями, не превышающими $3,6 \text{ км}^2$. Форма разнообразная, часто неправильная, реже изометричная или слабоудлиненная. Контакты с вмещающими породами обычно секущие.

Среди биотитовых гранитов преобладают среднезернистые, иногда порфировидные разно-

сти с массивной или гнейсовидной текстурой. Реже встречаются пегматоидные, часто лейкократовые граниты. Жильная серия представлена дайками лейкогранитов, гранитов, гранит-порфиров, аплитов; жилами пегматитов и кварца. В экзоконтактах и в кровле нескрытых интрузий развиты зоны калишпатизации и грейзенизации (Боетский участок).

Петрофизические свойства, минеральные, химические составы и структурно-текстурные особенности пород аналогичны описанным в гранитах джабыкско-санарского комплекса.

Радиологический возраст калий-аргоновым методом гранитов расположенного южнее площади Шалкарского массива (петротипа) 244–246 млн лет [49]. В серийной легенде возраст гранитов комплекса раннепермский.

ТЕКТОНИКА

Территория листа М-41-І расположена в пределах Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба. Граница между этими мегаструктурами проходит по Западно-Сарыобинскому глубинному региональному разлому, типа структурного шва, протягивающемся в восточной части площади от верховьев р. Жарбутак до верховьев р. Сасыксай и далее, за пределы южной границы площади.

ОСНОВНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

В геологическом разрезе площади выделяются структурно-вещественные комплексы трех этажей: байкальского, каледонско–герцинского и мезозойско–кайнозойского.

Байкальский структурный этаж (PR_2-C_2) в пределах описываемой площади представлен *нижнерифейским ярусом* (RF_1), образования которого на современном эрозионном срезе широко развиты в Восточно-Уральском поднятии. Они слагают ядро Джанабайской горст-антиклинали, ограниченное поясом разновозрастных интрузий от габбро-гипербазитового до гранитоидного состава.

Нижнерифейский структурный ярус состоит из различной степени мигматизированных гнейсов и кристаллосланцев бескрыковской и осиновской толщ раннего рифея. Эти породы претерпели несколько этапов складчатых и разрывных деформаций, метаморфизма и относятся к полиметаморфическим образованиям кристаллического фундамента района. Самые ранние дислокации, относящиеся к структурным формам раннерифейского этажа, сохранились в южной части площади в ядре горст-антиклинали, и представлены пологими слабоудлиненными складками, вытянутыми в северо-западном направлении. Углы падения крыльев складок колеблются от 20 до 50°. По периферии крупных горст-антиклинальных блоков, в ограничениях субмеридиональных направлений развита линейная, часто изоклиальная складчатость более поздних стадий геодинамического развития, сопровождаемая зонами дислокационного метаморфизма, мигматизации и удлиненными телами интрузивных пород.

В поле силы тяжести блоки раннерифейских образований выделяются глубокими минимумами до 40 мГал. В трансформированных его вариантах ($H=2$ и 5 км) они на фоне окружающих гранитоидов образуют положительные локальные аномалии интенсивностью от 10 до 25 мГал. Магнитное поле на их площадях в основном отрицательное (от 200 до 300 нТл), и только в шовных зонах и в разломах внутри блоков с поясами даек и мелких тел габбро-гипербазитовой ассоциации появляются узкие линейные положительные аномалии высокого порядка интенсивностью до 300 нТл.

Каледонско–герцинский структурный этаж (C_3-T). Большое разнообразие отложений, магматических образований и структурных форм каледонско–герцинского этажа сформировалось в течение полного геодинамического цикла, от континентального рифтогенеза и океанического спрединга до коллизионной стадии. Среди них выделяются структурно-вещественные комплексы трех ярусов: верхнекембрийско–нижнедевонского, нижнедевонско–среднекаменноугольного, среднекаменноугольно–триасового.

Верхнекембрийско–нижнедевонский ярус (C_3-D_1) состоит из горизонтальных и вертикальных рядов формаций, сформировавшихся в период становления внутриконтинентального, а затем океанического бассейна, закончившегося в конце ордовика–начале девона частной инверсией, формированием зон субдукции и островодужных ассоциаций. Эти ряды состоят из ордовикских формаций (флишевой олигомиктовой метаморфизованной, амфиболит-зеленосланцевой, вулканогенно-осадочной метаморфизованной), и силурийских (углисто-глинисто-кремнистой и кремнисто-глинисто-терригенной метаморфизованными), отвечающих стадии раздвигания и создания океанического бассейна с системой континентальных блоков. Завершают указанный

ряд габброамфиболит-гнейсодиорит-гнейсоплагиогранитовая, плагиомигматит-плагиогранитовая и диорит-тоналит-плагиогранитовая формации фронтальных зон субдукций островных дуг.

Образования верхнекембрийско–нижнедевонского яруса распространены в основном по периферии структурных блоков, сложенных породами нижнерифейского яруса. Наибольшие площади их развития наблюдаются в Алапаевско-Адамовской зоне, на северном замыкании Славенской и восточном крыле Адамовской антиклиналей. В Красногвардейско-Светлинской зоне они слагают крылья и северное погружение Джанабайской горст-антиклинали. На этих площадях преобладает относительно спокойная складчатость, осложняющая моноклиналиное и периклиналиное залегание пород. Широко развиты интрузивные залежи пластообразной до гарполитообразной формы, фиксирующие пологие зоны тектонических несогласий между структурными этажами (Джабыгасайский, Джарлинский, Джарбутакско-Боетский и др. массивы). В субмеридиональных тектонических зонах обрамлений блоков породы яруса слагают пояса напряженной изоклиналиной складчатости, в которую вовлечены и интрузивные образования и серпентиниты (Западно- и Восточно-Аниховские, Акташская, Карагачинская, Тюлеспайская зоны). Реже зоны смятий встречаются в пределах горст-антиклинальных структур, расчлняя их на блоки более высокого порядка. Примером таких зон являются Кумсайский и Западно-Комсомольский разломы. В геофизических полях полосы и поля развития пород верхнекембрийско–нижнедевонского яруса выражаются градиентными зонами разной интенсивности.

Нижнедевонско–среднекаменноугольный ярус (D_1-C_2) представлен структурно-вещественными комплексами, образовавшимися в островодужную стадию геодинамического цикла. Состав и внутреннее его строение определяются, с одной стороны, тектоническими движениями, а с другой, процессами поверхностного и интрузивного магматизма и осадконакопления.

Ярус состоит из двух подъярусов: нижнедевонско–нижнекаменноугольного и нижне-среднекаменноугольного, сложенных образованиями, сформировавшимся в процессе двух этапов рифтогенеза, островодужного вулканизма и осадконакопления и интрузивного магматизма.

Нижнедевонско–нижнекаменноугольный подъярус (D_1-C_1) развит, примерно, на 70–75 % площади листа. В Восточно-Уральском поднятии его интрузивные ассоциации широко распространены на восточном крыле Адамовской антиклинали, комплексы его полностью слагают Еленовско-Кумакский грабен-синклинорий и магматизированное северное погружение Джанабайской горст-антиклинали. Породы подъяруса слагают также почти всю западную часть Восточно-Уральского прогиба. Основание разреза подъяруса здесь сложено подушечными лавами, гиалокластитами базальт-риолитовой и отложениями метауглеродисто-терригенной формаций, иногда в сочетании с породами дунит-гарцбургитовой и дунит-перидотит-пироксенитовой ассоциаций. Этот ряд формаций составлял основание и нижнюю часть разреза островных дуг зон вулканизма.

Остальная часть разреза подъяруса развита в южном борту Полтавско-Брединского синклинория, в Еленовско-Кумакском грабен-синклинорий и Сарыобинской грабен-синклинали. Она сложена наслоением лав, экструзий и пирокластике базальт-андезит-плагиориолитовой формации, сменяющейся базальт-андезит-риолитовой формацией – и осадочными образованиями терригенной, вулканогенно-терригенной формаций.

Интрузивные образования нижнедевонско–нижнекаменноугольного структурного подъяруса представлены породами позднедевонских габбро-диорит-плагиогранитовой, монцонит-граносиенит-лейкогранитовой формаций зон субдукции островодужных систем. Пояса интрузивных тел этих формаций обрамляют геантиклинальные блоки более древних структурных ярусов, выполняя зоны региональных тектонических несогласий отделяющих нижнедевонско–нижнекаменноугольный ярус от последних. Фрагменты этих поясов являются реликтами палеозон субдукции ранне-позднедевонской островодужной системы, в значительной степени уничтоженных процессами тектогенеза коллизиионной стадии.

Структурный план, типы деформаций и характер складчатости пород подъяруса весьма разнообразны и обусловлены тектонической позицией и типом слагаемых ими структур. В Полтавско-Брединском синклинории и Кундыбаевской горст-антиклинали развиты реликты вулканотектонических структур, преобразованных в брахискладки разных размеров. В остальных структурах преобладает линейный тип складчатости с падениями крыльев складок от 50 до 85°. Складки и сопряженные с ними разломы вытянуты в основном в субмеридиональном направлении.

В поля силы тяжести образования подъяруса выделяются на картах остаточных аномалий ($H=2$ и 5 км) положительными аномалиями интенсивностью от 15 до 80 мГал. Магнитное поле на площадях их развития сильно дифференцированное и состоит из сложного сочетания высо-

кочастотных положительных и отрицательных аномалий с интенсивностью от +2 000 до –500 нТл.

Нижне-среднекаменноугольный подъярус (C_{1-2}) слагает большую часть Аниховско-Кумакской, Сарыобинской грабен-синклиналей.

В его составе преобладают раннекаменноугольные формации: прибрежно-морской угленосной молассы, карбонатно-терригенная и базальт-андезит-риолитовая. Синхронные с ними интрузивные комплексы диорит-плагиогранитовой, габбро-диорит-плагиогранитовой и габбро-граносиенит-гранитовой формаций, кроме указанных структур развиты и в Кундыбаевской горст-антиклинали. Ассоциация указанных формаций сформировалась в результате глыбово-колебательных движений, развития локальных зон рифтогенеза и образования в них узких линейных грабенов. Последние в пределах Восточно-Уральского прогиба имели вулканотектонический характер и сопровождалась локально проявленными процессами вулканизма, завершившегося формированием островодужных систем с отчетливо проявленным интрузивным магматизмом в корневых и субдукционных зонах.

Структурные формы образований подъяруса характеризуются преобладанием узких линейных складок общего сжатия, осложненных системами разломов, мелких грабенов, горстов и локально проявленных надвигов. Оси складок и тектонические блоки линейной формы вытянуты в субмеридиональном направлении. Большинство складок запрокинуто на восток.

В геофизических полях осадочные образования подъяруса на картах остаточных аномалий Δg ($H=2$ км) выделяются отрицательными аномалиями интенсивностью от 10 до 65 мГал и спокойным пониженным (от –100 до –300 нТл) магнитным полем.

Среднекаменноугольно-триасовый ярус (C_2-T) представлен гранитоидами раннепермской гранитовой формации и незначительно отложениями молассовой красноцветной формации коллизионной стадии геодинамического цикла. Интрузии раннепермских гранитов развиты в основном в Восточно-Уральском поднятии, на восточном крыле Адамовской антиклинали и в осевой зоне Джанабайской горст-антиклинали. Приурочены к долгоживущим магмовыводящим тектоническим зонам этих структур.

В геофизических полях массивы гранитоидов выделяются отрицательными аномалиями поля силы тяжести интенсивностью от –60 до –700 мГал и отрицательными значениями магнитного поля (от –200 до –300 нТл).

Осадочные образования красноцветной молассы слагают наиболее опущенные блоки Сарыобинской грабен-синклинали.

Мезозойско-кайнозойский структурный этаж. Складчатые комплексы домезозойского фундамента района перекрыты рыхлыми продуктами коры выветривания мезозойского возраста и осадочными отложениями палеогена, неогена и четвертичного периода. Эти образования слагают мезозойско-кайнозойский структурный этаж. Суммарная их мощность колеблется от 10 до 150 м. Залегают они в основном горизонтально, нивелируя неровности поверхности погребенного фундамента.

В пределах развития нижнекаменноугольных образований, особенно в приконтактных частях карбонатных толщ, довольно часто встречаются эрозионно-тектонические депрессии с большой мощностью (до 70 м) рыхлых отложений и с наклонным залеганием пород. Большинство этих экзогенных структур связано с процессами карстообразования, сопровождавшимися проседаниями, обрушениями и гравитационным сползанием пластичных рыхлых образований.

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МОРФОСТРУКТУРЫ

Региональными структурами в пределах площади являются Восточно-Уральское поднятие и Восточно-Уральский прогиб.

ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Восточно-Уральское поднятие занимает большую часть площади. С востока оно ограничено Западно-Сарыобинской шовной зоной, в других направлениях уходит за ее пределы. В его строении отчетливо выделяются субрегиональные структурные формы (с запада на восток): Полтавско-Брединский синклиниорий, Адамовско-Мугоджарский антиклинорий, Еленовско-Кумакский грабен-синклиниорий, Текельдытауский антиклинорий.

Полтавско-Брединский синклиниорий расположен в северо-западном углу листа и представлен лишь небольшим фрагментом своего южного тектономагматического обрамления. Оно сложено породами маячной свиты, энбекшинской и айдырлинской толщ и интрузивными обра-

зованиями от раннедевонского до среднекаменноугольного возраста. Породы доверхнедевонского возраста сильно дислоцированы, собраны в складки до 2 км в поперечнике и разбиты разломами северо-восточного и северо-западного простирания на мелкие тектонические блоки. В северо-западном углу наиболее опущенные блоки сложены отложениями брединской свиты. Пояс интрузий прибортовой части структуры приурочен к зоне тектонического несогласия, отделяющей девонские и каменноугольные образования синклинория от более древних комплексов Адамовской антиклинали. Широкое развитие в борту структуры, западнее описываемой площади, поясов габбродолеритов и интрузий гипербазитов свидетельствует о том, что формирование нижней вулканогенной части разреза синклинория происходило в *Айдырлинской вулкано-тектонической депрессии*.

Адамовско-Мугоджарский антиклинорий занимает западную часть площади листа, представлен своим восточным крылом и частично северным погружением. В его структуре выделяются две крупные антиклинали: Адамовская и Славенская.

Адамовская антиклиналь занимает северо-западную часть площади и представлена только своим восточным фрагментом. Большая ее часть расположена западнее за пределами площади. С востока антиклиналь ограничена Западно-Аниховским структурным швом. Состоит из Урус-Кискенской моноклинали, Джарлинской горст-антиклинали, Нововинницкой и Верхнекарагачинской переклиналей. Эти структуры сложены ордовикскими образованиями маячной свиты и энбекшинской толщи, собранными в складки высоких порядков, рассеченными разломами, крупными субмеридиональными (Акташским, Карагачинским и др.) и мелкими более высокого порядка северо-восточного, реже северо-западного и северо-восточного простирания. Складки размером от 0,8 до 2,6 км в поперечнике вытянуты в субмеридиональном направлении. Антиклинали сложены сланцами маячной свиты, синклинали – породами энбекшинской толщи. Углы падения пород колеблются от 45 до 80°.

Ордовикские образования на 70–75 % замещены интрузивными комплексами полигенных массивов (Каиндинского, Урус-Кискенского, Джарлинского и Ново-Винницкого).

Славенская антиклиналь представлена своим северным погружением, ограниченным сходящимися разломами северо-западного и северо-восточного простирания. С востока она обрывается системой разломов Западно-Аниховской шовной зоны.

Структурный элемент ее северного замыкания – Коянсайская моноклиналь к северу приобретает черты пологой переклинали, осложненной разломами и складчатостью высокого порядка. Складки до 3 км в поперечнике сложены образованиями маячной свиты и энбекшинской толщи. Углы падения пород от 30 до 55°. Среди разломов преобладают сбросы с северо-западным и северо-восточным падением сместителей.

В поле силы тяжести Адамовская и Славенская антиклинали располагаются в области Восточно-Уральского минимума со значениями Δg от –23 до –32 мГал. На картах остаточных аномалий (H=2 км) гравитационное поле дифференцированное и состоит из сочетания положительных аномалий (30–60 мГал) на участках развития пород энбекшинской толщи и отрицательных (5 до 50 мГал) в пределах интрузий гранитоидов.

Магнитное поле в их пределах также сильно дифференцированное, состоит из сочетания высокочастотных отрицательных и положительных аномалий ΔT (от –500 до +500 нТл). Аномалии образуют пояса от северо-восточного до субмеридионального простирания, переходящие в пределах развития интрузий в узлы с неупорядоченным их расположением.

Еленовско-Кумакский грабен-синклинорий на площади представлен своим северным фрагментом, протягивающимся от ее юго-западного угла в субмеридиональном направлении на 56 км, уходя за пределы северной границы. Форма его клиновидная с шириной 10 на юге и 12 км на севере. У южной границы площади грабен-синклинорий расщепляется на два грабена: западный – Верхнеплеобинский (клиновидной формы) и восточный – *Аниховско-Кумакская грабен-синклиналь* (линейной формы), разделенных Верхнебостыбайской горст-антиклиналью высокого порядка. В долине р. Джарлы грабен-синклинорий сужается до 300 м приобретая характер шовной зоны.

Грабен-синклинорий ограничен с запада Западно-Аниховской, с востока Восточно-Аниховской системами разломов. В структуре его выделяются грабены и грабен-синклинали, выполненные породами брединской свиты и биргильдинской толщи: Верхнеплеобинский грабен и Аниховско-Кумакский грабен-синклиналь и горст-антиклинали, сложенные образованиями березняковской толщи, реже маячной свиты (Восточно-Аниховская, Верхнебостыбайская). Наиболее крупной из этих структур в пределах листа является Аниховско-Кумакская грабен-синклиналь, занимающая почти всю северную часть грабен-синклинория. Структуры ограничены субмеридиональными разломами параллельными структурным швам, с тектонизированными телами серпентинитов удлиненной, до линейной формы. По простиранию последние обры-

ваются сбросами и сбросо-сдвигами северо-восточного простирания. Породы, слагающие эти структуры, сильно дислоцированы, собраны в мелкие линейные, часто изоклиналильные складки субмеридионального простирания.

В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) грабен-синклинорий выражается поясом отрицательных аномалий интенсивностью от 5 до 20 мГал, в котором встречаются локальные положительные аномалии от 10 до 35 мГал, связанные с блоками пород березняковской толщи и габброидов. Магнитное поле сильно дифференцированное с полосовидным распределением высокочастотных положительных и отрицательных аномалий со значениями ΔT от -500 до $+2\ 700$ нТл. Высококонтрастные положительные аномалии связаны с телами серпентинитов.

Текельдытауский антиклинорий в пределах площади представлен своим северным фрагментом, состоящим из Джанабайской горст-антиклинали и северного окончания Желтинского грабена.

Джанабайская горст-антиклиналь протягивается через центральную часть площади в субмеридиональном направлении на 52 км при ширине 25 км, у южной ее границы, и 6–10 км, на севере.

С запада она ограничена системой разломов Восточно-Аниховского структурного шва, с востока Желтинским разломом и его северным ответвлением – Кумсайским и Западно-Сарыобинским разломами. Ядро структуры слагают метаморфические образования нижнерифейского структурного яруса. На современном эрозионном срезе они обнажаются в фрагментах магматизированных Каменецкой, Тасыбайской горст-антиклиналей и Верхнеалгабазской антиклинали. В этих структурах преобладает брахискладчатый тип деформаций. Складки от 2 до 4 км в поперечнике от изометричной до слабоудлиненной формы, вытянуты в субмеридиональном и северо-западном направлениях. Падения крыльев под углами $40-60^\circ$.

Почти вся периферия горст-антиклинали представлена поясом полигенных полиформационных массивов крыклинского, джарлинского и джабыгасайского комплексов. Контакты массивов этого пояса с вмещающими раннерифейскими породами часто грубо согласные, с падением под интрузивные тела.

В зонах экзоконтактов с интрузиями брахискладки вмещающих пород осложнены складками более высоких порядков с размерами от 0,2 до 0,6 км в поперечнике, ориентированными в основном параллельно контактам. Складчатость сопряжена с разломами преимущественно местного характера субмеридионального северо-восточного, реже северо-западного и субширотного простирания.

В поле силы тяжести горст-антиклиналь расположена в области Восточно-Уральского минимума со значениями Δg от -12 до -20 мГал. На картах остаточных аномалий ($H=2$ км) характер поля дифференцированный, обусловленный сочетанием в основном отрицательных высокочастотных аномалий разной формы и размеров интенсивностью от -10 до -50 мГал. Среди них у южной границы площади расположена положительная аномалия со значениями Δg от 10 до 15 мГал, связанная с нижнерифейскими образованиями ядра Верхнеалгабазской антиклинали. На северной выклинке горст-антиклинали расположена вторая положительная аномалия с интенсивностью до 30 мГал, связанная с метагабброидами крыклинского комплекса.

Магнитное поле в его пределах дифференцированное, в основном пониженное со значениями ΔT от 0 до -600 нТл.

Желтинский грабен представлен своим северным окончанием, которое при ширине 9 км у южной границы протягивается в северо-западном, почти субмеридиональном направлении на 12 км и обрывается в верховьях р. Кокпектысай поясом интрузий Джарбутакско-Боетского полиформационного массива. Этот фрагмент грабена отделен Верхнекумсайским массивом от остальной расположенной южнее части структуры и представлен Сасыксайской синклиналью. Центральная часть последней сложена породами жиландытаусской свиты, борта – энбекшинской и кособродской толщ. Западный и восточный борта оборваны крутыми разломами: Кумсайским, Желтинским и Западно-Сарыобинским, северный подковообразный – поясом интрузий. Породы центральной части синклинали собраны в складки высоких порядков от 1 до 2,3 км в поперечнике, слабо вытянутые в субмеридиональном и северо-западном направлениях. В восточном борту, в зоне разломов развиты более мелкие линейные крутые до изоклиналильные складки.

В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) синклиналь представлена отрицательной аномалией со значениями Δg от -20 до -45 мГал. Магнитное поле в ее пределах спокойное, пониженное до -200 нТл.

ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ

Восточно-Уральский прогиб занимает восточную часть площади и представлен северным ответвлением Прииргизского синклинория.

Прииргизский синклинорий протягивается в субмеридиональном направлении через восточную часть листа на 50 км, уходя за пределы его северной, южной и восточной границ. Ширина его в пределах площади 30–40 км. С запада от Текельдытауского антиклинория он отделен Западно-Сарыобинским структурным швом.

Синклинорий состоит из структур первого порядка (с запада на восток): Сарыобинской грабен-синклинали, Кундыбаевской горст-антиклинали и Буруктальского аллохтона.

Сарыобинская грабен-синклиналь приурочена к зоне глубинного долгоживущего разлома, отделяющего Восточно-Уральский прогиб от Восточно-Уральского поднятия. Форма ее линейная с субмеридиональным простиранием, протяженность в пределах площади 32 км. К северу и к югу уходит за пределы площади. Ширина на севере 6 км, на юге 5,4 км. Грабен-синклиналь ограничена структурными швами с запада Западно-Сарыобинским, с востока Восточно-Сарыобинским и поясом интрузий кокпектысайского комплекса. Центральную ее часть занимает узкая линейная Средне-Сарыобинская грабен-синклиналь, ограниченная с востока и запада разломами (Западно-Сарыобинским и Кайрактинским). Грабен-синклиналь сложена осадочными каменноугольными отложениями еткульской и сарыобинской толщ, образующими синклинальную складку, осложненную интенсивной почти изоклинальной складчатостью высокого порядка. Восточнее этой складки располагается Верхнекайрактинская магматизированная моноклиналь.

В геофизических полях структуры грабен-синклинали, сложенные осадочными образованиями карбона, отчетливо выделяются на картах остаточных аномалий Δg ($H=2$ км) отрицательными аномалиями интенсивностью 20–60 мГал и спокойным пониженным (–200–300 нТл) магнитным полем. Верхнекайрактинская моноклиналь характеризуется положительными аномалиями Δg интенсивностью 25–30 мГал и сильно дифференцированным магнитным полем с высокочастотными локальными аномалиями со значениями ΔT от 0 до –500 нТл.

Кундыбаевская горст-антиклиналь расположена в восточной части листа, протягивается в субмеридиональном направлении на 32 км, через всю площадь, при средней ширине 20 км. С запада она ограничена Восточно-Сарыобинским структурным швом, с востока – *Буруктальским аллохтоном*.

Большая часть горст-антиклинали сложена в разной степени метаморфизованными вулканогенными, пирокласто-осадочными и осадочными образованиями жетыкольской, кундыбаевской толщ и сингенетичными с ними интрузиями субвулканической фации, восточная часть – франскими отложениями блакской толщи. У северной границы площади, в западной части структуры развиты интрузии габбро, диоритов, кварцевых диоритов коскольского и кокпектысайского комплексов и протрузии серпентинитов карашакольского комплекса.

Структурными элементами горст-антиклинали второго порядка являются: Кокпектинская палеовулканическая постройка, конседиментационные депрессии (Комсомольская, Шагыркопанская, Кайрактинская) и Базбиинская грабен-синклиналь.

Кокпектинская палеопостройка представляет брахиантиклиналь, слабо вытянутую в северо-восточном направлении, сложенную метабазальтами жетыкольской толщи. Северная часть ее насыщена субвулканическими интрузиями метагаббродолеритов. В трансформированном поле силы тяжести палеопостройка представлена положительной аномалией интенсивностью до 35 мГал.

Конседиментационные депрессии выполнены осадочными породами кундыбаевской толщи с горизонтами оползневых брекчий, микститов. Залегания пород в их бортах крутые (65–85°), осложнены зонами расланцовывания и гидротермальных изменений, в центральных частях относительно пологие (40–60°).

Базбиинская грабен-синклиналь расположена в восточной части горст-антиклинали, отделена с запада Жетыкольским субмеридиональным разломом. Сложена осадочными отложениями блакской толщи. В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) она представлена отрицательной аномалией со значениями Δg до 5 мГал.

Указанные структуры горст-антиклинали осложнены более поздними складчатými и разрывными деформациями орогенного (колизийного) этапа геотектонического развития региона. Они представлены складками высоких порядков линейной формы с субмеридиональным, реже северо-восточным простиранием осей, зонами расланцевания, разломами взбросо-сдвигового характера, надвигами и тектоническими покровами с тектонизированными телами серпентинитов в северной части площади.

В поле силы тяжести, на картах остаточных аномалий ($H=2$ км) горст-антиклиналь располагается в области положительных значений Δg от 10 до 70 мГал. Встречающиеся отрицательные аномалии, обычно небольших размеров, связаны с локальными увеличениями мощностей осадочных пород кундыбаевской, блакской толщ и, возможно, нескрытых интрузий кислого состава.

Магнитное поле дифференцированное с узлами и поясами высокочастотных положительных аномалий со значениями ΔT 300–1 500 нТл, связанными с интрузиями габбродиоритов кокпектысайского комплекса и протрузиями серпентинитов.

СКЛАДЧАТЫЕ НАРУШЕНИЯ

Складки в пределах площади имеют широкое развитие и наложены как на глубоко метаморфизованные образования байкальского, так и на относительно слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения каледонско–герцинского структурных этажей, включая ортоамфиболиты и ортогнейсы крыклинского и копинского комплексов.

Самые ранние пликативные деформации развиты в нижнерифейском ярусе в горст-антиклинальных структурах Восточно-Уральского поднятия. Наиболее приподнятые и глубоко эродированные центральные части этих структур представляют собой фрагменты гнейсовых куполов, насыщенных по периферии и в разной степени замещенных интрузивными образованиями преимущественно гранитоидного состава и ограниченных разломами глубинного заложения.

Гнейсовые купола осложнены пологими складками слабоудлиненной, иногда близкой к изометричной, формы, чаще вытянутыми в северо-западном и субмеридиональном направлении.

В облекающих купола ортогнейсах крыклинского и копинского комплексов наблюдаются переходные типы дислокаций от брахиформных складок, близких к вышеописанным, до линейных, в приграничных зонах с грабен-синклинальными впадинами.

Следующий широко развитый тип пликативных деформаций представлен конседиментационными вулcano-тектоническими впадинами, депрессиями и поднятиями. К ним относятся Айдырлинская депрессия в Полтавско-Брединском синклинории, Кокпектинская палеовулканическая постройка, конседиментационные депрессии (Комсомольская, Шагыркопанская, Кайрактинская) в Кундыбаевской горст-антиклинали. Характеристика их приведена выше при описании региональных структур.

Последний, самый поздний тип складчатых деформаций представлен складками общего сжатия. Он охватывает почти всю площадь и все структурные подразделения геологического разреза, за исключением позднедевонско–раннепермских интрузивных комплексов. Интенсивность его меняется от очень слабой в нижнерифейских образованиях и мощных толщах девонских вулканитов, до средней, в ордовикско–силурийских мигматитах и ортогнейсах, и очень сильной, в сланцевых толщах ордовикского, раннедевонского и каменноугольного возраста. Представлен он линейными складками с крутыми падениями крыльев, иногда изоклинальными, с острыми замками и сильно развитым кливажом слоевого типа. Размеры их колеблются от первых метров до нескольких сотен метров. Наиболее интенсивно они развиты в грабенах и грабен-синклиналях, где обычно сопряжены с системами параллельных разломов.

РАЗЛОМЫ

Разрывные нарушения являются естественными границами, разделяющими основные структуры района, и неотъемлемыми элементами всех структурно-вещественных комплексов.

Разломы делятся на региональные и местные. Первые из них характеризуются большой протяженностью (до первых сотен километров), глубоким заложением, длительным развитием и разделяют основные структуры площади. Вторые – менее протяженные с простой кинематикой, с глубиной заложения, соизмеримой с уровнями залегания магматических очагов, не выходят за пределы основных структур района.

Среди **региональных разломов** выделяются структурные швы, являющиеся долгоживущими разломами глубинного заложения, по которым закладывались зоны раздвижения континентальных блоков, основные направления зон субдукции и сочленения разновозрастных террейнов. К ним относятся Западно-Аниховский, Восточно-Аниховский, Желтинский, Западно- и Восточно-Сарыобинский разломы со сложной, неоднократно менявшейся во времени, кинематикой. Они отчетливо выделяются в геофизических полях выдержанными зонами градиентов и

хорошо видны на космо- и аэрофотоснимках. С зонами этих разломов связаны пояса тектонизированных тел пород габбро-гипербазитовой и дунит-гарцбургитовой ассоциаций, зоны гранитизации, мигматизации, интрузии разного возраста и состава (от габбро до гранитов).

Большинство из них образовалось в начале ордовика, в стадию рифтогенеза, дробления и деструкции Восточно-Уральского блока континентальной коры. Первоначально они имели характер сбросов, ограничивающих рифтогенные впадины, в которых формировались офиолитовые ассоциации. Позже они являлись границами развития островодужного вулканизма и поясами развития сейсмо-фокальных зон.

По данным сейсмического зондирования, проведенного западнее площади, по широтным профилям через Летнее и Весенне-Аралчинское месторождения Домбаровской зоны региональные нарушения с глубиной (более 4 км) значительно выполаживаются, приобретая иногда характер надвигов или шарьяжей [37]. Эта тенденция отчетливо видна и на вибросейсмическом разрезе высокоразрешающего сейсмопрофиля Урсей-95, проходящего севернее описываемой территории, по линии Стерлитамак–Николаевка. На последнем мощные отражатели восточной части профиля падают на запад под углами 30–40° и прослеживаются до глубин 40 км и более [8]. На завершающих стадиях развития островодужного вулканизма вдоль них формируются линейные грабены. В коллизионную стадию, в связи с общей инверсией и всплыванием гранитоидных куполов, большинство пологопадающих нарушений в процессе скупивания и закрытия грабенов претерпело инверсию и приобрело характер взбросов, взбросо-сдвигов, переходящих участками в надвиги и покровы.

Западно-Аниховский (Еленовский) структурный шов ограничивает с запада Еленовско-Кумакский грабен-синклиний и первоначально представлял собой сброс глубинного заложения с поясами тектонизированных тел гипербазитов. В коллизионную стадию он претерпел частичную инверсию и фрагменты его крутого (70–85°) восточного падения сменяются участками с обратным западным падением под углами 65–80°.

Восточно-Аниховский структурный шов имеет строго меридиональное простирание и ограничивает с востока полосу развития каменноугольных отложений Еленовско-Кумакского грабен-синклиория от более древних комплексов. Представляет собой крутой сброс с западным падением под углами 60–80°. Контролирует дайкообразные тектонизированные тела серпентинитов и Кумакскую дайку лейкократовых гранитов (южнее площади).

Желтинский структурный шов представлен зоной сближенных параллельных, на севере разветвляющихся, разломов с узкими зажатými между ними линейными грабенами и тектонизированными телами серпентинитов. Грабены сложены сланцами жиландытаусской свиты нижнего силура и нижнекаменноугольными образованиями потаповской толщи. Структурный шов разделяет Джанабайский и Обалыкольский (южнее площади) горст-антиклинальные блоки.

Кинематика разломов Желтинской шовной зоны изучена недостаточно, и вполне очевидно, что она очень сложная. Разломы по простиранию из сбросов часто переходят в крутые взбросы, возможно со значительной сдвиговой составляющей. Углы падения их плоскостей варьируют от 50–70° на севере, до 84°, на юге.

Западно- и Восточно-Сарыобинские структурные швы на севере ограничивают раннекаменноугольные образования Сарыобинской грабен-синклинали. Первоначально они представляли собой сбросы, падающие к осевой зоне образуемого ими грабена. В коллизионную стадию западный из них протерпел инверсию и превратился в взброс с западными падениями под углами 56–70°. Восточный остался сбросом с западным падением (угол 70–80°).

Региональные разломы, не обладающие чертами структурных швов, характеризуются более простой кинематикой являются тектоническими элементами подзон и крупных структурно-формационных блоков в их пределах. Их положения в общей структуре площади, кинематика, названия приведены на геологической карте и тектонической схеме.

Местные разломы являются элементами внутреннего строения структурных подзон, структурно-формационных блоков, вулканотектонических структур и обычно не уходят далеко за их пределы. Некоторые из них относятся к синвулканическим нарушениям, ограничивают вулканотектонические структуры и играют важную роль в локализации процессов магматизма, метасоматоза и оруденения (сбросы Айдырлинской депрессии).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития района выделяются три крупных этапа: байкальский, каледонско–герцинский и мезозойско–кайнозойский.

БАЙКАЛЬСКИЙ ЭТАП

Древнейшие геологические события в районе связаны с формированием раннерифейской части стратиграфического разреза. Метаморфические породы бескрыковской и осиновской толщ образовались по глинистым сланцам, песчаникам и алевролитам. Осадконакопление происходило в относительно спокойной обстановке, в условиях платформенного режима, в длительно существовавших депрессиях типа авлакогенов восточной окраины Русской платформы [1, 7].

В конце рифея зона осадконакопления испытала общий подъем, охвативший всю зону Южного Урала, сопровождавшийся прогревом, перекристаллизацией пород в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и формированием брахиформной складчатости [7, 8]. В результате байкальского тектогенеза площадь района превратилась в область пенеплена с активными процессами образования кор выветривания.

КАЛЕДОНСКО–ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП

Этот этап представляет полный геодинамический цикл развития: от рифтогенеза, раздвижения блоков континентальной коры и образования океанического бассейна до формирования островных дуг с процессами субдукции, скучивания и образования в коллизионную стадию складчатой горной области [7, 8].

СТАДИЯ РИФТОГЕНЕЗА И ОБРАЗОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО БАСЕЙНА

В раннем ордовике в результате подъема мантийного диапира происходит разрыв и раздвижение блоков древней континентальной коры. Формируется сложная рифтовая зона, в систему которой входили Карагачинский, Акташский, Аниховские, Желтинский и Сарыюбинские разломы.

Образовавшийся бассейн первоначально был нешироким и состоял из нескольких впадин, разобренных выступами микроконтинентальных блоков раннерифейских пород. В подножьях склонов этих выступов зрелыми турбидитами с высокими содержаниями обломков кварца и полевого шпата формируются флишевые толщи. Источником обломочного материала служили участки суши поднятий, сложенных рифейскими образованиями, с хорошо развитой корой выветривания.

По мере развития зоны спрединга, образования рифтовой впадины и достаточно широкого бассейна в описываемом районе и в пределах всего Южного Урала формируется офиолитовая ассоциация. В ее состав входили дунит-гарцбургитовая формация (ордовикский киембаевский комплекс), базальты с горизонтами кремнистых аргиллитов энбекшинской толщи (амфиболит-зеленосланцевая формация), глубоководные осадки (углисто-глинисто-кремнистые, глинисто-кремнистые) среднеордовикской новооренбургской толщи (развитой севернее, в долине р. Суундук) и раннесилурийских булатовской толщей и жиландытаусской свитой.

СТАДИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СИСТЕМЫ РАННЕЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Предположительно, с середины ордовика и до конца силура в восточной части описываемой территории, в зоне Акташского и Желтинского глубинных разломов, закладывается островодужная система, и начинается общее закрытие палеоокеанического бассейна. На появление островодужных геодинамических условий и зон субдукции указывают пояса тел метаморфизованных пород известково-щелочной габбро-гранитоидной серии и ультраметаморфитов (крыклинского, копинского и джарлинского комплексов). Эти пояса приурочены к северному обрамлению микроконтинентальных блоков (Адамовского и Джанабайского), и прослеживаются от верховьев р. Кокпектысай, на востоке, до верховьев р. Урус-Кискен, на западе, и далее на запад, за пределы площади до долины р. Крыклы. Интрузии пояса являлись магматическими образованиями корневой зоны островной дуги и образовались в фронтальной части субширотного фрагмента зоны субдукции [42]. Продукты наземного вулканизма известково-щелочной серии выявлены на северо-восточном погружении Обалькольского выступа и восточнее описываемой площади в Айкенском блоке, представленные метаморфизованными вулканогенными и пирокласто-осадочными образованиями кособродской и варненской толщ. Об их существовании в более северных районах (правобережье р. Суундук и др.) свидетельствует присутствие перекристаллизованной пирокластике андезитового состава в верхах разреза булатовской толщи.

СТАДИЯ ВТОРИЧНОГО СПРЕДИНГА И ОБРАЗОВАНИЯ СИСТЕМЫ МОДИФИЦИРОВАННОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

В раннем девоне в образовавшемся окраинном морском бассейне закладываются новые зоны спрединга. В пределах описываемой территории одна из них проходила между Западно- и Восточно-Аниховским разломами, вторая – восточнее Западно-Сарыобинского глубинного разлома. С первой из них связано формирование грабенообразного Еленовско-Кумакского трога. На ранних этапах образования этого трога в нем происходили мощные подводные излияния подушечных лав базальтов (энбекшинской толщи на юге, айдырлинской на севере), образовавшие лавовое плато в южной части Еленовско-Кумакского блока и в Айдырлинской депрессии. На завершающих этапах становления ранне-среднедевонских вулканогенных формации излияния лав перемежаются, а в конце сменяются, мощными эксплозивными извержениями и концентрируются в отдельных центрах, образуя лавово-пирокластические вулканические постройки, реликты которых наблюдаются южнее площади, в низовьях рр. Кокпекты и Жабыги. С этой рифтогенной зоной связано образование дайкообразных тел раннедевонской дунит-перидотит-пироксенитовой формации.

Вторая зона спрединга охватывала всю восточную часть площади, в пределах Ильиново-Мариновской подзоны. Первоначально в ней на больших площадях происходили излияния лав базальтов, образовавшие нижнюю часть разреза раннедевонской жетыкольской толщи. Позже они локализуются в западной части подзоны и сменяются пульверизирующими извержениями гиалокластитов и эксплозивными извержениями туфов. На завершающих этапах в образовавшихся вулканических постройках происходит кальдерообразование сопровождающееся формированием поясов, узлов экструзивных, лавовых куполов дацитов, риолитов и извержениями пирокластике кислого состава (Озерная палеовулканическая постройка южнее площади). В эту стадию была образована верхняя часть разреза жетыкольской толщи раннедевонской базальт-риолитовой формации. В период некоторого затухания вулканизма происходит накопление осадочных пород кундыбаевской толщи раннедевонской метауглеродисто-терригенной формации. С этим этапом базальтового вулканизма в западном борту сформировавшегося трога происходит образование и протрузия крупных тел ультрабазитов раннедевонских дунит-перидотит-пироксенитовой и дунит-гарцбургитовой формации. В среднем девоне в восточной части рифтогенного трога происходит подновление и активизация разломов, сопровождавшиеся образованием линейного субмеридионального грабена и новой вспышкой базальтоидного вулканизма. При этом рифтогенезу и грабенообразованию были, вероятно, подвержены и выведенные в верхние структурные этажи тела гипербазитов. В зоне западного крутого ступенчатого борта, образовавшегося вулкано-тектонического грабена были широко развиты процессы гравитационного перемещения крупных блоков пород, включающих и тела гипербазитов, в восточном направлении, в наиболее опущенную часть трога. Предположительно, с этим этапом связано начало формирования Буруктаьского аллохтона.

Процессы среднедевонского вулканизма также начались с трещинных излияний лав базальтов, которые потом сконцентрировались в отдельных центрах и завершились формированием

лавово-пирокластических построек центрального типа с вершинными кальдерами проседания. В последних происходило накопление пирокласто-осадочных и осадочных образований верхов журманкольской и блакской толщ. В них же формировались и залежи колчеданных руд.

В пределах обеих зон спрединга сформировавшиеся в среднем девоне вулканические аппараты образовали две системы островных дуг северо-западного и субмеридионального простирания. Первая из них в пределах описываемой площади представлена небольшим фрагментом юго-восточной выклинки, сложенной вулканитами айдырлинской толщи. Вторая протягивалась вдоль Сарыобинской шовной зоны от оз. Жетыколь через всю площадь и далее фрагментарно за пределы ее северной границы. Активная вулканическая деятельность в этих дугах видимо продолжалась и в начале верхнего девона, но уже с преобладанием среди продуктов извержений пород андезитового, дацитового и риолитового состава. С этим этапом связано образование в промежуточных камерах вулканических центров тел интрузивных пород джабыгасайского и коскольского комплексов верхнедевонской габбро-диорит-плагиогранитовой формации, а также мощных пластовых межформационных залежей пород этой же формации в обрамлении горст-антиклинальных выступов докембрийских и раннепалеозойских пород (Джарлинский, Джабыгасайский, Джарбутакско-Боетский массивы). Последние, видимо, располагались в зонах субдукции островодужных систем.

Активная вулканическая деятельность в указанных островодужных системах во фране в основном затухает. В фамене она продолжается только в Еленовско-Кумакском грабене в виде слабых эксплозивных извержений пород умеренно кислого, кислого и субщелочного состава, сопровождавшихся накоплением в понижениях палеовулканического рельефа пирокласто-осадочных и осадочных отложений березняковской толщи вулканогенно-терригенной формации.

На востоке в верхнем девоне в шельфовых зонах впадин накапливаются терригенные осадки, богатые вулканомиктовым материалом (блакская и аулиетасская толщи терригенной формации). Появление в вулканомиктовом материале верхнедевонской терригенной формации вулканитов кислого и субщелочного состава с краснокаменным изменением указывает на общее обмеление морского бассейна и появление продуктов наземного вулканизма. Магматическая деятельность в этот период продолжалась формированием в зонах субдукций интрузивных ассоциаций габбро-диорит-плагиогранитовой и в незначительных количествах монцонит-граносиенит-лейкогранитовой формаций.

СТАДИЯ ДЕСТРУКЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПЛОЩАДИ И ЗАЛОЖЕНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ПРОГИБА

В начале раннего карбона вулканическая деятельность в районе резко затухает, происходит общее обмеление бассейна с накоплением в шельфовых зонах впадин терригенных осадков и известняков прибрежно-морской угленосной молассы и карбонатно-терригенной формаций.

Примерно во второй половине везе по Сарыобинской системе сбросов произошло резкое опускание восточной части площади с образованием в ее пределах зон спрединга и формированием в них ассоциаций базальтового вулканизма. Крайняя западная зона располагалась в восточной части Сарыобинской грабен-синклинали. В этой зоне образовался узкий линейный вулканотектонический грабен, в котором происходили интенсивные трещинные извержения базальтов, приведшие к образованию кайрактинской толщи (раннекаменноугольной базальт-андезит-риолитовой формации).

В поздневизейское–серпуховское время трещинные извержения базальтов затухают и восточнее площади сменяются локальными извержениями центрального типа. Лавово-пирокластические извержения происходили параллельно с накоплением в понижениях палеовулканического рельефа пирокласто-осадочных и терригенно-осадочных отложений и образованием массивов рифовых известняков, что привело к формированию разрезов аккаргинской толщи (раннекаменноугольной вулканогенно-осадочной формации). В этот период продолжались процессы интрузивного магматизма, в основном в зонах активного вулканизма, которые привели к образованию ассоциаций габбро-диорит-плагиогранитовой, диорит-плагиогранитовой и габбро-граносиенит-гранитовой формаций.

КОЛЛИЗИОННАЯ СТАДИЯ

В среднем, позднем карбоне и в перми в условиях сжатия и аккреции структурно-формационных блоков развивается интенсивная складчатость общего сжатия в сочетании со

взбросами, взбросо-сдвигами, надвигами и тектоническими покровами. Эти процессы сопровождалась внедрениями интрузий диорит-гранодиорит-гранитовой формации, гранитизацией, интенсивным палингенезом и формированием батолитов калинатровых гранитов раннепермской гранитовой формации. Увеличение мощности формирующейся континентальной коры привело к ее изостатическому поднятию и образованию в регионе складчатой горной системы. В локальных межгорных впадинах, предположительно, в среднем–позднем карбоне отлагались грубообломочные отложения красноцветной молассы (сарыобинской толщи).

МЕЗОЗОЙСКО–КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

К началу мезозоя кульминация орогенеза была уже позади и созданное складчатое горное сооружение начало пенепленизироваться. В раннем и среднем триасе в результате интенсивной эрозионно-денудационной деятельности горный рельеф был сnivelирован, и в конце триаса начинают преобладать процессы химического выветривания.

Раннемезозойский этап корообразования к концу ранней юры затухает и в начале средней юры с воздыманием Мугоджар и усилением процессов расчленения рельефа сменяется физическим выветриванием. Со второй половины средней юры после выравнивания и затухания эрозионно-денудационной деятельности снова начинают преобладать процессы химического выветривания, продолжавшиеся до верхнего мела. В этот период, выделяемый как позднемезозойский этап корообразования, западнее площади сформировались наиболее полные и мощные разрезы переотложенных продуктов гипергенеза.

С верхнего мела до палеоцена происходит окончательное расчленение территории. С эоцена возобновляются поднятия сводового характера, которые привели к регрессии моря и образованию пустыни. В этот этап образуются отложения эоловых и аллювиальных кварцевых песков. В олигоцене усиливаются поднятия, расчленение рельефа, формируется эрозионная сеть с аллювием, представленным обохренными песками, гравием и галечниками. На пологих водораздельных пространствах происходили процессы химического выветривания с образованием маломощных кор выветривания неполного профиля.

Небольшой амплитуды вертикальные колебания продолжались и в неогене и завершились в начале плейстоцена заложением основных форм современного рельефа и гидросети.



ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Исследованная площадь находится в пределах крупного геоморфологического района, Зауральского пенеплена, современный облик которого формировался в течение длительного времени: от мезозоя до кайнозоя и на значительной территории сохранился неизменным с момента возникновения.

Водораздельные пространства на площади плоские, холмистые, часто изрезанные, переходящие в слабо наклоненные в сторону озер, равнины.

Гидрографическая сеть довольно хорошо развита, преимущественно в Урало-Гумбейской зоне, где долины имеют значительный врез и реки наиболее полноводны.

Рельеф территории подразделяется на две основные группы: денудационную и аккумулятивную.

ДЕНУДАЦИОННАЯ ГРУППА

Представлена рельефом, образованным **комплексной денудацией**, сочетанием субгоризонтальных поверхностей выравнивания и денудационных склонов, сформированных на породах палеозойского возраста.

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ

Поверхность выравнивания мезозойского возраста (MZ) – пенеплен занимает значительную часть территории листа. По мнению А. П. Сигова [13] образование пенеплена происходило в период от юры до позднего мела. Поверхность выравнивания приурочена преимущественно к водораздельным пространствам, занимающим господствующее гипсометрическое положение. Этот рельеф фиксируется корой выветривания мезозойского возраста на плоских, слабовыпуклых поверхностях, осложненных отпрепарированными жилами кварца, денудационными останцами и грядами палеозойских пород. Относительное превышение останцов над равниной составляет 10 м. Эрозионные формы многочисленны и разнообразны по морфологии. К ним относятся промоины, овраги, балки со вторичным врезом.

Поверхность выравнивания эоплейстоцен–раннеэоплейстоценового возраста (Q_{E-I}) 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.

Поверхность выравнивания средне-позднеэоплейстоценовая (Q_{II-III}) развита преимущественно в Урало-Гумбейской зоне. Наряду со склонами плиоцен–голоценового возраста занимает положение обрамляющей зоны мезозойского пенеплена. Фиксируется элювиальными и делювиальными образованиями среднего–позднего неоплейстоцена.

СКЛОНЫ

Склоны плиоцен–голоценового возраста (N_2-Q_H) приурочены к верхним частям водораздельных склонов. Характеризуются почти полным отсутствием коры выветривания и рыхлых отложений. Наиболее развиты на молодых гранитных интрузиях и известняках. На участках коренных выходов форма водоразделов зависит от литологического состава палеозойских пород. Преобладает холмистая и грядовая форма, характерная для магматических кислых пород.

Образование этого типа рельефа началось в миоцене, во время пятого, по классификации А. П. Сигова [13], тектоно-климатического этапа, который характеризовался относительным

тектоническим покоем и проявился как этап климатический. В условиях засушливого климата, в кратковременные сезоны ливневых дождей, происходил интенсивный плоскостной смыв с возвышенностей и склонов.

Склоны эоплейстоценового возраста (Q_E) отмечаются в виде локальных участков в долинах рек Жангызагаш и Сасыксай и в районе озера Шагыркопа, пространственно связаны с черноскутовской террасой. Склоны фиксируются делювиальными образованиями эоплейстоценового возраста.

Средне-позднеоплейстоценовые склоны (Q_{II-III}) долины р. Джарлы и ее притоков имеют большей частью слабовогнутую и плоскую форму и осложнены промоинами, оврагами, денудационными останцами. Для склонов характерна линейно-плоскостная эрозия.

ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫЕ СКЛОНЫ

Эрозионно-денудационные склоны плиоцен–голоценового возраста (N_2-Q_H) занимают значительную часть территории в связи с хорошо развитой сетью рек и временных водотоков.

Различная форма склонов (прямая, выпуклая, выпукло-выгнутая) обусловлена возрастом склонов и литологией субстрата. Наиболее характерными являются выпуклые склоны молодых долин. Прямые склоны встречаются реже и приурочены к участкам развития неогеновых глин большой мощности. Уклон поверхности склонов от $2-3^\circ$ до 10° . Поверхность склонов интенсивно изрезана корытообразными долинами, оврагами и промоинами; весьма характерны для склонов ложбины стока, денудационные останцы, гряды и гребни на отпрепарированных кварцевых жилах и дайках кислых пород.

Значительная часть склонов занята плиоценовыми глинами, мощность которых уменьшена процессами денудации, на остальной поверхности склонов в течение квартала сформированы элювиальные и делювиальные образования незначительной мощности.

АККУМУЛЯТИВНАЯ ГРУППА

Представлена речными террасами, озерно-аллювиальными равнинами, образованными на различных этапах формирования рельефа от миоцена до эоплейстоцена, и эоловой равниной голоценового возраста.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ

Черноскутовская терраса раннеоплейстоценового возраста (Q_I) представлена фрагментами равнины, приуроченной к долинам рек Акташка, Бостыбай и междуречью Кокпектысай-Бозбие, выполненными аллювиальными образованиями. Элементы террасы на местности не просматриваются. В долине реки Бостыбай развиты голоценовые эоловые пески, преобразовавшие террасу в эоловую равнину.

Первая и вторая надпойменные террасы позднеоплейстоценового возраста (Q_{II}) в разной мере развиты в долинах всех рек, исключая р. Жанаспай. Вторая надпойменная терраса приурочена к долинам рек Джарлы, Джангызагаш и Бостыбай. В рельефе выражена слабо. Ширина террасы колеблется в пределах 100–2 000 м. Высота эрозионного уступа до 11 м.

Первая надпойменная терраса хорошо выражена в рельефе и представляет собой ровную, наклоненную к реке площадку. От вышележащей второй террасы отделена четким тыловым швом. Высота эрозионного уступа достигает 6 м.

Поймы и днища рек и временных водотоков голоценового возраста (Q_H) имеют сложный микрорельеф: пойменные озера, старицы, котловины вымывания, сухие озерные ванны, не выражающиеся в масштабе карты. Сложены поймы песком и глинами со щебнем.

ЭОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ

Эоловый рельеф голоценового возраста (Q_H) развит в Урало-Гумбейской зоне. Образован мелкозернистым, хорошо окатанным кварцевым песком, который подвергался эоловой обработке и перемещению. Пески образуют своеобразный рельеф в виде небольших бугров, высотой 0,5 м в зоне развития кустарниковой растительности. Возраст дан на основании возраста голоценовых эоловых песков.

ОЗЕРНЫЙ РЕЛЬЕФ

Озерный рельеф голоценового возраста (Q_H) представлен комплексом озера Шагыркопа, расположенного на юго-востоке площади, в Тобол-Аятской зоне. Образования выполнены песками, илами, сапропелями и суглинками. Мощность комплекса до 5 м.

ОЗЕРНЫЙ И БОЛОТНЫЙ РЕЛЬЕФ

Озерный и болотный (фитогенный) рельеф голоценового возраста (Q_H) весьма незначительно развит в долине реки Сасыксай и представлен комплексом илов и сапропелей заболоченного безымянного озера. Мощность образований достигает 5 м.

ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ

Озерно-аллювиальный рельеф миоцен–плиоценового возраста (N_{1-2}) в виде фрагментов присутствует в обеих зонах и представляет собой равнину с уклоном в сторону речных долин. Выполнен глинами с прослоями песка и галечников светлинской, жиландинской и кустанайской свит, максимальная мощность данных образований достигает 40 м.

Озерно-аллювиальный рельеф эоплейстоценового возраста (Q_E), развитый в Тобол-Аятской зоне, является аккумулятивной формой, вложенной в озерно-аллювиальную равнину миоцен–плиоценового возраста. Образования, слагающие равнину, представлены песчанистыми глинами и алевритами. Возраст рельефа датируется на основании определения комплекса спор и пыльцы, предположительно, эоплейстоценового возраста [38]. Озерно-аллювиальная равнина осложнена многочисленными промоинами и протоками.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

На исследованной территории можно выделить несколько этапов в формировании рельефа. Заложение основ современного рельефа произошло в мезозойское время – в период пенеппенизации и накопления мощной площадной коры выветривания. Возникновение Зауральского пенеппена произошло в результате денудации герцинской горной страны в условиях тропического и субтропического влажного климата. Мезозойский возраст пенеппена определен на том основании, что в некоторых местах (Орская депрессия) он перекрыт среднетриасовыми и юрскими континентальными отложениями, сформировавшимися за счет коры выветривания, фиксирующей пенеппен.

Возникновение других генетических типов рельефа – результат новейшей тектонической дифференциации территории, денудации и осадконакопления в период с палеогена по голоцен.

В среднем эоцене происходит общее погружение территории. Со стороны Тургайского прогиба начинается трансгрессия моря, береговая линия которого отдельными заливами, возможно, проникала на исследуемую территорию с юго-востока. В конце палеогена начинается общее региональное поднятие, море отступает; по долгоживущим разрывным нарушениям происходит перемещение блоков. В конце позднего олигоцена в результате блоковых движений рельеф резко расчленился и оживилась эрозионная деятельность. Произошло заложение крупных речных долин меридионального простирания, унаследованного у депрессий и тектонических разломов.

Неогеновый этап развития рельефа характеризовался усиленным размывом, связанным с позднеолигоценовым поднятием. Размывом почти полностью были уничтожены эоценовые и олигоценовые отложения, размывалась кора выветривания. Эрозионные процессы преобладали над аккумулятивными. Аккумуляция осадков за счет размыва олигоценовых, эоценовых отложений и коры выветривания происходила за пределами территории.

Усиленная эрозионная деятельность и выравнивание рельефа продолжались и на протяжении первой половины плиоцена. В среднем плиоцене рельеф, в основном, был сглажен, произошло опускание земной коры, и почти вся территория региона превратилась в огромный озерный бассейн. Об этом свидетельствует повсеместное развитие глин с бобовником бурого железняка. В начале позднего плиоцена началось региональное поднятие, площадь озерного бассейна резко сократилась. Вновь оживилась эрозионная деятельность, миоценовые долины были унаследованы позднеплиоценовыми.

В четвертичное время продолжаются поднятия, начавшиеся в позднем плиоцене. В результате внутроструктурных блоковых поднятий широко проявились тектонические разломы северо-

ро-восточного и субширотного направления. Речная сеть, перестроенная, в основном, в средне-четвертичное время, сохранилась до настоящего времени.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади работ обрабатывалось 8 мелких месторождений золота Синешиханской и Каме-нецкой групп, разведано 4 месторождения силикатных никелевых, железо-никелевых руд, 1 гранулированного кварца, 23 разнообразных стройматериалов. Выявлены перспективные проявления геохимические и шлиховые ореолы, пункты минерализации золота (50), меди (24), молибдена (8), вольфрама (3), железа, талька (2), каолина (7), асбеста (4) и других полезных ископаемых. Из 111 проявлений, ПГХО, ПМ при ГДП-200 (маршрутные исследования) выявлено 12 (10 %).

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

Среди терригенно-карбонатных отложений еткульской толщи в Сарыобинском грабене выявлено [54] *проявление и пункт минерализации* сидерит-бурожелезняковых руд: *скв. 284 (IV-3-5), скв. 308 (IV-3-13), скв. 306 (IV-3-12)*, расположенных в 2–10 км друг от друга. В последнем содержание MnO до 14,8 %. Севернее скв. 284 на протяжении 8 км над отложениями еткульской толщи отмечаются аномальные (11–60 %) концентрации железа, выявленные работами Российского университета дружбы народов в 2006 году [38].

Руды в скважинах вскрыты на глубинах 58–100 м, при этом все скважины остановлены в руде, т. е. мощность рудоносного пласта в 5 м прогнозируемая. Руды представлены сидеритовым песком, бурыми железняками и сидеритом с бобово-оолитовой структурной. Содержание Fe₂O₃ в них 30–39 %, Al₂O₃ – 9–11 %, SiO₂ – до 29 %, примесь MnO от 0,1 до 14,8 % (скв. 306).

В железо-никелевых *месторождениях* запасы железа категории С₂ в млн т [10]: *Западно-Подольское (II-2-17) – 2; Южно-Тасыбаевское (II-2-10) – 4,7; Северо-Восточное Подольское (II-2-12) – 5,9.*

Геологическое строение этих месторождений будет освещено в разделе «Никель».

ХРОМ

Развалы глыб густовкрапленных и массивных руд хромитов с содержанием Cr₂O₃ – 21–61,3 % установлены [61] среди серпентинитов Подольского массива – *Тюлеспайский пункт минерализации (II-2-22)*, где в рудах отмечается и платина до 0,01–0,02 г/т, и среди серпентинитов *Нововинницкого массива (III-1-4)*. Протяженность подковообразного Подольского массива на площади работ около 10 км, Нововинницкого – 6 км. Оба массива по составу и рудоносности однотипные с Аккаргинским (лист М-41-П), с которым связаны мелкое месторождение хрома.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

На площади работ выявлено 18 ореолов и 6 пунктов минерализации меди.

Медно-колчеданная формация представлена только в виде ореолов. В Кундыбаевской горст-антиклинали (восточная часть площади работ) оконтурено 11 *ореолов*, 4 среди вулканитов жетькольской толщи (III-3-11; III-4-7, 8; IV-3-2), 7 среди сланцев и кварцитов кундыбаевской толщи (III-3-5; III-4-2; IV-3-4; IV-4-2, 8, 9, 18). Последняя в антиклинории формирует сложные

синформы, вероятно небольшой амплитуды. Все ореолы меди и в жетыкольской, и в кундыбаевской толщах по ассоциации элементов индикаторов (Zn, Pb, As, Sb, Ag, Au) несут признаки фронтального – надрудного типа медно-колчеданного оруденения.

Медно-кварцевая жильная формация отмечается в *пункте минерализации т. 2209 (IV-2-12)*, где в прожилках кварца среди песчаников бескрыковской толщи раннего рифея содержание меди до 0,15 %, вольфрама и мышьяка до 0,015 %. В *пункте минерализации т. 2047 (IV-4-17)*, в прожилках кварца среди пород кундыбаевской толщи содержание меди до 0,5 %, бария – 0,6 %, кобальта – 0,15 %, церия – 0,2 %. Пункт минерализации вместе с ореолами Bi, Cu, пункт минерализации Pb и Zn располагается вокруг небольшой интрузии грантов шалкарского комплекса.

Вероятно с кварцевыми жилами связаны *ореолы* меди в Адамовском антиклинории (II-1-3; II-2-5; III-1-7; IV-1-8, 19), где они ассоциируют с проявлениями и ореолами золота.

В карбонатных породах еткульской толщи на востоке Сарыобинского грабена, в 3 км севернее площади работ, на территории РК, на протяжении 10 (!) км прослеживаются лимониты и лимонит-кремнистые породы с пленками малахита [5]. Несомненно стратиформный тип медного оруденения позволяет предполагать его парагенетическую связь с железорудным оруденением и прогнозировать на площади работ миргалимсайский тип стратиформного полиметаллического оруденения.

Медно-никелевая сульфидная формация представлена в *пункте минерализации т. 2115 (III-3-8)*, где в бурых железняках среди ультрамафитов Кундыбаевского массива отмечаются содержания меди и цинка 0,1 %, никеля – 0,2 %. Пункт минерализации приурочен к юго-западному окончанию полосовидного массива и расположен в *ореоле* никеля (III-3-9) с содержанием его до 0,9 %. Можно предполагать, что *ореол* меди (II-2-16) среди ультрамафитов Подольского массива, окруженный проявлением и ореолом никеля, также связан с оруденением медно-никелевой сульфидной формации. Возможно к этой формации относится *пункт минерализации скв. 288 (IV-3-7)*, где в небольшом теле измененных габбро с вкрапленностью пирита содержание меди до 0,15 %, бария до 0,1 %.

СВИНЕЦ

Единственный *пункт минерализации в т. 2199 (IV-2-8)* представлен зоной прожилкового окварцевания шириной до 30 м среди катаклазитов гранитоидов, где содержание свинца до 0,4 %, меди – 0,1 % и бериллия – 0,001 %. Пункт минерализации находится в северном экзоконтакте небольшой (1,5×3 км) интрузии гранитов шалкарского комплекса.

ЦИНК

Два *ореола* цинка в ассоциации с медью и золотом (III-4-3, 6) в Кундыбаевской горст-антиклинали приурочены к жетыкольской и кундыбаевской толщам, где определяют контуры колчеданного оруденения. Представителем последнего можно считать *пункт минерализации т. 2112 (IV-4-1)*, где в бурых железняках среди пород жетыкольской толщи содержание цинка до 0,15 %, мышьяка – до 0,1 %.

Пункт минерализации т. 2210 (IV-2-13) представлен бурыми железняками среди кварцитов (метапесчаников) бескрыковской толщи, в которых содержание цинка до 0,2 %, меди – 0,02 %. Пункт минерализации вместе с *пунктами минерализации* меди (IV-2-12), свинца (IV-2-8) и *проявлением* молибдена (III-2-10) располагается в меридиональной полосе с телами серпентинитов в северной части.

НИКЕЛЬ

На площади работ предварительно разведаны 4 месторождения силикатного никеля, выявлено 2 проявления и оконтурены 2 ПГХО. В трех *месторождениях* (II-2-10, 12, 17) подсчитаны запасы железа, т. е. это комплексные месторождения.

Первые сведения о никеленосности района были собраны А. Е. Репиной (1934 г.) [48], установившей содержание никеля (от 0,23 до 1,28 %) в серпентинитах Подольского и Кундыбаевского массивов. Позднее была выявлена никеленосность Аниховского и Кайрактинского массивов [34, 18]. На всех серпентинитовых массивах никеленосная кора выветривания представлена нормальным нонтронитовым профилем.

Никель-кобальтовые руды представлены различными никельсодержащими глинистыми минералами сложного переменного состава (нонтронитами, керолитами и другими), никель- и

кобальтосодержащими минералами охр (гидрогетитом, лимонитом, псиломелан-вадами и асболанами), и в гораздо меньшей степени – силикатами никеля (гарниеритом, ревдинским, непунитом).

Кора выветривания площадная и трещинно-линейная, преобладает площадной тип. Охры сохранились на небольших участках Подольских месторождений. Содержание никеля в них в среднем составляет 0,70 %, кобальта – 0,05 % (максимальное содержание Ni – 1,31 %, Co – 0,14 %, железа – 55 %). Мощность бурожелезняковых охр, обычно составляет 1–3 м, редко достигая 6 м. Нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты имеют более широкое развитие. Среднее содержание никеля и кобальта в них примерно то же, что и в охрах, однако, встречаются участки с повышенными концентрациями этих металлов (Ni – до 1,64 % и Co – до 0,35 %). Мощность горизонта нонтронитов и нонтронитизированных серпентинитов не превышает 2–3 м, лишь в отдельных случаях достигая 10 м. Залегающие ниже по разрезу выщелоченные, слабо нонтронитизированные серпентиниты имеют наибольшее распространение. Как правило, руды этого горизонта являются некондиционными, с низкими содержаниями никеля и кобальта. Максимальные содержания этих металлов в них составляют Ni – 0,89 % и Co – 0,06 %.

Западно-Подольское месторождение (II-2-17), расположенное на правом склоне долины р. Джарлы, представлено несколькими залежами пластового типа, мощностью от 1 до 25 м. Мощность пород вскрыши варьирует от 1–2 до 11,5 м. Руды представлены охрами и бурыми железняками. Главными рудными минералами охр являются лимонит, гидрогетит, гидрогематит, псиломелан-вады и асболаны сложного переменного состава (с последними связаны значительные концентрации в руде кобальта – до 0,24 %).

Содержание Fe₂O₃ в охрах колеблется от 50,36 до 78,11 %, в среднем составляя 64,03 %; несколько меньшее содержание окиси железа отмечается в сильно обохренных серпентинитах – от 34,53 до 55,10 %, в среднем 39,78 %. Закаисное железо (FeO) присутствует в рудах в небольших количествах – от 0,2 до 1,9 %.

В обохренных серпентинитах и нонтронитах обычно присутствует довольно значительные концентрации никеля (в среднем 0,4–0,5 %) и кобальта (в среднем 0,08–0,12 %).

От описанного выше существенно не отличаются расположенные вблизи него *Северо-Восточное Подольское* и *Южно-Тасыбаевское месторождения* (II-2-12, 10). На *Аниховском месторождении* (IV-1-15), где выявлены две залежи площадью 0,15×0,6 и 0,1×0,95 км, мощностью 1–16 м (средние 3,3 м) при вскрыше 0–2 м, зона охр маломощная и комплексные руды (железные легированные) не выделялись [52]. На участке месторождения в штуфах [34] зафиксировано меди до 10,7 % (т. н. 3426), вольфрама 1,09 %, свинца 0,2 %, меди 1,6 % (т. 3453).

Запасы (категории С₂) никеля и кобальта (в тыс. т) *Западно-Подольского месторождения* (II-2-17) – 16,2 и 4,0; *Южно-Тасыбаевского* (II-2-10) – 48,3 и 7,4; *Северо-Восточного Подольского* (II-2-12) – 60 и 12,3 [18], *Аниховского* (IV-1-15) – 7,8 и 0,5 [52]. Запасы железа по первым трем приведены в соответствующем разделе.

Шункуркольское проявление (III-4-1) находится в пределах Кундыбаевского массива серпентинитов. Здесь скважина [10] на глубине 6–25 м вскрыла охры с содержанием Ni 0,65–1,8 %, на глубине 25–31 м нонтрониты со щебнем серпентинитов и содержанием Ni – 1,0 %. Содержание Co в охрах и нонтронитах 0,02–0,04 %.

Работами Российского университета дружбы народов [38] в районе рудопроявления оконтурен контрастный (0,015–0,12 %) ореол Ni на площади 2×4 км.

Красноярское 1 рудопоявление (IV-1-18) расположено в южной части Аниховского серпентинитового массива в 3–5 км южнее пос. Красноярск. Кора выветривания, представленная охрами и нонтронитизированными серпентинитами, сохранилась на небольших участках и залегает в карманообразных углублениях. Мощность ее составляет не более 5 м. Содержание никеля колеблется от 0,73 до 0,89 %.

МОЛИБДЕН

На площади работ выявлено 6 рудопоявлений молибдена и 2 ПГХО. 4 рудопоявления являются типичными грейзеновыми, Аниховское проявление локализуется в гипербазитах, а Алтуйское в скарнах.

Алтуйское проявление (I-1-5) представляет новый для района формационный тип – молибденитоносных скарнов. Скарны развиты на контакте Каиндинского гранитного массива и вмещающих эффузивов айдырлинской толщи. Гранат и эпидот-кварцевые жилки в гранат-эпидотовых скарнах с вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита содержат Pb до 0,5 %, Cu 0,1 %. Молибденит в виде тонких прожилков отмечается на инт. 66–113 м, где содержание Mo до 0,03 %

[56].

Перспективы проявления нового формационного типа молибденового оруденения неясны. Возможно, с известным Берсуатским месторождением вольфрамит-кварцевых жил, расположенным в 7 км на северо-востоке на территории РК, проявление образует рудный узел.

Типичным представителем молибден-вольфрамовой грейзеновой формации является *Боетское проявление* (III-2-8). Располагается оно среди катаклазированных гранодиоритов Джарбутакско-Боетского массива, в поле (3×4 км) даек гранитов шалкарского комплекса, в 4 км на северо-востоке от пос. Заполье. Проявление наиболее изученное: 31 скважина глубиной до 260 м, 9 000 м³ канав и др. выработки [20].

Среди мусковит-кварцевых грейзенов на площади 0,4×3 км выявлены жилы и зоны прожилкового (штокверкового) окварцевания. Мощность жил 0,4–2 м, обычно до 1 м, длина до 400 м, обычно 30 м. В штокверковых зонах насыщенность прожилков 0,5–8 на 1 пог. м. В жилах и прожилках мусковит-кварцевого состава отмечены молибденит, вольфрамит, шеелит, пирит, берилл, турмалин. Содержание (в %) Мо до 0,4 (среднее 0,015); W до 0,2; Be, Sn до 0,03–0,05; Cu, Zn, Pb, Bi, Li 0,1–0,3; Nb до 0,01. Ресурсы (P₂) молибдена 112 тыс. т, вольфрама – 30 тыс. т.

Низкое содержание молибдена возможно обусловлено типичным для молибденита избирательным истиранием и, возможно, недостаточным выходом керна [46].

Комплексный *ореол* Ag, Bi, Pb (IV-2-9) вокруг проявления площадью 3×5 км указывает на возможность расширения перспектив, а тщательная ревизия выявленных зон возможно позволит перевести объект в разряд промышленно значимых.

Джанабайское проявление (III-2-10) находится в северном экзоконтакте небольшой (1×3 км) интрузии гранитов шалкарского комплекса, крайней юго-западной в цепочке интрузий и даек от Боетского проявления. Соседний *пункт минерализации* вольфрама в т. 2221 (III-2-11) располагается в *ПГХО* Bi, Mo и Au (III-2-9) площадью 5×6 км среди гнейсово-сланцевой бескряковской толщи рифея. Мусковит-кварцевые жилы с молибденитом Джанабайского проявления и с W до 0,03 %, Li и Bi до 0,02 % т. 2221 имеют мощность 0,2–1 м, протяженность до 150 м и залегают в грейзенизированных гранитах на площади 0,6×7,5 км [47].

Джанабайское проявление, пункт минерализации вольфрама т. 2221, ореол Bi и расположенный в 2 км южнее проявления, *ореол* вольфрама (IV-2-3) позволяют наметить субмеридиональную зону молибденовой минерализации протяженностью до 8 км вдоль глубинного разлома и его сопряжения с правым сдвигом.

Нововинницкое проявление (III-1-5) среди одноименного тела лейкогранитов, по-видимому, также относится к грейзеновой формации, как и *Карагачинское* (IV-1-21), расположенное среди сланцев энбекшинской толщи.

Аниховское проявление (IV-1-11) очень своеобразное по составу вмещающих пород. Вкрапленность молибденита и других сульфидов установлена в измененных гипербазитах (лиственитах?). Содержание Мо по скв. 1 [30] на инт. 125,7–158,2 м до 0,32 %, W до 0,23 %. Ореол Мо с содержанием до 0,5 % и W до 0,2 % протягивается от проявления на юг на 3,6 км по телу гипербазитов шириной не более 0,2–0,5 км. Концентрация Мо и W и размеры проявления (с учетом площади ореола) позволяют прогнозировать весьма крупный объект.

Ореол молибдена в районе г. Сарыоба (III-3-4) связан с грейзенизированными углеродистыми сланцами и кварцитами кундыбаевской толщи близ контакта с гипербазитами Кундыбаевского массива, т. е. ореол контролируется разломом северо-восточного простирания. Практическая ценность ореола неясна, как и *ореола* на юго-востоке пос. Аниховка (IV-2-2) в гранитах Джабыгасайского массива.

ВОЛЬФРАМ

На площади работ выявлен один пункт минерализации, один ореол вольфрама и шлиховой поток шеелита.

Пункт минерализации т. 2221 (III-2-11) расположен в грейзенизированных гранитах шалкарского комплекса, в 1 км к юго-востоку от Джанабайского проявления молибдена. Здесь содержание W в прожилках кварца 0,03 %, Bi и Li – 0,02 %, Sn – 0,003 %.

Ореол IV-2-3 располагается в 2 км к юго-западу от пункта минерализации т. 2221.

Шлиховой поток шеелита (II-1-7) по реке Жанаспай возможно связан с шеелитоносными золото-кварцевыми жилами.

РТУТЬ

Шлиховой поток киновари по р. Сасыксай (IV-3-8) располагается в западном борту Са-

рыобинского грабена, сложенного нижнепалеозойскими отложениями (динамосланцами?). Поток длиной 7 км пересекает вкрест простирания зону мелких тектонических блоков с согласными небольшими по размерам телами габбро и гипербазитов. Источником киновари возможно являются участки слабо эродированных зон сульфидной вкрапленности в грейзенах.

Знаки киновари отмечены в ур. Саржанка по р. Кокпектысай и у пос. Кайракты в одноименной реке. Здесь широко проявлена минерализация полиметаллических колчеданов с примесью золота типа проявления Урожайное на листе М-41-VII, и киноварь возможно также отмечает участки слабо эрозионного среза сульфидной минерализации.

МЫШЬЯК

Крупный (1–3×8 км) ПГХО мышьяка (IV-1-9), приурочен к сланцам энбекшинской толщи с мелкими телами амфиболитов и гранитоидов. К югу от ореола находится Карагачинское проявление молибдена и вольфрама в ореоле Au, Ag, Mo. Возможно, ореол мышьяка регистрирует слабо эродированное продолжение золото-редкометалльной зоны на север.

ВИСМУТ

Три ПГХО висмута в комплексе с Mo и Au (III-2-9) и с Sn, Pb (IV-2-5, 9) локализируются на большом (4×20 км) участке к северу от пос. Джасай по долинам рр. Жанабай и Жангызгааш среди гнейсов бескрыковской толщи нижнего рифея с небольшими интрузиями гранодиоритов крыклинского комплекса. Внутри ореолов единичные проявления Mo и W в виде кварцевых жил (III-2-10, 11) и зоны сульфидно-кварцевых прожилков с рудогенными концентрациями Pb, Cu, W и др. (IV-2-8, 12). В разделе «Молибден» намечена субмеридиональная зона редкометалльной минерализации, контролируемая ореолом Bi и W. Ореолы Bi в районе пос. Джасай возможно являются южным продолжением этой зоны со сменой молибденовой минерализации на свинец-медь-молибден-вольфрамовую минерализацию.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

Территория листа М-41-I расположена в пределах старого золотопромышленного района Южного Урала. Западная ее часть входит в Айдырлинско-Кумакский рудный район, а восточная принадлежит Джетыгаринско-Аккаргинскому золотоносному району. На площади работ известно 8 мелких месторождений золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций, 18 проявлений и 5 пунктов минерализации золота из которых 5 выявлено при ГДП-200, 26 ПГХО и 1 шлиховой ореол золота, а также объекты в корях выветривания.

Золото-кварцевая формация представлена месторождениями: жила Вронского, Джанаспай, Котлован-Березки, тремя проявлениями и четырьмя пунктами минерализации.

Месторождение Котлован-Березки (II-2-6) расположено в 8 км севернее месторождения Белый Камень и приурочено к меридиональному разлому. Здесь при ревизии [61] на площади 3,5×5 км установлено 7 жил кварца с содержанием 4–81,6 г/т, в 6 жилах до 0,2 г/т и в 12 точках в коре выветривания жил и вмещающих пород от 0,1 до 0,2 г/т и в одной 18,4 г/т. При ревизии содержания 1–10 г/т отмечались в 39 % проб [61]. Из сопутствующих редко отмечаются цинк и медь до 0,15 %, вольфрам до 0,04 %.

На месторождении обрабатывалось 8 жил, их параметры даны в таблице 5.

Таблица 5

Характеристика жил месторождения Котлован-Березки

Жила	Мощность (м)	Длина (м)	Падение	Содержание (г/т)	Добыча (кг)
Жила А	0,5–1,0	30	СВ 45°	11–35	30
Прожилок	До 0,1	70	СВ 45°	15–45	?
Бектабановская	0,9–1,5	25	В 50°	6,5–8	0,36
Стародубовская	–	–	–	–	–
Дулесинская	0,6	100	СВ 90°	7–8	1 089
Сарсиневская	0,5	170	ЮВ 70°	2–20	?
Сухановская	0,7	50	СВ 90°	2–45	?

Пробность золота от 958–966 до 1 000, в «кружевом» золоте.

Месторождение жила Вронского (II-2-1) и *Джанаспай* (II-2-2) расположены среди образований маячной свиты в западном борту Северо-Аниховского грабена в контуре ПГХО золота (II-2-3). Они представлены жилами кварца с шеелитом. Содержание золота до 4 г/т. Жилы располагаются в зонах березитов мощностью до 12 м, в которых содержание золота 0,1–0,6 г/т. В корях выветривания над березитами содержание золота до 0,8 г/т, мощность кор до 30 м. Золото-кварцевые жилы *проявления Солоники* (I-1-6) имеют мощность до 1 м, содержание золота в них 2–10 г/т, а во вмещающих сланцеватых метасоматитах до 0,1 г/т. На *Сасыксайском проявлении* (IV-4-10) и ближайшем *пункте минерализации т. 2273* (IV-4-11) среди образований кундыбаевской толщи жилы кварца мощностью до 1 м и протяженностью более 100 м содержат до 1,6 г/т золота. *Кокпектысайское проявление* (IV-4-3) представлено четырьмя жилами кварца мощностью до 0,7 м, в которых содержание золота до 2 г/т.

Золото-сульфидно-кварцевая формация наиболее представительная на площади работ. Кроме месторождений Белый Камень, Безымянное, Воскресенское, Николаевское, 2 участок Синешиханского месторождения, выявлено 12 проявлений и 1 пункт минерализации.

Месторождение Белый Камень (II-2-28) расположено в *ореоле* золота (II-2-25) на правом берегу р. Джарлы, в 5 км западнее пос. Каменецкого. Оно представлено серией золотоносных кварцевых жил (всего их несколько десятков). Кварцевые жилы приурочены к мощной зоне тектонического нарушения шириной до 100–150 м, отделяющей небольшой серпентинитовый массив от сильно измененных гибридных пород типа диоритов. Длина отдельных жил от 50 до 500 м, при мощности от 0,1–0,5 до 1,5–2 м (в отдельных раздувах – до 15 м). Рудный кварц белый, серовато-белый, с редкими включениями сульфидов (пирита, халькопирита), охр и налетами медной зелени (малахит, хризоколла, азурит). Содержание золота весьма неравномерное и непостоянное.

При ревизии 1982–1987 гг. [61] на площади 4×6 км выявлено более 20 жил протяженностью до 100–200 м и мощностью 0,2–0,7 м. Из них с содержанием золота 1,6–3,6 г/т три жилы, от 7 до 71,9 г/т – три жилы, в остальных от 0,1 до 1 г/т. Сопутствуют золоту бор, кобальт, цинк, медь до 0,1–0,15 % и вольфрам до 0,05 %. В коре выветривания до глубины 25 м среднее содержание золота 0,14 г/т.

Месторождение Безымянное (II-2-31) в 3 км на юго-запад от Белого Камня, вероятно связано с северо-восточным региональным разломом. Здесь выявлены [61] две жилы кварца с турмалином с содержанием золота до 8 и 20,9 г/т и пять жил с содержанием 0,2–1,0 г/т, при этом 1 г/т в коре выветривания (среднее на 14 м – 0,58 г/т). Из сопутствующих отмечен кобальт до 0,15 %.

На северо-западе площади, в верховьях р. Берсуат, находится ряд месторождений, которые принадлежат южному флангу крупного Синешиханского золоторудного поля. В Синешиханскую группу на площади листа в пределах РФ входят *месторождение Воскресенское* (I-1-2), *участок 2 Синешиханского* (I-1-1), *Николаевское* (I-1-3), *пункты минерализации*, а также ПГХО I-1-4, приуроченные к мощной зоне смятия, дробления и окварцевания, сопровождающей Синешиханский разлом.

Золотое оруденение этих месторождений связано с кварцевыми жилами, содержащими обычно вкрапленность сульфидов. Судя по количеству и размерам старых горных выработок, месторождения интенсивно разрабатывались, главным образом, силами старателей и были оставлены в виду истощения запасов руды в доступных для старательской добычи верхних горизонтах месторождений. Кварцевые жилы Синешиханских групп отличаются чрезвычайной изменчивостью как по простиранию, так и по падению. Весьма быстро в них меняется и содержание золота, на что еще указывали П. П. Гудков и М. А. Усов (1915 г.). Пространственно и, вероятно, парагенетически, золотое оруденение этих месторождений связано с дайками гранит-порфиров, развитыми в зоне Синешиханского разлома.

Синешиханские золото-кварцевые жилы, открытые в 1901–1902 гг., имеют мощность 1–2 м, длину до 200–300 м, изучались до глубины 200 м. Из 101 отвода старатели работали только на 45. Жилы сложные, содержание золота достигало 50–100 г/т, в гнездах до 700 г/т, в «кустах» 3–4 м³ до 128 кг, хотя среднее (по отчетам на горную массу) 5–6 г/т. В основном золото мелкое, но отмечались самородки до 0,5 кг. Пробность 830–870. Кроме золота в кварце редкая вкрапленность пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, арсенопирита и других сульфидов, в которых всегда отмечалась примесь золота.

Зона окисления прослеживалась до 50–60 м, глубже содержание золота снижалось: 50 м – 18 г/т, 50–80 м – 9 г/т, 102 м – 5,7 г/т, 130 м – 4,7 г/т, 160 м – 1,5 г/т. В раздувах жил содержания золота так же заметно снижалось. Добыто из всех жил Синего Шихана с 1902 по 1952 год 4,2 т золота [61].

В юго-западной части Синешиханского золоторудного поля, отделенной от месторождений Воскресенское и Синешиханское 2 территориями РК, на *прииске Николаевском* (I-1-3) золото-кварцевые жилы залегают среди пород маячной свиты с телами гипербазитов и гранитоидов. Мощность их до 1 м, содержание золота до 10 г/т.

Нововинницкие проявления (III-1-3, 6) представлены зонами жил кварца шириной 0,1–0,5 км и протяженностью 1–2 км среди сланцев маячной свиты и энбекшинской толщи. Содержание золота в жилах 1–8 г/т, Cu и W до 0,3 %, Pb до 1 % [61]. В ореолах содержание Au до 1 г/т, Cu, Pb, Zn до 0,8 %, W до 0,06 %.

В центральной части территории листа располагается Каменецкая группа месторождений золота. Два из них: *Белый камень* и *Котлован-Березки*, приурочены к крупному тектоническому нарушению, прослеженному в меридиональном направлении от устья р. Джарбай до района пос. Тасыбай. Остальные *проявления Каменецкое* (II-2-24), *Каменецкая зона* (II-2-11) находятся вблизи контактов гранитов и диоритов с серпентинитами Подольского массива. Развитие на этих участках мелкие разрывные нарушения (сбросы небольшой амплитуды) создают благоприятные тектонические условия для локализации оруденения, связанного с кварцевыми жилами. На всех перечисленных месторождениях производились старательские и небольшие разведочные работы, в том числе на Co, содержание которого в жилах до 0,8 % [44].

Проявление Каменецкая зона (II-2-11) представляет собой золотоносные (0,2 г/т) измененные гипербазиты мощностью 13 м, вскрытые в трех скважинах [61]. На поверхности близ устья скважин глыбы бурых железняков.

В контуре *ПХО* золота (II-2-13), где находится проявление Каменецкая зона, в кварцевых жилах среди гипербазитов золото содержится до 23 г/т и даже до 71 г/т и сопровождается вольфрамом до 0,2 % (шеелит), сурьмой до 0,3 %, молибденом до 0,04 %, медью, мышьяком и барием до 0,1–0,2 %, а в коре выветривания мощностью до 60 м содержания золота достигают 2–3,5 г/т.

На *рудопроявлении Каменецком* (II-2-24) жилы кварца мощностью до 1 м находятся на контакте гипербазитов и сланцев (RF, ?bs) в трех зонах. В жилах с сульфидами, шеелитом и турмалином содержание золота до 8–10 г/т [13]. Оба проявления и ореол располагаются в экзоконтакте гранитоидов (C₁km), которые интродуцируют плагиогранодиориты (D₃d).

Жарбутакские проявления (III-2-3, 4) находятся в *ореоле* III-2-5 (2×4 км). Здесь в кварцевых жилах среди гранитоидов золото содержится до 3–10 г/т, меди до 1 %, вольфрама 0,06 %, а в зоне минерализации к юго-западу от Жарбутак 1 шириной до 150 м и протяженностью 1,5 км содержание золота до 0,15 г/т, меди и цинка 0,1–0,6 %, вольфрама до 0,1 % [61].

В Сарыюбинской грабен-синклинали в зоне разлома среди ожелезненных катаклазированных пород (D₁) и гранитоидов отмечаются кварцевые жилы с золотом до 0,4 г/т, цинком до 0,1 %, серебром до 8 г/т (*пункт минерализации т. 2081 – IV-3-1*) и бурые железняки с золотом до 0,08 г/т, цинком до 0,1 %, а во вмещающих зеленых кварцитах Cr и As до 0,2 %, Sb – 0,05 % (*пункт минерализации т. 2075-76 – IV-3-3*). В *проявлении т. 2072 (IV-3-6)* среди брекчированных зеленых кварцитов содержание золота до 2,4 г/т, Zn и Cu до 0,2 %, As до 0,5 %, Cr до 0,1 %.

Золотоносные коры выветривания отмечены на *месторождениях Белый камень*, где их мощность до 25 м, содержание золота 0,14 г/т [61], *Котлован-Березки* с содержанием от 0,1–0,2 до 18,4 г/т. На *проявлении Каменецкая зона* мощность коры – 60 м, содержание золота до 2–3,5 г/т. На *месторождениях Джанаспай* и *жила Вронского* мощность кор до 30 м, содержание золота 0,1–0,8 г/т.

Наиболее перспективными являются *проявления и ореолы* Аниховского грабена (Бастыбайский участок). Здесь золото-кварцевые жилы, зоны прожилкового окварцевания и метасоматиты кумакского типа среди пород березняковской толщи (IV-1-22) и брединской свит (IV-1-10, 12, 14), гипербазитов Аниховского массива (IV-1-16) образуют зоны шириной до 1 км и протяженностью до 2,5 км. Кроме золота до 20 г/т, в них содержится W до 0,15 %, Cu, Zn, As до 0,2 %. Мощность золотоносных кор достигает до 80 м, в среднем 26 м (*Бастыбай 1 – IV-1-10*), а содержание золота до 8 г/т при среднем 1,2 г/т и мощности кор 20 м (*Бастыбай 2 – IV-1-12*) и 10 г/т при среднем содержании 2,7 г/т (*Бастыбай 1*). На *проявлении Бастыбай 3 (IV-1-22)* золотоносная кора выветривания прослежена на 2,2 км при ширине 10 м и средней мощности 10 м с содержанием золота 0,1–0,3 г/т.

СЕРЕБРО

Выявленные на площади 3 ореола серебра являются поисковым признаком других металлов. Комплексный *ПХО* Ag, Bi и Pb (III-2-7) среди Боетских гранитов оконтуривает поле редкоче-

талльных грейзенов Боетского проявления. *Ореол* Ag (IV-4-13) в северной части Жетыкольского района, по-видимому, оконтуривает участок с золотоколчеданной минерализацией.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

КВАРЦ ДЛЯ ПЛАВКИ

На площади разведано *Брацлавское (Белый Камень) месторождение* (II-2-32) жильного кварца. В семи зонах оценено 169 выходов и развалов жильного кварца. Последний обычно гранулирован и пригоден для многокомпонентного кварцевого стекла. Запасы кварца (категории C₁+C₂) – 229 тыс. т, ресурсы (категория P₁) по четырем зонам – 250 тыс. т [61].

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

КАОЛИН

На площади работ выявлено 3 проявления в Каменецком районе и 4 в южной части Джарбу-такско-Боетского массива гранитоидов.

В Каменецком районе (правобережье р. Джарлы) белые каолиновые жилы мощностью более 5 м установлены в мелких не учтенных карьерчиках, в которых вскрываются глины коры выветривания сланцев маячной свиты *проявлений Анеевского и Южно-Каменецкого* (II-2-26, 30) и кварцевых сиенитов Каменецкого массива *проявления Южно-Подольского* (II-2-21).

По химическому анализу в них (в %) SiO₂ – 56–60, Al₂O₃ – 19,6–28,6, TiO₂ – 0,2–1,3, Fe_{общ} – 0,97–1,53 [61]. Обогащенный каолин из этих глин может быть высоких марок, в которых сумма TiO₂ и Fe менее 1 %, а глинозема более 36 %. При среднем выходе обогащенного каолина 40 % доля глинозема поднимается до 32–39 %.

Проявления каолина в корях выветривания Джанабайской горст-антиклинали оценивались при поисках в 2005–2006 гг. [33]. Их краткая характеристика приводится в табличной форме (табл. 6).

Таблица 6

Краткая характеристика проявлений каолина в корях выветривания Джанабайской горст-антиклинали

Проявление	Выход каолина (%)	Площадь (км ²)	Мощность (м)	Вскрыша (м)	Ресурсы (млн т)	
					P ₁	P ₂
Джасайское (IV-2-10)	58,6	1,04	14	2	14,2	19,4
Новое (IV-2-14)	59,3	0,07	24	6,6	3,2	
Сасык (IV-3-9)	62,3	0,72	23	4,3		31,9
Курган (IV-3-11)	-	0,7	7,6	3,7	4,3	1,0
Итого:	-	-	-	-	21,7	45,3

Примечание. Протокол «Оренбургнедра» № 29-м от 30.06.2006 г.

Следует отметить, что каолины *проявления Курган* (IV-3-11) щелочные с K₂O до 4,6 %. Ресурсы *проявлений Джасайского* (IV-2-10) и *Сасык* (IV-3-9) позволяют оценивать их как крупные объекты, вдобавок комплексные, с попутными кварцевыми песками, составляющими до 30 % горной массы сырца-каолина.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

АСБЕСТ

Проявления и пункты минерализации хризотил-асбеста установлены в серпентинитах Подольского массива (II-2-18, 20), где прожилки до 10–20 см с волокном 1–20 мм [61] и Аниховском массиве (IV-1-17), где на протяжении 2 км отмечаются площадки 50×300 м с зонами мелкопрожилкового асбеста [52].

На *проявлении Белый Камень* (II-2-33) продольно-волокнистый амфибол-асбест в виде жилы 0,1–0,4 м с волокном 10–15 см отмечаются в серпентинитах Брацлавского массива [5].

ТАЛЬК

Два проявления талька установлены в серпентинитах Подольского массива: *Тюлеснай 1* и 2 (II-2-19, 23). Белые талькиты и тальковые сланцы с содержанием талька до 70 % установлены на участках до 50×1 000 м. Содержание (в %) железа в тальке – 1,9–6,8; MgO – 24,8–29,9; CaO – 0,13; n.n.n. – 4,6–4,96 [61].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

ГРАНИТ

На площади листа установлено 6 месторождений гранитов, которые не поставлены на баланс и для разных целей обрабатывались мелкими карьерами. Два из них отмечены при ГДП-200: *Жарбутакское* (III-2-2) и *Кайрактинское* (IV-4-15). *Алтуйское* (I-1-8), *Анеевское* (II-1-8), *Акташкинское* (II-1-9) отмечены при ГС-50 [61], *Каменецкое* (II-2-29) при поисках [34] и только *Аниховское* (IV-1-7) включено в объяснительную записку к обзорной карте месторождений строительных материалов Оренбургской области масштаба 1 : 1 000 000 [4].

Аниховские лейкократовые биотитовые плагиограниты средне- и крупнозернистые порфировидные обнажены на площади 4 км². Их объемный вес 2,58–2,64 г/см³, водопоглощение 0,4–0,8 %. Граниты пригодны на щебень для строительных работ и для заполнителей тяжелых бетонов.

Жарбутакские плагиограниты (в т.н. 2291 – III-2-2) вскрыты карьером 100×100×4 м. Среднезернистые до крупнозернистых биотитовые плагиограниты с жилами микроклиновых лейкогранитов рассечены трещинами, прожилками кварца, содержат зонки мусковитовых слюдитов и остатки дресвяной коры выветривания.

Кайрактинские биотитовые плагиограниты (в т.н. 2050 – IV-4-15), вскрытые карьером 50×10×2 м, огнейсованы с единичными прожилками кварца.

ДИОРИТ

Кокпектысайское месторождение (в т.н. 2084 – III-3-12) вскрыто карьером 50×20×30 м. Среднезернистые меланократовые диориты (габбродиориты) местами переходят в тонкозернистые и рассечены зонами милонитов мощностью 20–30 см.

СЕРПЕНТИНИТ

На площади работ обрабатывалось на щебень *Сарыобинское месторождение* (III-3-2) и эксплуатируется *Западно-Аниховское* (IV-1-3).

Западно-Аниховское месторождение (т.н. 2284) расположено на правом борту р. Жангызагаш в 3 км западнее пос. Аниховка. В карьере 300×500×8 м вскрыты серпентиниты, развальцованные по пересекающимся зонам, рассеченные жилками габбро-пегматитов мощностью до 0,5 м, содержат прожилки хризотил-асбеста и зонку (0,4×50 м) с малахитом и азурином по трещинам.

Запас строительного камня 1,3 млн м³ (Паспорт № 05004 в ТГФ г. Оренбурга).

Сарыобинское месторождение находится в 3 км на северо-восточной от пос. Комсомольский. Карьером 100×50×3 м вскрыты сетчатые серпентиниты с зонами катаклаза мощностью более 2 м с углами падения 10–30°.

БАЗАЛЬТ

Сарыобинское месторождение (III-3-10) базальтов и андезитов отмечено при ГС-200 [10].

ТУФ

Сарыобинское месторождение туфов (III-3-7) и туфобрекчий отмечено при ГС-200 [10].

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ПЕСЧАНИК

Обильненское месторождение (IV-4-20) находится на правом склоне долины р. Кайракты, в 8 км на юго-запад от разв. пос. Кайракты (т. н. 2043). Карьер 200×100×4 м вскрывает белые серицит-кварцевые сланцы (метапесчаники) с прослоями бурых мощностью 10–15 см через 0,5–1,0 м по разрезу. Угол падения сланцеватости 10–70°.

Метапесчаники в виде щебня использовались для отсыпки грейдеров.

Кайрактинское месторождение (IV-4-16) метаморфизованных песчаников отмечено при ГС-200 [10].

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

ИЗВЕСТНЯК

На площади отмечено 2 месторождения известняков.

Кайрактинское месторождение (IV-4-12) находится в 2 км на северо-запад от разв. пос. Кайракты. Здесь (т. н. 2270) карьером 150×50×4 м вскрыты серые тонкозернистые горизонтальнослоистые известняки с жилками кварца и зонами сланцев.

Джурунтайское месторождение (IV-1-2) находится на правом берегу р. Джангызагач, близ бывшего пос. Джурунтай, в 4 км на запад от пос. Аниховка. Здесь (т. н. 2302) скальные прибрежные обнажения до 10–15 м белых обломочных известняков брединской свиты, мраморизованных по трещинам, с прослоями черных органических известняков. Химический состав белых известняков (в %): SiO₂ – 1,53; Fe₂O₃ – 0,58; CaO – 53,87; MnO – 0,017; P₂O₅ – 0,006; n.n.n. – 43,04; CO₂ – 42,29 [10].

В верхней части обнажения известняков сохранились обжиговые ямы с обломками грубых керамических изделий (древних?) и остатками обжиговой башни диаметром 3–4 м. Известняки пригодны для бута, щебня, строительной воздушной извести. Запасы (A+B+C₁) – 8,2 млн т [4].

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

Месторождения кирпичных глин среди дочетвертичных образований отмечены на 5 участках.

Месторождения Северо-Аниховское (III-2-6) в 8 км на северо-северо-восток от пос. Аниховка и *Джурунтайское (IV-1-6)* в 6 км на запад-юго-запад от того же поселка представлены водораздельными глинами плиоцена [10] и используются для местных нужд.

Жанабайское месторождение (IV-2-6) находится в 4 км на северо-запад от пос. Джасай. Здесь (т. н. 2202) в карьере 70×70×2 м добывались белые глины коры выветривания гранитоидов с обломками ожелезненного кварца.

Сасыксайское месторождение (IV-3-10) находится в 8 км на юго-запад от оз. Сасык. Здесь (т. н. 2060) в карьере 70×50×3 м под бурыми суглинками элювия (0,5 м) вскрыты белая песчано-глинистая с карбонатом кора выветривания гранитов.

Восточно-Аниховское месторождение (IV-2-4) находится в 3 км на юго-восток от пос. Аниховка. На площади 6 км² выявлена пластообразная залежь глин коры выветривания гранитов мощностью 8,4 м. Химический состав глин (в %): SiO₂ – 49,3; Al₂O₃ – 12,5; FeO – 6,9; TiO₂ – 0,8; CaO – 10,2; MgO – 3,1; n.n.n. – 4. Ресурсы (P₁) месторождения оцениваются в 50,4 млн м.

Подольское месторождение (II-2-35) расположено в Адамовском районе у поселка Брацлавка. Представлено делювиальными глинами четвертичного возраста мощностью 8 метров ориентировочные запасы 16 млн м³ (вынесено на карту четвертичных отложений).

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

КВАРЦИТ

В качестве строительного камня отмечено 2 месторождения кварцитов.

Сарьобинское месторождение (III-3-3) волнистых кварцитов кундыбаевской толщи установлено при поисках [34].

Сарьобинское 2 месторождение (III-3-6) вскрыто четырьмя карьерами 100×10×5 м (т. н. 2092). Здесь серые графитистые кварциты кундыбаевской толщи плейчато-волнистые и листоватые под углом 10–40° содержат единичные жилки кварца.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

ПИТЬЕВЫЕ ПРЕСНЫЕ ВОДЫ

Питьевые пресные воды на территории листа представлены одним объектом – *Кундырлинским месторождением* (IV-1-1). В настоящее время месторождение эксплуатируется.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Район работ располагается в пределах **Сосьвинско-Суундукской** (1 W, Be, Au(gp, УБ)/PR₁-J₃) и **Троицко-Марииновской** (2 Au, Cu, Ni(mu)/PR₁-MZ) **минерагенических зон**, разделенных Западно-Аниховским структурным швом. Сосьвинско-Суундукская зона в пределах площади имеет золоторудную специализацию, а Троицко-Марииновская медно-молибден-золоторудную и каолиновую специализацию.

В каледонско-герцинский цикл истории формирования полезных ископаемых намечается до четырех временных этапов. Наиболее ранний этап связан с вулканитами жетыкольской толщи, продуктивными на золото-медноколчеданное оруденение. По глубинным разломам в конце раннего девона внедряются протрузии хромитоносных ультрамафитов подольского и каменно-дольского комплексов, которые, как и массивы карашакольского комплекса, являются субстратом для силикатных никель-кобальтовых руд мезозойской коры выветривания. С гранитоидами урускискенского комплекса связано золотое оруденение.

В следующий, раннекарбонный этап в грабенах (грабен-синклиналях) накапливаются карбонатно-терригенные осадки с железорудными (с марганцем) оруденением (еткульская толща). На соседних территориях в аналогичных по составу и структурному положению осадках выявлено стратиформное полиметаллическое оруденение (Южноборовое проявление в биргильдинской толще на листе N-41-XXXI) или имеются его достоверные признаки (еткульская толща Сарыюбинского грабена, лист M-41-VII и лист M-41-I на территории РК). С раннекарбонными гранитоидами кумакского комплекса в Еленовско-Кумакском грабен-синклинории связано золотое оруденение (золото-кварцевое и золотоносных сланцевых метасоматитов) кумакского типа, а с кокпектысайскими гранитоидами золото-кварцевые жилы в Кундыбаевской структурно-формационной подзоне. На контакте с массивами граносиенитов каменецкого комплекса формируются молибденоносные скарны.

С лейкогранитами шалкарского комплекса связано жильно-грейзеновое молибденовое оруденение Джанабайской горст-антиклинали.

В эпоху мезозойского (T₃-K₁) корообразования формируются силикатные никель-кобальтовые (с железом) руды на массивах ультрамафитов, каолин на гранитоидах различного возраста, золотоносные коры над золотоносными метасоматитами всех золоторудных площадей.

При минерагеническом районировании площади работ учитывались рудоконтролирующие факторы, эмпирические данные о распространении полезных ископаемых и их поисковых признаков, а также размерность рудоносных площадей. Извилистая граница площади работ (госграница с РК) несколько усложнила районирование, определяя его фрагментарность. В частности, не определены границы Синешиханского золоторудного узла, достаточно уверенно оконтуренного на листе N-41-XXXI.

В **Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоне** с соседних листов (N-40-XXXVI и N-41-XXXI) прослеживается *Байтукско-Солончанский цинково-медно-золоторудный узел* (1.0.1 Au, Cu, Zn/D-C₁), в котором в пределах РФ прогнозируется *Николаевско-Солоникская (золото) площадь* (1.0.1.1 Au/D₃). В ней расположены 5 месторождений золота, 2 проявления, 1 пункт минерализации, 4 ореола, контролируемые меридиональными разломами.

По прямым поисковым признакам (2 проявления, 3 ореола, шлихи и точечные аномалии золота) в южной части Акташской зоны разломов выделяется *Нововинницкий золоторудный (потенциально) узел* (1.0.2 Au/D₃).

Троицко-Марииновская минерагеническая зона Сарыюбинской грабен-синклиналью делится на две части, резко различные по возрасту и строению. Западная представляет собой

Джанабайскую горст-антиклиналь, сложенную гнейсами, мигматитами и сланцами рифея и нижнего палеозоя с различными по размерам массивами гранитов O_3k , D_3d , $P_1\check{c}$ и ультрамафитов D_4p .

В северной части горст-антиклинория в пределах Подольского массива ультрамафитов и его южного фрагментарного продолжения по меридиональным разломам обособляется *Тасыбайский золото-железо-никелеворудный (хромит, асбест, каолинсодержащий) узел* (2.0.1 Ni,Fe,Au/D-C₂(MZ)), где известно 3 месторождения силикатных железо-никелевых руд в корях выветривания ультрамафитов, 3 золоторудных месторождения, 3 проявления золота, 5 ореолов золота, пункт минерализации хромитов и 3 точечные аномалии хрома, 3 проявления хризотил-асбеста, 2 проявления каолина, месторождение кварца для плавки, пункт минерализации талька. В пределах узла на территории РФ выделена *Тюлеспайская прогнозная (золото) площадь* (2.0.1.1 Au).

В центральной части Джанабайской горст-антиклинали 2 проявления и 1 ореол золота, 2 проявления молибдена, ореол и пункт минерализации вольфрама, расположенные в пространственной близости с небольшими интрузиями и дайковыми полями гранитов шалкарского комплекса и контролируемые диагональными северо-восточными разломами (правыми сдвигами), определяют контуры *Джарбутакско-Боетского прогнозируемого узла золото-вольфрамово-молибденоворудного* (2.0.2 Mo,W,Au/D₃-P₁) с перспективным Боетским проявлением молибдена и вольфрама в центре площади.

Достаточно высокая степень изученности не позволяет ожидать здесь сколько-нибудь значимых объектов в корях выветривания по мигматитам и гранитизированным породам рифея, гранитоидам крыклинского, джабыгасайского и шалкарского комплексов в пределах Джанабайской горст-антиклинали. В пределах района выявлено 4 перспективных проявления каолина.

В структурах Прииргизского синклинория: Сарыобинской грабен-синклинали и Кундыбаевской горст-антиклинали, выделен *Озерный медно-золоторудный узел* (2.0.3 Au,Cu/D-C₁(MZ)), северное продолжение одноименного узла на листе М-41-VII. В антиклинали развита продуктивная на медноколчеданное оруденение жетыкольская толща вулканитов. В грабене продуктивной на сидерит-бурожелезняковое (с марганцем) оруденение является еткульская толща, в которой на площади листа М-41-VII отмечаются признаки стратиформного полиметаллического оруденения, на площади листа М-41-I на территории РК медное оруденение. Золото-кварцевое и золото-сульфидно-кварцевое оруденение на площади узла контролируется диагональными северо-восточными разломами.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

Рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки рудоносных комплексов отмечаются в последовательности согласно легенде карты полезных ископаемых.

ЖЕЛЕЗО (МАРГАНЕЦ)

Сидерит-бурожелезняковое (с марганцем) оруденение локализуется в терригенно-карбонатной еткульской толще в пределах Сарыобинского грабена (рифта?). Предполагается рудная зональность урало-мугоджарского типа со сменой вниз по вертикали в разрезе рифтогенной структуры железных руд на полиметаллические.

ХРОМ (ПЛАТИНА)

Хромитовые руды вкрапленные и массивные в виде жил и мелких залежей (линз) локализуются в виде узких (~0,1 км) зон в осевых аподунитовых частях ультрамафитовых тел каменно-подольского и подольского комплексов. Лентообразные массивы контролируются крупными региональными швами и разломами, в том числе, надвигами.

Платина в виде незначительной примеси (0,02 г/т) отмечалась в хромитах Подольского массива.

МЕДЬ

Потенциально продуктивной на медноколчеданное оруденение является жетыкольская толща риолит-базальтовых вулканитов, которая развита в Кундыбаевской структурно-

формационной подзоне (*Озерный медно-золоторудный узел*), а также айдырлинский базальт-андезит-плаггионолитовый комплекс.

Признаки медно-никелевого сульфидного оруденения в некоторых массивов ультрамафитов (Подольском, Аниховском) не представляют практического интереса.

ЦИНК, СВИНЕЦ

Примесь сульфидов свинца и цинка в золотокварцевых жилах и метасоматитах *Нововинницкого золоторудного узла* не представляет практического интереса, но позволяют уточнить формационную принадлежность оруденения.

ПГХО и пункты минерализации свинца и цинка в ассоциации с Vl , Ag и др. к югу от Боетского рудопоявления в Верхнеалгабазской антиклинали Джанабайской подзоны вероятно представляют верхние части слабо эродированных редкометалльных грейзенов представленных Боетским рудопоявлением в полосе развития гранитов шалкарского комплекса.

Близкая горизонтальная зональность отмечалась на Котансу-Кокпектинском рудном поле листа М-41-VII [3].

В пределах *Озерного медно-золоторудного узла* пункты минерализации и ПГХО цинка возможно отражают зональность колчеданного оруденения в жетыкольской толще, где цинковые разности развиты в нижних частях зон оруденения [57].

В Сарыобинском грабене, в 3 км севернее границы площади работ, на территории РК на протяжении 10 км, на контакте известняков (C_1) и вулканитов отмечаются лимонитизированные породы с пленками малахита, а на листе М-41-VII в Сарыобинском грабене в карбонатных породах еткульской толщи отчетливые признаки полиметаллического (Zn , Pb) колчеданного оруденения. По этим данным на исследованной площади под Сарыобинским железорудным полем можно прогнозировать миргалимсайский тип свинцово-цинковых колчеданов.

НИКЕЛЬ (КОБАЛЬТ)

Силикатные никелевые (с кобальтом) руды образуют залежи в нонтронитовой коре выветривания ультрамафитовых массивов каменноподольского, подольского и карашакольского комплексов. Массивы контролируются региональными и крупными разломами, в том числе надвигами (Кундыбаевский, возможно Подольский массивы). Кроме кобальта, в никелевых рудах Подольского массива отмечается существенная примесь железа (до 50–78 %) в верхнем охристом горизонте коры выветривания. Последний, как и в Буруктальском районе (лист М-41-VII), характерен для омоложенного рельефа Зауральского пенеплена.

Кроме гипергенных никелевых руд, в Аниховском, Подольском и Кундыбаевском массивах отмечались признаки сульфидных медно-никелевых руд (меди до 1–10 %) с примесью вольфрама до 1 %. Следует подчеркнуть особенность этих массивов. Они ассоциируют с согласными телами габброидов, отнесенных к джабыгасайскому (Аниховский и Подольский массивы) и кокпектысайскому (Кундыбаевский массив) комплексам. Поскольку достоверных сведений о взаимоотношениях габброидов и ультрамафитов нет, можно предположить о существовании расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов с типичным для них медно-никелевым сульфидным оруденением.

МОЛИБДЕН, ВОЛЬФРАМ

На площади работ выявлено 3 формационных типа оруденения. Грейзеновый тип представлен перспективным Боетским проявлением, расположенным в пределах Джанабайской горст-антиклинали. В строении рудного поля принимают участие различные гнейсы, сланцы, гнейсограниты рифея и раннего палеозоя, интрузии девона и перми. Последние контролируются диагональным северо-восточным правым сдвигом и сами контролируют зоны грейзенов с редкометалльными кварцевыми жилами. Следует отметить, что рудоконтролирующий правый сдвиг продолжается в Еленовско-Кумакском грабен-синклинории, где к нему приурочены перспективные проявления листовитов с Mo и W до 0,5 и 0,2 % соответственно и далее на юго-запад в Адамовской антиклинали, где в зоне сдвига отмечены молибденит-кварцевые жилы и комплексный (Au , Ag , Mo) ореол. В этой части сдвига отмечены мелкие массивы граносиенитов каменецкого комплекса, которые возможно и генерируют редкометалльное оруденение.

С ними же в Айдырлинской вулканогенно-тектонической депрессии связано проявление молибденоносных скарнов по вулканитам айдырлинской толщи.

РТУТЬ, МЫШЬЯК, СУРЬМА

Шлиховые потоки киновари среди грейзенизированных пород палеозоя и рифея в юго-восточной части Джанабайской горст-антиклинали являются северо-восточным продолжением Кокпектинского участка на листе М-41-VII.

В зоне диагонального северо-восточного разлома отмечаются мелкие массивы лейкогранитов шалкарского комплекса, с которыми вероятно и связаны грейзенизация и киноварь-шеелитовая минерализация не установленной рудной формации. Вероятно эта минерализация приурочена к верхним частям зон рудоносных грейзенов.

Ореолы мышьяка и висмута, сопровождающие рудоносные грейзены Боетского проявления, возможно так же отмечают верхнюю часть оруденения грейзенового типа.

ЗОЛОТО

Поля золото-кварцевых жил в **Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоне** контролируются крупными субмеридиональными разломами. К Акташскому разлому приурочено Николаевско-Солоникский и Нововинницкий участки, где вмещающими являются, в основном, метатерригенные породы маячной свиты.

Рудогенерирующими для проявлений Акташского разлома вероятно являются породы урус-кискенского комплекса, а в районе Аниховского грабена – граниты кумацкого комплекса.

В **Троицко-Марииновской минерагенической зоне** поля золото-кварцевых жил Тюлеспайского и Жарбутакского участков приурочены к зонам северо-восточных (диагональных) разломов, в основном, правых сдвигов, как и молибден-вольфрамовые проявления в Джанабайской горст-антиклинали. Вмещающими породами проявлений являются образования палеозоя, рифея, в том числе гранитоиды и ультрамафиты.

Восточно-Аниховский разлом контролирует Бастыбайские проявления, где золотоносные метасоматиты кумацкого типа и золото-кварцевые жилы локализируются в породах березняковской толщи и брединской свиты.

В *Озерном медно-золоторудном узле*, сложенном вулканитами жетыкольской и метатерригенной кундыбаевской толщами, золотопроявления жильного типа так же приурочены к северо-восточным правым сдвигам на их пересечении с субмеридиональными разломами: Восточно-Сарыобинским и разломом, проходящим через пос. Мунтайка.

Кроме золото-кварцевого типа оруденения, на участке, где выделено пять ПГХО меди и два проявления, можно прогнозировать золото-сульфидный тип, связанный с золотоносными медноколчеданными рудами, выявленными на проявлении Урожайном, в 25 км южнее, на листе М-41-VII, в пределах Озерного рудного узла.

Следует отметить, что на всех золоторудных полях значительными перспективами обладают золотоносные коры выветривания. Мощность кор изменяется от 10 до 80 м, т. е. ресурсы золота в корях выветривания могут составить 50 % и более от общих для рудных полей.

КВАРЦ ДЛЯ ПЛАВКИ

Жилы гранулированного кварца среди гнейсогранитов крыклинского комплекса приурочены к зоне трещиноватости Тюлеспайского разлома на участке его сдвига вправо на 1–2 км.

КАОЛИН

Каолинистые глины площадной коры выветривания (T_3-K_1) развиваются по гранитам камеевского комплекса, по гнейсогранитам крыклинского комплекса и гнейсомигматитам осиновской и бескрыковской толщ рифея Джанабайской горст-антиклинали.

АСБЕСТ

Проявления хризотил-асбеста Подольского и Аниховского ультрамафитовых массивов вероятно связаны с гранитоидами каменецкого комплекса. Амфибол-асбест Брацлавского массива находится в зоне метасоматитов вдоль Тюлеспайского разлома.

ТАЛЬК

Белый тальк и талькитовые сланцы Подольского массива ультрамафитов пространственно (и генетически) связаны с небольшими интрузиями каменецкого комплекса.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Оживление в последние годы региональной и общей экономической конъюнктуры вызвали необходимость оценки и переоценки состояния и перспектив развития минеральной сырьевой базы района. Перед началом ГДП-200 прогнозные ресурсы оценивались только для золота Акташской площади в количестве 15 т (вероятно участок с месторождениями и проявлениями рудных полей Акташского разлома: Николаевско-Солоникского и Нововинницкого). Эти ресурсы не апробированы.

В процессе проведения ГДП-200 значительно уточнено геологическое строение района, закономерности размещения полезных ископаемых, что позволило заново оценить и переоценить их ресурсы и наметить очередность поисково-оценочных работ.

Ресурсы золота определялись через удельную продуктивность объекта-аналога, которым является Кумакское рудное поле, вмещающий целый ряд мелких и два средних (Кумакское, Васин) месторождения. Площадь Кумакского поля 200 км^2 , учтенные запасы (в т. ч. остаточные) – 77,8 т, добыча – 8,9 т, и ресурсы – 70,8 т, что в сумме составляет 157,9 т. Таким образом удельная продуктивность Кумакского поля составит $157,9 \text{ т}/200 \text{ км}^2 = 0,79 \text{ т}/\text{км}^2$. Для определения прогнозных ресурсов *Озерного медно-золоторудного узла* привлекались прогнозные ресурсы проявления Урожайное, входящее в Озерное рудное поле расположенное в сходной геологической обстановке в пределах листа М-41-VII, прогнозные ресурсы P_2 которого при площади $2,3 \text{ км}^2$ составляют 4,5 т, меди 60 тыс. т, цинка 143 тыс. т [17]. Удельная продуктивность соответственно составит: золото – $4,5 \text{ т}/2,3 \text{ км}^2 = 2 \text{ т}/\text{км}^2$, медь – $60 \text{ тыс. т}/2,3 \text{ км}^2 = 26,1$ или $\sim 26 \text{ тыс. т}/\text{км}^2$, цинк – $143 \text{ тыс. т}/2,3 \text{ км}^2 = 62,2$ или $\sim 60 \text{ тыс. т}/\text{км}^2$. Учитывая, что объекты типа Урожайного могут составлять не более 20 % от площади более крупных таксонов, вводится коэффициент рудоносности 0,2. Прогнозные ресурсы молибдена и вольфрама рассчитывались через удельную продуктивность Боетского проявления (лист М-40-XII), категории P_1 которого составляют 112 тыс. т, W – 30 тыс. т [20]. При площади проявления около 1 км^2 удельная продуктивность составит 112 тыс. т/ км^2 по Mo и 30 тыс. т/ км^2 W.

МЕДЬ

В пределах *Озерного медно-золоторудного узла* (большей части узла в пределах листа) продуктивная на медноколчеданное оруденение жетыкольская толща занимает не более половины площади, в среднем около 150 км^2 . При этом следует учитывать, что реально существующие рудные объекты будут составлять не более 20 % от общей территории продуктивной толщи, т. е. вводится коэффициент рудоносности – 0,2. При площадной удельной продуктивности 26 тыс. т/ км^2 , коэффициенте надежности (к. н.) – 0,5 и к. р. – 0,2, ресурсы меди категории P_3 Озерного узла составят 390 тыс. т. Перспективность ресурсов средняя, надежность определения средняя (с/с).

МОЛИБДЕН, ВОЛЬФРАМ

В пределах *Бастыбайского вольфрамово-молибденово-золоторудного потенциального узла* молибден-вольфрамовое оруденение очень своеобразное по составу вмещающих пород. Как указывалось ранее вкрапленность молибденита, вольфрама и других сульфидов установлена в измененных гипербазитах (лиственитах?). При площади Бастыбайского узла $99,9 \text{ км}^2$ (площадь рудоносных пород до 10 %) и коэффициенте надежности (к. н.) – 0,1, ресурсы Mo категории P_3 составят 108 тыс. т, а W – 26 тыс. т.

Перспективность ресурсов средняя, надежность оценки средняя.

Джарбутакско-Боетский прогнозный узел по размеру (168 км², площадь рудонасыщенных пород до 10 %) представляет собой часть рудного узла и при удельной продуктивности 112 тыс. т/км² по Мо и 30 тыс. т/км² W с учетом к. н. – 0,2, ресурсы категории P₃ составят: молибден – 301 тыс. т, вольфрам – 92 тыс. т.

Перспективность ресурсов средняя, надежность оценки также средняя.

ЗОЛОТО

Ресурсы золота определялись через удельную продуктивность объекта-аналога, которым является Кумакский рудный узел, для Озерного узла через продуктивность рудопроявления Урожайное.

Николаевско-Солоникская прогнозная площадь (92 км²) с жильным типом оруденения располагается среди вулканогенно-плутонического комплекса (O₂-D₃). При удельной продуктивности 0,79 т/км² и к. н. – 0,5? ресурсы категории P₃ составят – (0,79 т/км²×0,5×92 км²)=36,5 т. Перспективность их средняя, надежность определения средняя.

Нововинницкий потенциальный золоторудный узел (98 км²) с преобладанием жильного типа оруденения приурочен к вулкано-плутоническому комплексу (O₂-D₃). При удельной продуктивности 0,79 т/км², ресурсы золота категории P₃ с учетом коэффициента надежности 0,4 составят (0,79 т/км²×98 км²×0,4)=31 т. Перспективность их средняя, надежность определения низкая (с/н).

Тюлеспайская прогнозная (золото) площадь (111 км²), где также преобладает жильный тип оруденения, располагается в вулканогенно-плутоническом комплексе (D₁-C₁). С учетом коэффициента надежности (к. н.) – 0,8, ресурсы золота категории P₃ для площади составят (0,79 т/км²×111 км²×0,3)=28 т. Перспективность их средняя, надежность определения - средняя (с/с).

Озерный рудный узел общей площадью 386 км², где, как указывалось выше, перспективная на медноколчеданное (с золотом) оруденение жетыкольская толща (150 км²) располагается в вулканогенно-осадочном комплексе и при удельной продуктивности 2,0 т/км² и к. н. – 0,5, к. р. – 0,2, ресурсы золота категории P₃ для узла составят (2,0 т/км²×150 км²×0,5×0,2)=30 т. Перспективность их средняя, надежность определения средняя.

Бастыбайский рудный узел потенциальный (99,9 км²) расположен в вулканогенно-осадочном комплексе (D₃-C₁). Золотое оруденение представлено как жильным типом, так и минерализованными зонами, в том числе в корях выветривания. Ресурсы золота категории P₃ при к. н. – 0,5, составят (0,79 т/км²×99,9 км²×0,5)=40 т. Перспективность их высокая, надежность определения средняя. Не менее 30 % ресурсов ожидается в корях выветривания.

Джарбутакско-Боетский прогнозный узел (168 км²), где преобладает жильный тип оруденения, относится (условно) к вулканогенно-осадочному комплексу (RF₁-P₁). При удельной продуктивности 0,79 т/км² с учетом к. н. – 0,3, ресурсы золота категории P₃ для площади составят (0,79 т/км²×168 км²×0,3)=40 т. Перспективность их низкая, надежность определения средняя (н/с).

КАОЛИН

Обалыкольско-Казанчинский каолиноносный район на площади работ является северным продолжением района на листе М-41-VII. На площади листа М-41-I выявлено 4 проявления, по которым средняя удельная продуктивность района определяется по их параметрам. Проявление Джасайское – ресурсы P₁+P₂=26,6 млн т, Новое – P₁=3,2 млн т, Сасык – P₂=31,9 млн т, Курган – P₁+P₂=5,3 млн т. В связи с высокой степенью изученности обнаружение новых значимых объектов весьма проблематично.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория изучаемого листа М-41-1 находится между Тургайской долиной и Мугоджарами, занимая южную часть Урало-Тобольского плато. В административном отношении площадь листа расположена в восточной части Оренбургской области, главным образом, в Адамовском районе и частично в Кваркенском районе. Только незначительная, северная часть приурочена к южной части Брединского района Челябинской области.

В основу карты распространения основных гидрогеологических подразделений масштаба 1 : 500 000 (рис. 2) положены материалы гидрогеологических работ [1].

Территория района характеризуется своеобразным рельефом. Здесь складчатое основание с многочисленными интрузиями срезано денудационной поверхностью и представляет собой пенеплен. Абсолютные отметки рельефа колеблются от 280 до 417 м, снижаясь в направлении с севера на юг и юго-восток. Водораздельные пространства имеют плоскую форму, склоны пологие и часто переходят в мелкосопочки.

Речная сеть развита очень слабо и представлена реками Джарлы, Кокпектинской, Жанаспай, Зангызагаш. Постоянный сток имеет только река Джарлы. Руслу остальных рек в верховьях летом полностью пересыхают и только в самых низовьях имеют отдельные плесы.

Согласно карте гидрогеологического районирования территории Российской Федерации описываемая территория относится к Восточно-Уральскому гидрогеологическому массиву.

Распространение подземных вод изучаемой территории подчинено развитию трещиноватости пород, обусловленной выветриванием и тектоническим воздействием. Различная степень выветрелости и размытости пород, обусловленная их литологопетрографическим составом, морфологические условия распространения пород, их обнаженность и тектонические условия определяют различную водоносность водовмещающих пород, фильтрационные свойства, химический состав и степень минерализованности подземных вод.

Главным же фактором, влияющим на образование и формирование подземных вод, является литолого-петрографический состав пород. Поэтому выделение водоносных гидрогеологических подразделений проведено по литолого-петрографическому принципу.

Породы площади листа отличаются пестротой возрастных единиц, но в силу однородных воднофизических свойств пород одинакового генезиса вне зависимости от возраста объединены в единые гидрогеологические подразделения.

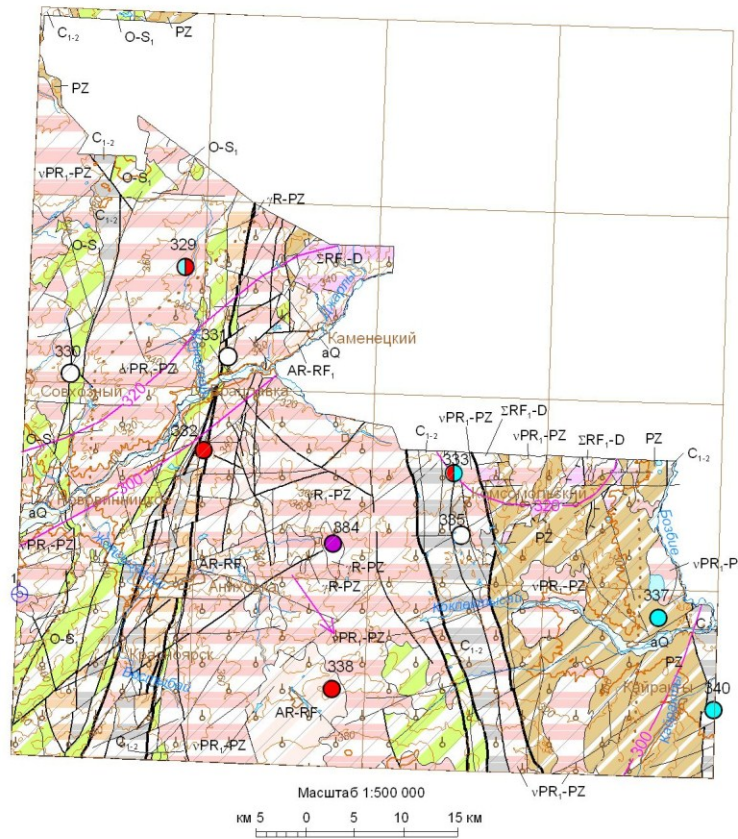
Четвертичные отложения элювиального, делювиального генезиса и неогеновые отложения в результате малой мощности, высокого гипсометрического положения практически полностью сдренированы и на карте основных гидрогеологических подразделений не показаны.

Выделение гидрогеологических подразделений приведено согласно сводной легенде к гидрогеологическим картам масштаба 1 : 200 000 (Серия Южно-Уральская, 2001).

Исходя из сказанного на площади листа выделены следующие водоносные подразделения:

- водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (аQ);
- водоносная нижне-среднекаменноугольная (кремнисто-карбонатная) зона (C_{1-2});
- водоносная верхнедевонско–нижнекаменноугольная (терригенная) зона (D_3-C_1);
- относительно водоносный палеозойский комплекс (PZ);
- водоносная нижнерифейско–девонская (интрузивная) зона (ΣRF_1-D);
- относительно водоносная ордовикско–нижнесилурийская (метаморфическая) зона (O–S₁);
- водоносная рифейско–палеозойская (интрузивная) зона ($\gamma RF-PZ$);
- водоносная нижнепротерозойско–палеозойская (интрузивная) зона (νPR_1-PZ);
- относительно водоносная архейско–нижнерифейская (кристаллическая) зона (AR–RF₁).

Название химического состава подземных вод дается от меньшего содержания компонента к большему при концентрации катионов и анионов более 20 % мг-эквивалентов. Классификация подземных вод по химическому составу, минерализации приведены в соответствии с ОСТ 41-05-263-86.



1. Распространение водоносных горизонтов и зон

- aQ Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт. Гравий, галка, песок, валуны.
 - C₁₋₂ Водоносная ниже-среднекаменноугольная (кремнисто-карбонатная) зона. Известняки, углистые сланцы, конгломераты, песчаники.
 - D₁-C₁ Водоносная верхнедевонско-нижекаменноугольная (терригенная) зона. Песчаники, конгломераты, алевролиты, сланцы, известняки, аргиллиты.
 - PZ Относительно водоносный палеозойский комплекс. Туфы, базальты, андезиты, сланцы, конгломераты.
 - O-S₁ Относительно водоносная ордовикско-нижнесилурийская (метаморфическая) зона. Сланцы угольные, туфо-песчаники, песчаники, туфы базальтов, metabазальты.
 - ΣRF₁-D Водоносная рифейско-девонская (интрузивная) зона. Дуниты, перидотиты, гипербазиты, серпентиниты.
 - RF-PZ Водоносная рифейско-палеозойская (интрузивная) зона. Граниты, гранит-порфиры, гранодиориты, сиениты.
 - vPR,-PZ Водоносная нижнепротерозойско-палеозойская (интрузивная) зона. Диориты, диоритовые порфиры, габбро, габбро-нориты, диабазовые порфиры.
 - AR-RF₁ Относительно водоносная архейско-нижнерифейская (кристаллическая) зона. Гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты.
- Граница распространения гидрогеологических подразделений
- Потенциально водоносные разрывные нарушения.
- а б в г.
а - региональные, б - крупные местные, в - прочие, г - предполагаемые

2. Водоупункты
- 333 ● Гидрогеологическая скважина. Вверху номер скважины. Закраска соответствует химическому составу подземных вод.
3. Показатели водообмена
- Направление движения подземных вод
- ~ 300 Гидроизогипсы (в метрах абсолютной высоты).
4. Химический состав подземных вод
- гидрокарбонатный
 - хлоридный
 - хлоридно-гидрокарбонатный
 - гидрокарбонатно-хлоридный
 - смешанный
 - нет данных
- 4.1 Площадь распространения подземных вод с минерализацией
- до 1 г/дм³ □ 1-3 г/дм³
- Граница участков различных по минерализации подземных вод
5. Месторождения пресных подземных вод
- 1 ○ 1 - Кундырлякское

Рис. 2. Гидрогеологическая схема листа М-40-I.

Данные опробования гидрогеологических скважин, расположенных на площади листа М-41-1

№ скв. на карте	Абс. отм. устья скв., м	Водовмещающие породы		Кровля водоносного горизонта		Статический уровень		Дебит скв., л/с	Понижение уровня воды, м	Удельный дебит, л/с	Формула Курлова и общая минерализация, г/дм ³
		Геологический индекс	Краткое литологическое описание	Глубина, м	Абс. отм., м	Глубина, м	Абс. отм., м				
329	348,5	vPR ₁ -PZ	диориты	6,7	342,1	6,7	342,1	1,1	2,0	0,55	$M 0,7 \frac{Cl57 HCO_3 27 SO_4 15}{Na72 Ca173 Mg10}$
330	-	vPR ₁ -PZ	гранодиорит трещиноватый	65,0	-	16,5	-	0,6	31,6	0,02	Общая минерализация 0,6 г/дм ³
331	300	O-S ₁	сланцы угольные	7,3	292,7	7,3	292,7	0,5	6,1	0,08	Общая минерализация 1,3 г/дм ³
332	310	vPR ₁ -PZ	кристаллические сланцы	5,4	304,6	5,37	304,6	1,0	1,75	0,57	Общая минерализация 1,6 г/дм ³
333	346	C ₁₋₂	песчаники, глинистые сланцы	16,1	329,9	10,45	335,55	0,34	24,0	0,014	$M 1,3 \frac{HCO_3 38 Cl36 SO_4 16}{Na78 Mg13}$
334	310	vPR ₁ -PZ	граниты	4,0	306,0	4,0	306,0	0,6	0,25	2,5	$M 1,0 \frac{Cl53 HCO_3 26 SO_4 21}{Na49 Ca27 Mg24}$
335	338	C ₁₋₂	сланцы алевролитно-глинистые, песчаники	20,0	318,0	10,0	328,0	0,83	12,6	0,06	Общая минерализация 1,0 г/дм ³
337	318	PZ	базальты	9,5	308,5	2,05	315,95	0,4	8,1	0,05	Общая минерализация 0,3 г/дм ³
338	340,6	AR-RF ₁	гнейсы	13,0	327,6	13,0	327,0	0,9	4,0	0,22	Общая минерализация 2,2 г/дм ³
340		C ₁₋₂	углисто-глинистые сланцы	14,8		14,8		1,3	9,8		Общая минерализация 0,8 г/дм ³

Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (αQ) наибольшее распространение получил в долинах рек Джарлы и Кокпектысай. Формирование горизонта грунтовых вод происходит в отложениях пойм и первых надпойменных террас. В долинах рек распространены главным образом первые надпойменные террасы. Элементы других террас имеют весьма незначительное распространение.

Водовмещающие отложения водоносного горизонта представлены песками, супесями и галечниками. Они часто переслаиваются с серыми практически водоупорными глинами или образуют среди них небольшие прослои и линзы.

Пойменные отложения отмечаются неотсортированностью. Чаше наблюдается иловато-суглинистые осадки с примесью частиц более крупного размера – песок, гравий, галька.

Мощность водовмещающих пород небольшая и составляет 0,40–6,70 м.

Подземные воды аллювия относятся к типу пластово-поровых безнапорных. Глубина залегания уровней грунтовых вод составляет 0,6–4,6 м.

Водообильность аллювиальных отложений невелика. Дебиты колодцев и редких родников составляют 0,08–0,29 л/с.

Подземные воды аллювиальных отложений преимущественно пресные и редко весьма слабосоленоватые с минерализацией 0,3–1,2 г/дм³. По химическому составу хлоридно-гидрокарбонатные, или гидрокарбонатно-хлоридные. По катионному составу преимущественно магниево-кальциевые.

Питание водоносного горизонта осуществляется за счет атмосферных осадков и сезонного подпитывания его в период весеннего половодья поверхностными водами. Разгрузка грунтовых вод идет в местную гидрографическую сеть и частично в подстилающие трещиноватые коренные породы.

Воды аллювиального горизонта используются колодцами небольших населенных пунктов.

Водоносная нижне-среднекаменноугольная (кремнисто-карбонатная) зона (C₁₋₂) развита в пределах изучаемой площади фрагментарно или в виде полос субмеридионального направления шириной 0,6–2,0 км. Водовмещающие породы представлены известняками, сланцами, песчаниками, редко конгломератами. Глубина залегания уровней – 7–21 м и всецело зависит от рельефа местности. Водообильность пород зависит от литологического состава водовмещающих пород и их трещиноватости. В известняках дебиты колеблются от 0,12 до 4,8 л/с. Дебиты, полученные из скважин, вскрывших алевритистые песчаники и углистые сланцы, не превышают 0,8 л/с. Подземные, а в местах, где водовмещающие породы зоны перекрыты водонепроницаемыми глинистыми образованиями – напорные. Величина напора составляет 12–40 м.

Подземные воды характеризуемой зоны пресные, реже солоноватые с минерализацией 0,6–1,7 г/дм³. По химическому составу преимущественно гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные, реже сульфатные.

Питание подземных вод зоны происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков.

В целом подземные воды кремнисто-карбонатной зоны имеют большое практическое значение для водоснабжения населенных пунктов.

Водоносная верхнедевонско–нижнекаменноугольная (терригенная) зона (D₃–C₁) имеет незначительное распространение. На изучаемой площади она представлена в виде неширокой (300–600 м) полосы вытянутой в субмеридиональном направлении в юго-западной ее части.

Водовмещающие отложения представлены песчаниками, сланцами, аргиллитами, реже известняками.

Изученность терригенной зоны слабая. Подземные воды вскрываются на глубинах 12–22 м. Воды напорные, так как водовмещающие породы перекрыты непроницаемыми глинистыми образованиями неогена. Водообильность пород незначительная. Дебиты скважин составляют 0,1–0,6 л/с, иногда достигая 1,2–1,4 л/с.

Подземные воды преимущественно солоноватые с минерализацией 0,5–3,8 г/дм³. Пресные воды гидрокарбонатные или сульфатно-гидрокарбонатные. Солоноватые воды, как правило, сульфатные или хлоридно-сульфатные.

Питание подземных вод характеризуемой зоны происходит атмосферными осадками и латерального перетока из соседних гидрогеологических подразделений.

Относительно водоносный палеозойский комплекс (PZ) получил широкое распространение в юго-восточной части исследуемой территории. Водовмещающие породы представлены базальтами, туфами, андезитами, порфиритами, сланцами. Подземные воды преимущественно безнапорные, а в местах, где водовмещающие породы перекрыты непроницаемыми глинистыми образованиями – напорные. Величина напора достигает 14–18 м.

Водообильность пород невысокая. Дебиты скважин составляют сотые и десятые доли л/с, а вдоль разломов достигают 1,2–1,4 л/с. Встречаются и безводные скважины. Следует отметить,

что наиболее водообильными являются туфы отличающиеся большей трещиноватостью, чем остальные водовмещающие породы. Дебиты родников невысокие и составляют 0,01–0,4 л/с.

Подземные воды преимущественно солоноватые и соленые, реже пресные с минерализацией 0,4–6,2 г/дм³. По химическому составу пресные воды гидрокарбонатно-хлоридные или хлоридно-карбонатные, солоноватые – хлоридно-сульфатные или сульфатные.

Питание подземных вод палеозойского комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Следует отметить, что воды комплекса характеризуются повышенной минерализацией и весьма ограниченными ресурсами и не представляют практического интереса.

Относительно водоносная нижнерифейско–девонская (интрузивная) зона (ΣRF₁–D) имеет незначительное распространение на характеризуемой площади. Распространена она фрагментарно в северо-восточной и восточной ее части. Наибольшая площадь интрузивной зоны приурочена к Подольскому гипербазитовому массиву, расположенному в левобережье верховьев реки Джарлы.

Водовмещающие породы представлены дунитами, гипербазитами, серпентинитами. Подземные воды этих отложений грунтовые. Глубина залегания уровня подземных вод колеблется от 5 до 14 м.

Водообильность водовмещающих пород невысокая и всецело зависит от литологического состава пород и, в большей степени, от степени их трещиноватости. Дебиты скважин невысокие и не превышают 1,1 л/с, при средних значениях 0,2–0,4 л/с. Дебиты незначительных родников не превышают 0,1–0,15 л/с.

Подземные воды характеризуемой зоны на площади Подольского массива пресные с минерализацией до 1,0 г/дм³. По химическому составу воды гидрокарбонатные, реже хлоридно-гидрокарбонатные.

Питание подземных вод интрузивной зоны происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, на что указывает низкая минерализация подземных вод.

Относительно водоносная ордовикско–нижнесилурийская (метаморфическая) зона (O–S₁). Указанные водовмещающие образования развиты преимущественно в южной и северо-западной частях площади листа М-41-1. Основная площадь распространения ордовикско–нижнесилурийских образований приурочена к Аниховскому гипербазитовому массиву. Изученность данного гидрогеологического подразделения довольно низка.

Водовмещающими породами являются туфы базальтов, туфопесчаники, метабазальты. Подземные воды имеют свободную поверхность, так как в кровле водоносной зоны не содержатся водонепроницаемые образования.

Водообильность пород невысокая и всецело зависит от трещиноватости пород и глубины опробования водоносной зоны. Анализ фактического материала позволяет установить, что максимальная глубина распространения активной трещиноватости составляет 50 м. Дебиты скважин невысокие и не превышают 1,4 л/с. Встречаются скважины со значительно меньшим дебитом и даже безводные. Дебиты родников составляют 0,03–0,2 л/с.

В метаморфической толще ордовикско–силурийских образований формируются преимущественно пресные воды с минерализацией 0,4–0,9 г/дм³. По химическому составу воды гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные.

Питание подземных вод метаморфической зоны происходит за счет атмосферных осадков. Пресные подземные воды могут быть использованы для водоснабжения небольших населенных пунктов.

Водоносная рифейско–палеозойская (интрузивная) зона (γRF–PZ). Площадь развития этой зоны очень незначительна и приурочена к северо-восточной части листа, к Джарбутакско-Боевскому гранодиоритовому массиву.

Подземные воды зоны грунтовые. Глубина залегания уровней подземных вод зависит от гипсометрического положения пород в рельефе и составляет 6–10 м от дневной поверхности.

Водовмещающие породы представлены трещиноватыми гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами. Подземные воды содержатся в трещиноватой зоне, которая обычно прослеживается до глубины 50–60 м и реже немногим больше.

Водообильность пород в целом невысокая. Дебиты скважин не превышают 1,6 л/с при понижениях 12–20 м. Коэффициенты фильтрации не велики и составляют 0,3–1,6 м/сут.

Подземные воды преимущественно весьма слабосолоноватые и реже слабосолоноватые с минерализацией 1,1–2,3 г/дм³. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные натриево-магниевые.

Питание водоносной зоны осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Используются подземные воды гранитоидов отдельными населенными пунктами

(пос. Жарбутак).

Водоносная нижнепротерозойско–палеозойская (интрузивная) зона (vPR₁–PZ) имеет очень широкое распространение на площади изучения и основное свое развитие получила в центре Буруктальского аллохтона.

В целом интрузивное поле окружено слабоводоносными породами сланцевого комплекса силура–ордовика. В морфологическом отношении, это возвышенные пространства с обнажающимися коренными породами и незначительным развитием водоупорных отложений неоген–четвертичного возраста. Эти условия определяют развитие пресных подземных вод и достаточно высокую водообильность пород.

Водовмещающие породы представлены диоритами, габбро, габброноритами, диабазами. Подземные воды имеют преимущественно свободную поверхность и только в местах, где водовмещающие отложения перекрыты водонепроницаемыми отложениями неогена, создается местный напор, достигающий редко 48,5 м (скважина № 330). Уровни подземных вод отмечаются на глубинах 4,5–16,5 м.

Водообильность пород составляет 0,6–1,1 л/с, изредка достигая 3,4 л/с. Удельные дебиты изменяются в широких пределах от 0,02 до 2,5 л/с.

В интрузивной толще нижнепротерозойско–палеозойских образований формируются преимущественно пресные и реже весьма солоноватые с минерализацией 0,7–1,3 г/дм³. По химическому составу подземные воды гидрокарбонатно-хлоридные и очень редко хлоридно-гидрокарбонатные. По катионному составу воды кальциево-натриевые и редко смешанного состава.

Питание подземных вод интрузивной зоны осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Подземные воды широко используются для водоснабжения местных поселков. В окрестностях районного центра Адамовка разведано Кундырлинское месторождение пресных подземных вод с запасами в 2,0 тыс. м³/сут, в том числе по категории А – 0,6 тыс. м³/сут, В – 1,0 тыс. м³/сут, С₁ – 0,4 тыс. м³/сут. В настоящее время месторождение эксплуатируется. Среднесуточный водоотбор составляет 0,734 тыс. м³/сут.

Относительно водоносная архейско–нижнерифейская (кристаллическая) зона (AR–RF₁) отмечается в центральной и южной части площади листа М-41-1 и приурочена к северной части Джабыгасайского массива. Водоносная толща представлена гранитогнейсами, диоритогнейсами, кристаллическими сланцами. Породы сильно метаморфизованы, что привело к большой рассланцованности пород и образованию трещин скольжения и сжатия в зонах тектонических подвижек. Результатом этого стала слабая водоносность пород. Большая часть площади распространения кристаллической зоны сверху покрыта или глинистой коркой коры выветривания или глинистыми отложениями неоген–четвертичного возраста. Глубина залегания уровней подземных вод, в зависимости от рельефа местности изменяется от 2 до 27 м, а в среднем около 10 м. В местах развития покровных глинистых образований подземные воды приобретают напор высотой 20–45 м.

Водообильность пород очень пестрая, которая зависит, в основном от степени трещиноватости водовмещающих пород. Установлено, что глубина активной пористости составляет в среднем 30 м. Дебиты скважин составляют 0,06–1,2 л/с, а в некоторых скважинах удельные дебиты доходят до 0,004–0,001 л/с.

Минерализация подземных вод характеризуемой зоны очень пестрая. Величина сухих остатков изменяется от 0,2 до 6 г/дм³. По химическому составу виды здесь преимущественно хлоридные, хлоридно-сульфатные.

Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, в местах выходов коренных пород на дневную поверхность и за счет подтока из соседних гидрогеологических подразделений.

Подземные воды архейско–нижнерифейской зоны, в силу низкой водообильности и высокой минерализации, практического значения не имеют.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

На площади листа выделяются следующие типы природных ландшафтов: водораздельно-увалистый, пологих склонов, долинно-балочный, эоловый, высоких цокольных террас, надпойменно-террасовый, пойменный, техногенный. Техногенный ландшафт выделен на территории населенных пунктов, отвалов и карьеров. Краткая характеристика ландшафтных комплексов приведена на схеме эколого-геологических условий.

Оценка геохимической устойчивости ландшафтов определялась по условиям миграции загрязняющих веществ и сорбционной способности горных пород. Пойменные, надпойменно-террасовые, эоловые ландшафты рассматриваются как аккумулятивно-денудационный тип. Слагают данный тип пески, супеси, пески с галькой, которые легко самоочищаются. Такие ландшафты являются геохимически устойчивыми. На остальной территории ландшафты относятся к денудационному типу, в пределах которых развиты породы со средней сорбционной способностью и средней геохимической устойчивостью.

Оценка геодинамической устойчивости ландшафтов проведена по степени их пораженности экзогенными геологическими процессами (ЭГП). При развитии нескольких процессов общая оценка территории дается по процессу, пораженностью которым наибольшая.

Наиболее неблагоприятное воздействие на экологическую обстановку района оказывают следующие природные ЭГП: боковая и линейная эрозии, суффозия.

Боковая эрозия широко развита по берегам рек и приводит к их размыву, в итоге происходит расширение дна долины путем меандрирования. Этот процесс особенно сильно выражен по берегам рек Кокпектысай, Джарлы, Жангызагаш.

Линейная эрозия проявляется в возникновении и развитии овражно-балочной сети. Длина оврагов на площади составляет 98 км. Из-за ежегодного прироста овражно-балочной сети происходят значительные потери сельскохозяйственных угодий.

На площади листа развит карбонатный и рудный *карст*, выражающийся в рельефе различного рода понижениями в виде озерных, лугово-болотистых суффозионных западин. Поля развития карста неблагоприятны для хозяйственного освоения и прокладки коммуникаций.

Спокойный рельеф, малое количество осадков (250–300 мм), широкое распространение почв легкого гранулометрического состава и высокая степень распаханности способствуют развитию *дефляции (ветровой эрозии)* почв и аккумуляции эоловых отложений. Эрозия почв наблюдается по склонам и террасам рек Кокпектысай, Джарлы, Жангызагаш.

Значительное негативное влияние на экологическое состояние оказывает *техногенный фактор*. 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.

Несоблюдение охранных технологий земледелия приводит к усилению плоскостной, овражной, почвенной эрозий. Развитие оврагов провоцируется распашкой земель вдоль склонов, а также дорожным строительством. В результате прорыва плотин в паводковый период в оврагах возникают глубокие вторичные врезы.

На площади находятся газопровод, железнодорожная и автомобильные магистрали, вдоль которых происходит загрязнение почвенного покрова тяжелыми металлами.

Эколого-геологическая обстановка оценивается по трем градациям: благоприятная, удовлетворительная, напряженная. Критериями оценки являлись активность техногенных процессов, нарушающих геологическую среду, и интенсивность проявления опасных геологических процессов. К напряженной эколого-геологической обстановке отнесены территории карьеров, в пределах которых техногенные процессы интенсивно воздействуют на геологическую среду.

Остальные территории с незначительной техногенной нагрузкой, в пределах которых развиты ландшафты геодинамически средней устойчивости и, частично, геодинамически малоустой-

чивые, отнесены, в основном, к благоприятным.

Для снижения негативного воздействия ЭГП необходимо предпринимать противоэрозионные меры: производить засыпку промоин, создавать сеянные пастбища и сенокосы на крупных склонах, ликвидировать мелкие овраги, создавать водоотводные каналы и расплыватели стока и врезные кирпичные лотки с цементной облицовкой для сброса вод от вершин оврагов, производить посадку деревьев на склонах и т. д. Наиболее эффективным методом защиты почв от дефляции и водной эрозии является широкое внедрение безотвальной вспашки.

В связи с наличием в подземных водах концентраций тяжелых металлов, сульфат- и хлорид-ионов превышающих ПДК, необходимо провести специализированное эколого-гидрогеологическое опробование всех водозаборов, как муниципальных, так и частных, на предмет определения их пригодности для питьевого водоснабжения.

Для снижения негативного воздействия хозяйственной деятельности на геологическую среду необходимо, чтобы на каждом предприятии проводились работы 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. Кроме того, необходимо всячески содействовать повышению экологического сознания населения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные итоги картосоставительских работ и геологического доизучения площади листа М-41-І в масштабе 1 : 200 000 сводятся к следующему:

– на изученную территорию составлен комплект среднемасштабных карт, в который входят: геологическая карта, геологическая карта четвертичных образований, геологическая карта до-неогеновых образований, карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения; все карты в зарамочном пространстве сопровождаются схемами, разрезами и другой дополнительной графикой;

– по материалам геологосъемочных и тематических работ, картировочного, структурно-картировочного, поискового и разведочного бурения составлена обобщающая сводка по стратиграфии силурийских, девонских, каменноугольных, палеогеновых, неогеновых, четвертичных образований;

– в процессе проведения работ по ГДП-200 выявлены закономерности размещения редкометалльного оруденения оруденения, установлены контролирующие его факторы, поисковые признаки, на основании чего выделены прогнозируемые рудные поля и объекты с количественной оценкой прогнозных ресурсов;

– выделены прогнозируемые золоторудные поля, редкометалльное рудное поле, медные поля, золотоносные зоны в корах выветривания с количественной оценкой прогнозных ресурсов;

– дана прогнозная оценка изученной территории в отношении других металлических и неметаллических полезных ископаемых: хрома, никеля, полиметаллов, каолина, талька.

Ряд вопросов, касающихся геологического строения района, остался до конца не решенным. К ним относятся:

– возраст большинства стратиграфических подразделений недостаточно палеонтологически обоснован;

– характер геологических границ некоторых стратоноров полностью не изучен.

Главной задачей при проведении дальнейших геологосъемочных работ является уточнения возраста стратиграфических подразделений путем специализированных палеонтологических работ, прежде всего поиски микрофауны – конодонтов, фораминифер и др. Для уточнения абсолютного возраста метаморфических, интрузивных и вулканических пород необходимо широко применять современные изотопные методы – уран-свинцовый и изотопно-свинцовый по циркону, осмий-иридиевый, рубидий-стронциевый и др.

С целью укрепления минерально-сырьевой базы рекомендуются поиски железорудных и полиметаллических руд с применением новейших геофизических методов (электроразведка, микросейсмика и др.), поиски золота и золотоносных кор выветривания, редких металлов.

Развитие частных горных предприятий и появление новых технологий (подземная или кучная гидродобыча) ставит задачу доизучения и переоценки редкометалльных и золоторудных проявлений ранее, из-за малых запасов (ресурсов) или низких содержаний полезных компонентов, считавшихся нерентабельными.

С этой же целью необходимо доизучить золотоносность «железных шляп» и «сыпучек» всех колчеданных проявлений выходящих на поверхность.

Необходимо шире проводить поиски и оценку полезных ископаемых связанных с кораи выветривания – золота, редкоземельных элементов, каолина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Беккер Ю. Р., Акимова Г. Н. Корреляция верхнедокембрийских отложений отдельных горнорудных районов складчатого обрамления Русской платформы. – ВСЕГЕИ, 1979. 89 с.
2. Варлаков А. С. Условия размещения и становления гипербазитов Урала // Щелочные основные и ультраосновные комплексы Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 37–47.
3. Воин М. И., Казак А. П. О зональности проявления редкометалльной и золоторудной минерализации в Кумак-Котансуйской зоне смятия Орского Зауралья // Сб.: Вопросы зональности эндогенных месторождений. – Л., 1973. С. 102–111.
4. Грачева Ж. А., Постоловская Ю. П., Тищенко Н. А. Объяснительная записка к обзорной карте месторождений строительных материалов Оренбургской области масштаба 1 : 1 000 000. – М.: Союзгеолофонд, 1988. 447 с.
5. Дворцова К. И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 листа М-41-І. – М.: Госгеолиздат, 1951. 117 с.
6. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. – М.: Недра, 1972. 288 с.
7. Иванов С. Н., Пучков В. М., Иванов К. С. и др. Формирование земной коры Урала. – М.: Наука, 1986. 248 с.
8. Иванов К. С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала // Диссертация на соискание степени доктора геолого-минералогических наук. – Екатеринбург, 1998. 252 с.
9. Краснова В. Н., Наумов А. Д. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Мугоджарская. Лист М-41-VII. – М., 1960. 120 с.
10. Краснова В. Н., Рихтер Я. А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист М-41-І. – М.: Недра, 1970. 74 с.
11. Магажъян И. Г. Рудные месторождения. – М., 1955. 335 с.
12. Самаркин Г. И., Самаркина Е. Я. Гранитоиды Южного Урала и проблема формирования гранитных поясов в складчатых областях. – М.: Наука, 1988. 208 с.
13. Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. – М.: Недра, 1969. 296 с.
14. Чен-Лен-Сон Б. И. Новые открытия в Мугоджарском горнорудном районе // Уральский геологический журнал. – Екатеринбург, 2004, № 3(39). С. 147–155.
15. Чен-Лен-Сон Б. И. Поиски и ГДП-200 в Оренбургском Зауралье // Уральский геологический журнал. – Екатеринбург, 2007, № 2(56). С. 145–151.
16. Эдельштейн И. И. Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связанных с ними кор выветривания. – М., 1968. 340 с.

Фондовая

17. Алексеев В. Л. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Буруктаьского рудного района (Отчет Зауральской партии о результатах производства геологического доизучения м-ба 1 : 50 000 с общими поисками цветных металлов на территории листов М-40-26-Б, Г в Буруктаьском рудном районе в 1985–1988 гг. Т. 1 и 2). – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1988.
18. Арутюнян Э. Э., Севастьянова В. А. Отчет по результатам поисков никель-кобальтоносной коры выветривания на Кайрактинском, Аниховском и Брацлавском серпентинитовых массивах за 1959 г. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1960.
19. Беккер Ю. Р. Легенда Южно-Уральской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Объяснительная записка. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1999.
20. Божко Г. В. Отчет о геолого-поисковых работах на молибден, проведенных на восточном редкометалльном рудопоявлении в 1972 г. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1973.
21. Божко Г. В. Отчет о геологических поисках медных руд в Айдырлинском районе на северо-востоке Оренбургской области в 1973–1977 гг. (пос. Никель-Рудник). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1977.
22. Вдовина В. Е., Щеглов И. Е. Отчет Центральной партии о результатах геологосъемочных работ м-ба 1 : 10 000, проведенных в 1963–1965 гг. на Буруктаьском месторождении (пос. Буруктал). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1966.

23. Видюков Н. Т. Опорная легенда Госгеолкарты-200 (Южно-Уральская серия) для территории Оренбургской области. Объяснительная записка. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1998.
24. Виноградов А. М. и др. Отчет Тематической партии: Обобщение и переинтерпретация геофизических материалов по работам 1961–1965 гг. на площади листов М-41-I, М-41-II, М-41-VII, М-41-VIII с составлением геолого-геофизических карт м-ба 1 : 50 000 и 1 : 200 000. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1969. 252 с.
25. Генералов П. П., Лидер В. А. Карта четвертичных отложений Урала масштаба 1 : 500 000. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Чел. филиал, 1965.
26. Галимов А. Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Урало-Тобольского водораздела. (Отчет Кос-Кольской партии по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1974–1978 гг. Планшеты М-41-13-Г, М-40-14-Б и Г. Т. 1 и 2). – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1978.
27. Грицаюк Е. Ф., Грицаюк Ю. М. и др. Отчет о проведенных 1975–1976 гг. комплексных геофизических и геохимических исследований в пределах восточного крыла Магнитогорского мегасинклиналя и Восточно-Уральского поднятия. Т. 1–3. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1977.
28. Грицаюк Е. Ф., Грицаюк Ю. М. и др. Отчет о проведенных в 1977–1979 гг. поисковых геохимических исследованиях в пределах Магнитогорского, Восточно-Уральского прогибов и Зауральского поднятия. Т. 1–4. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1979.
29. Дроздов В. В., Пригодич В. М. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Буруктальского рудного района (Отчет Кос-Кольской геологосъемочной партии за 1965–1967 гг. Планшеты М-41-15-Г (юж. пол.), М-41-27-Б, Г и М-41-39-Б. Т. 1–3). – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1968.
30. Жданова Н. И. Отчет о поисковых работах на медно-порфиновые руды в восточной части Кокпектинской вулканической структуры. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1997.
31. Казак А. П., Озол А. А. Геологический отчет по результатам поисково-ревизионных работ на редкие металлы за 1960–1961 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1962.
32. Кальсин Г. В. Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр Российской Федерации и ее континентального шельфа // Прогнозно-поисковые и поисково-оценочные работы на золото на площади листа N-41-XXXI (Брединская площадь). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Челябин. филиал, 2002.
33. Кинаш Ю. В. Поисково-оценочные работы на элювиальные каолины Восточно-Уральского поднятия (Оренбургская область). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 2006.
34. Ключихин А. В. и др. Геологическое строение Урало-Тобольского водораздела в верховьях рек Берсуат, Джарлы и Джангаз-Агач (Отчет Подольской геологосъемочной партии за 1952 г. Т. 1 и 2). – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1953.
35. Краснова В. Н., Кригер М. А., Рихтер Я. А., Тальков Е. С. Геологическое строение домезозойского фундамента юго-западной части Урал-Тобол-Йргизского междуречья // Составление сводной геологической карты Орского Зауралья масштаба 1 : 200 000 (листы М-41-I, М-41-VII) за 1963 г. Т. 1. – Саратов: СГУ, 1964.
36. Кулиджанян М. Е. Отчет Карасуйской партии о результатах геолого-поисковых работ м-ба 1 : 50 000, проведенных в 1963–1965 гг. в Тоболо-Буруктальском рудном районе. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1966.
37. Лисов А. С., Абрамович В. В., Алексеева Г. А. и др. Материалы к Государственной геологической карте РФ масштаба 1 : 200 000 листа М-40-XII (Ясный), М-40-XVIII (сев. ч.) (Отчет Кумакского отряда Теренсайской партии по результатам ГДП-200 за 1995–2001 гг. Т. 1 и 2). – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 2002.
38. Лисов А. С. ГДП-200 листов М-41-I, II, VII, VIII, N-41-XX, XXVI, XXXI (Зауральская площадь, территория Российской Федерации). Т. 1–5. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 2008.
39. Лозовой М. В., Черепова М. Я. Геологическое строение Кумакского золоторудного района (Отчет Кумакской геологосъемочной партии за 1958–1960 гг. Т. 1 и 2). – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1961.
40. 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. Планшеты М-40-36-Б, М-40-24-В, Г. Т. 1–3). – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1966.
41. Лядский П. В., Якобс Е. И. и др. Геологическое строение водораздела рек Кумак и Киембаи (Отчет Ореховской геологосъемочной партии по результатам государственной геологической съемки масштаба 1 : 50 000 (планшет М-40-36-В) и поисковых работ в пределах планшетов М-41-25-А и В за 1967–1970 гг. Т. 1–3). – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1970.
42. Лядский П. В., Абрамович В. В., Алексеева Г. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Шильдинской площади (Отчет Джаилганской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 и общих поисков, проведенных в 1988–1995 гг. на Шильдинской площади. Листы М-40-11-Б-б, г; Г-б, г; 12-А, Б. Т. 1–6). – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1995.
43. Максимов В. А., Панкратов А. Н. Карта радиометрической изученности Оренбургской области (систематизация материалов радиометрической изученности по массовым поискам месторождений урана в пределах Оренбургской области за период с 1950 по 1975 гг. включительно). Т. 1. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1976.
44. Мамедов М. А. Геолого-экономический очерк марганцево-кобальтовых руд Адамовского района. Т. 1, 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1939.
45. Никифоров А. В. Переинтерпретация и обобщение геофизических материалов с целью создания основы для крупномасштабных прогнозных карт на цветные, благородные и черные металлы в пределах Восточно-Уральского прогиба, Зауральского и Восточно-Уральского (вост. ч.) поднятий за 1983–1985 гг. Т. 1–5. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1986.
46. Озол А. А. Отчет о результатах поисково-ревизионных работах на редкие металлы. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1966.

47. *Пестов Ю. А. и др.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. Джарлы (листы М-41-1-В и М-41-13-А) (Промежуточный отчет Аниховской геологосъемочной, партии за 1961–1962 гг. Т. 1 и 2). – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1962.
48. *Ретина А. Е.* Геологические исследования в Адамовском районе, Актобинском области на восточном склоне Южного Урала (Предварительный отчет о работах 1934 г. Т. 1 и 2). – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1934.
49. *Сибгатуллин А. Х.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Буруктал (Отчет Кос-Кольской партии за 1971–1974 гг. Т. 1–5). – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1974.
50. *Смирнова И. А. и др.* 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. Т. 1–4). – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1987.
51. *Тесаловский М. Д., Мудров И. А., Чегодаев Л. Д. и др.* Прогнозно-металлогеническая карта на цветные металлы восточной части Оренбургской области в масштабе 1 : 200 000 (Отчет металлогенической партии за 1964–1967 гг. Т. 1–7). – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1967.
52. *Устинов И. П.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных на Кайрактинском никелевом месторождении в Адамовском районе Оренбургской области в 1959–1969 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1970.
53. *Фоменко А. А.* Поиски и разведка подземных вод для водоснабжения районного пос. Адамовка. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1996.
54. *Ченцов А. М., Пригодич В. М., Краснов Г. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые восточного склона Урало-Тобольского водораздела (Отчет Кос-Кольской ГСП. Т. 1 и 2). – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1969.
55. *Шендерович Д. М., Данилин Б. Ф., Матасов Г. С.* Геологическое строение верховий рр. Берсуат, Айдырля и Суундук (Окончательный отчет Айдырлинской геологосъемочной партии за 1961–1964 гг. Т. 1 и 2). – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1965.
56. *Шитовкин А. Т. и др.* Отчет о результатах поисковых и тематических работ на тантал и ниобий в пределах Восточно-Уральского антиклинория. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1969.
57. *Шмельков Н. Т. и др.* Поиски медно-колчеданных золотосодержащих руд на Жетыкольской площади (Оренбургская область) (Отчет Восточной партии за 2005–2007 гг. Т. 1–4). – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 2007.
58. *Эдельштейн И. И., Коновалов В. В.* Прогнозно-металлогеническая карта Оренбургской области на никель и кобальт масштаба 1 : 200 000 и карт врезок масштаба 1 : 50 000. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1966.
59. *Якобс Е. И., Видюков Н. Т. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Кумакского рудного района (Отчет Кумакской партии по глубинному геологическому картированию территории листов М-41-41-25-А и В в масштабе 1 : 50 000 в 1974–1978 гг. Т. 1–8). – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1978.
60. *Якобс Е. И., Видюков Н. Т. и др.* Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба 1 : 50 000 территории листов М-41-13-А, Б, В в Кумакском рудном районе в 1978–1982 гг. (пос. Аниховка). Т. 1–4. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1982.
61. *Якобс Е. И., Иванова Н. А., Якобс Л. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые верхнего течения р. Джарлы (Отчет Кумакской партии. Т. 1–8). – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1988.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа М-41-1 Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Автор и год отчета	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Цветные металлы					
<i>Никель, железо</i>					
II-2	10	Южно-Тасыбаевское	К	18	Консервация
II-2	12	Северо-Восточное Подольское	К	18	Консервация
II-2	17	Западно-Подольское	К	18	Консервация
IV-1	15	Аниховское	К	52	Консервация
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-1	1	Синешиханское, участок 2	К	5	Консервация
I-1	2	Воскресенское	К	55	Консервация
I-1	3	Прииск Николаевский	К	61	Консервация
II-2	1	Жила Вронского	К	61	Консервация
II-2	2	Джанаспай	К	61	Консервация
II-2	6	Котлован-Березки	К	61	Консервация
II-2	28	Белый Камень	К	61	Консервация
II-2	31	Безымянное	К	61	Консервация
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Оптические материалы					
<i>Кварц для плавки</i>					
II-2	32	Брацлавское (Белый Камень)	К	61	Консервация
Строительные материалы					
<i>Магматические породы</i>					
<i>Гранит</i>					
I-1	8	Алтуйское	К	61	Консервация
II-1	8	Анеевское	К	61	Консервация
II-1	9	Акташкинское	К	61	Консервация
II-2	29	Каменецкое	К	34	Консервация
III-2	2	Жарбутакское	К	38	Консервация
IV-1	7	Аниховское	К	4	Консервация
IV-2	1	Аниховское II	К	38	Консервация
IV-4	15	Кайрактинское	К	38	Консервация
<i>Диорит</i>					
III-3	12	Кокпектысайское	К	38	Консервация
<i>Серпентинит</i>					
III-3	2	Сарыобинское	К	38	Консервация
IV-1	3	Западно-Аниховское	К	38	Эксплуатируется
<i>Базальт</i>					
III-3	10	Сарыобинское	К	38	Консервация
<i>Туф</i>					
III-3	7	Сарыобинское	К	9	Консервация
<i>Обломочные породы</i>					
<i>Песчаник</i>					
IV-4	16	Кайрактинское	К	38	Консервация
IV-4	20	Обильненское	К	38	Консервация
<i>Карбонатные породы</i>					
<i>Известняк</i>					
IV-1	2	Джурунтайское	К	9	Консервация
IV-4	12	Кайрактинское	К	38	Консервация
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Глины кирпичные</i>					
III-2	6	Северо-Аниховское	К	9	Консервация
IV-1	4	Аниховское	К	9	Консервация
IV-1	6	Джурунтайское	К	9	Консервация
IV-2	4	Восточно-Аниховское	К	4	Консервация
IV-2	6	Жанабайское	К	38	Консервация
IV-3	10	Сасыксайское	К	38	Консервация

Прочие ископаемые					
<i>Кварцит</i>					
III-3	3	Сарыобинское	К	38	Консервация
III-3	6	Сарыобинское 2	К	38	Консервация
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ					
<i>Питьевые пресные воды</i>					
IV-1	1	Кундырлинское		53	Эксплуатируется

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-Г Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Глины кирпичные</i>					
II-2	35	Подольское	К	4	Законсервировано

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-Г Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Строительные материалы				
<i>Глинистые породы</i>				
<i>Глины кирпичные</i>				
IV-4	21	Участок №3 (Кайрактинский)	4	Глины песчанистые с включениями щебня кварцитов

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), шлиховых потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО) и геофизических (ГА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа М-41-Г Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
IV-3	5	Скв. 284	54	ПМ. На глубине 71 м грубозернистая песчано-сидеритовая порода, в которой Fe до 30%
IV-3	13	Скв. 308	54	ПМ. На глубине 58 м среди пород С ₁ et вскрыты бурые железняки с реликтами бобово-оолитовой структуры, в которых (в %) Fe ₂ O ₃ - 39,14; FeO - 0,23; MnO - 0,1; SiO ₂ - 29,54; Al ₂ O ₃ - 11,0; n.n.n. - 11,55
<i>Железо, марганец</i>				
IV-3	12	Скв. 306	54	П. Среди пород С ₁ et на инт. 100 м (забой) более 1 м бобово-оолитовый сидерит, в котором (в %) FeO ₃ - 32,8; Fe ₂ O ₃ - 0,02; MnO - 14,8; SiO ₂ - 9,1; Al ₂ O ₃ - 9,1; n.n.n. - 33,3
<i>Хром</i>				
II-2	22	Тюлеспайский	48	ПМ. Среди серпентинитов на площади более 50х100 м глыбы полосчато-вкрапленных хромитов с Cr ₂ O ₃ 21-51,64% и до 0,02-0,03 г/т платиноидов
III-1	4	Нововинницкий	61	ПМ. Среди серпентинитов глыбы хромитов, в которых Cr ₂ O ₃ до 61,3%
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
II-1	3	Ореол 2х5 км	61	ПГХО. В шести скважинах в измененных породах Cu до 0,2%, Pb - 0,1%, Zn - редко до 1%
II-1	4	Скв. 637	61	ПМ. На инт. 6-36 м в коре выветривания сланцев энбекшинской толщи Cu, As и Zn до 0,2%, Ag до 20 г/т
II-2	5	Ореол 2х4 км	61	ПГХО. В трех скважинах в сланцах O ₂ тс (маячная свита) интервалы с Cu до 0,3%. В южной части ореола в скв. 8223 на инт. 4-5 м Au до 0,4 г/т, W до 0,02%
II-2	16	Ореол 1х4 км	61	ПГХО. В коре выветривания измененных сланцев содержание Cu до 0,1%
III-1	7	Ореол 6х18 км	61	ПГХО. Среди гранитоидов Джарлинского блока и окружающих его пород Аниховского и Нововинницкого грабенов по многим скважинам аномальные концентрации Cu, Ag и Pb, реже Au
III-3	5	Ореол 1х6 км	54	ПГХО. На юг от г. Сарыоба в сланцах D ₁ с телами гипербазитов аномальные концентрации Cu, Zn, Pb, As, реже Ni
III-3	8	т. 2115	38	ПМ. В бурых железняках среди гипербазитов D ₁ kr Cu - 0,1%, Pb, As - 0,08%, Sb - 0,02%. В гипербазитах Ni - 0,2%, Co - 0,01%
III-3	11	Ореол 2х5 км	54	ПГХО. Ореол Cu сложной конфигурации в метавулканитах жетыкольской толщи с телами гипербазитов
III-4	2	Ореол 1х6 км	45	ПГХО. В метасланцах кундыбаевской толщи с телами габброидов аномальные концентрации Cu, Pb, Zn
III-4	7	Ореол 1х3 км	45	ПГХО. В метавулканитах жетыкольской толщи аномалии Cu, Zn, Pb
III-4	8	Ореол 2х4 км (частично на IV-4)	57	ПГХО. В метавулканитах жетыкольской толщи аномалии Cu, реже Pb, Zn
IV-1	8	Ореол 1х15 км	61	ПГХО. В метасланцах маячной свиты аномалии Cu
IV-1	19	Ореол 1х2 км	61	ПГХО. В породах брединской толщи аномалии Cu
IV-2	11	Ореол 2х5 км	45	ПГХО. Среди сланцев осиновской толщи рифея (?) аномалии Cu, Ag, Bi
IV-2	12	т. 2209	38	ПМ. В песчаниках бескрыковской толщи с прожилками кварца и лимонитом (в %) Cu - 0,15%; W - 0,015; As - 0,02; P - 0,1

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	2	Ореол 1x4 км (частично на III-3)	54	ПГХО. В метавулканитах жетыкольской толщи с телами золотоносных кварцитов (ПМ IV-3-1, 3) аномалии Cu, Ag, Zn
IV-3	4	Ореол 1x3 км	54	ПГХО. Среди гранитоидов Кокпектинского массива аномалии Cu, Zn, Ag
IV-3	7	Скв. 288	54	ПМ. В измененных габбро с вкрапленностью пирита на инт. 22-24 м Cu - 0,15%, Ba - 0,1%; на инт. 32-34 м Cu - 0,1%
IV-4	2	Ореол 1x3 км	45	ПГХО. В восточном эндо- и экзоконтактах Кокпектинского массива гранитоидов аномалии Cu, Au, Zn
IV-4	8	Ореол 1x5 км	57	ПГХО. Среди пород кундыбаевской толщи, комплексный ореол (№3) Cu, Zn, Au (до 1 г/т). Вдоль длинной оси Cu и Mn сменяются Ba. Интенсивные аномалии Pb и Ag в центре ореола, As, Sb, Co смещены к ЮВ
IV-4	9	Ореол 2x10 км (частично на IV-3)	57	ПГХО. В породах кундыбаевской толщи, в экзоконтакте Кокпектинского массива гранитоидов, по долине р. Сасыксай комплексный ореол (№4) Mn, Ba, Cu, Ag, реже Au, Pb, W. Зональность распределения аномалий типичная для надрудно-рудного эрозионного среза колчеданов, но есть и обратные признаки
IV-4	17	т. 2047	38	ПМ. В песчаниках кундыбаевской толщи жилки кварца до 0,1 м с корочками MnO и Cu - 0,5%, Ba - 0,6%, Co - 0,15%, Ce - 0,2%
IV-4	18	Ореол 1x4 км	57	ПГХО. В породах кундыбаевской толщи, комплексный ореол (№10) Cu, Pb, Zn, Ag, Au
<i>Свинец</i>				
IV-2	8	т. 2199	38	ПМ. В прожилках кварца-лимонита мощностью до 10 см среди катаклазитов гранитов в зоне шириной до 30 м Cu - 0,1%, Pb - 0,4%, Be - до 0,001%
<i>Цинк</i>				
III-4	3	Ореол 1,5x3 км	45	ПГХО. В породах кундыбаевской толщи аномалии Zn, Cu, Au
III-4	6	Ореол 1x4 км	45	ПГХО. В породах кундыбаевской толщи в СВ экзоконтакте Кокпектинского массива гранитоидов аномалии Zn, Cu, Co
IV-2	13	т. 2210	38	ПМ. В бурых железняках среди кварцитов бескрыковской толщи Zn - 0,2%, Cu - 0,08%
IV-4	1	т. 2112	38	ПМ. Обломки кварца с лимонитом, обломки бурых железняков с содержанием Zn 0,1-0,15%, As до 0,1%, P до 0,2%
<i>Никель (кобальт)</i>				
II-2	9	Ореол 1x2 км	61	ПГХО. В коре выветривания серпентинитов Подольского массива содержание Ni 0,1-0,6%
II-3	15	Скв. 7110	61	П. В коре выветривания серпентинитов Ni до 1%
III-3	9	Ореол 1x4 км	54	ПГХО. В коре выветривания серпентинитов содержание Ni до 0,9% (скв. 145, 420, 140)
III-4	1	Шункуркольское	9, 38	П. В коре выветривания серпентинитов Кундыбаевского массива содержание Ni - 0,95%, Co - 0,03% в оврагах и 0,99% и 0,015% соответственно в нонтронитах на площади около 8 км ²
IV-1	18	Красноярское 1	9, 58	П. В коре выветривания серпентинитов Ni - до 0,9%, Co - 0,02%. Ресурсы (P ₁) - 44,8 тыс. т Ni
<i>Молибден</i>				
I-1	5	Алтайское (скв. 7 и 1345)	56	П. На контакте гранитов Алтайского массива и эффузивов в скалах жилки кварца с гранатом, вкрапленность пирита, халькопирита, галенита (Cu до 0,1%, Pb до 0,5%). На инт. 66-113 м тонкие прожилки молибденита (Mo до 0,03%). В корах выветривания на инт. 5-10 м U ≤ 0,01%
III-1	5	Нововинницкое	61	П. Жилы кварца с молибденитом
III-2	8	Боетское	20	П. В катаклазированных гранодиоритах Джарбутакско-Боетского массива среди кварц-мусковитовых грейзенов штокверк 0,4x3 км, прожилков и жил кварца мощностью до 2 м, длиной до 400 м, в которых молибденит, шеелит, вольфрамит, пирит, берилл, турмалин. Количество прожилков 0,5-8 на 1 пог.м. Содержание

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
				(%) Мо до 0,4; Cu до 0,1; Pb до 0,3; Zn до 1, W до 0,2; Be до 0,05; Sn до 0,03; Li до 0,1; Nb до 0,01; Bi до 0,02. Прогнозные ресурсы (P ₂) - Мо - 112 тыс. т, W - 30 тыс. т
III-2	10	Джанабайское	45	П. Жилы кварца с молибденитом
III-3	4	Ореол 1x3 км	54	ПГХО. Среди слабо грейзенизированных пород кундыбаевской толщи на ЮЗ от г. Сарыоба аномалии Мо
IV-1	11	Аниховское	30	П. В ореоле Мо до 0,5% и W до 0,2% площадью 0,3x3,6 км в скв. 1 на инт. 125,7-158,2 м и в измененных серпентинитах (лиственитах) вкрапленность молибденита, содержание Мо до 0,32%, W до 0,23%
IV-1	21	Карагачинское	45	П. Жилы кварца с молибденитом
IV-2	2	Ореол 0,5x4 км	45	ПГХО. Среди измененных плагиогранодиоритов O ₃ с телами гранитов P ₁ аномалии Мо и W
<i>Вольфрам</i>				
II-1	7	р. Жанаспай	61	ШП. шеелита в восточном эндо- и экзоконтакте Джарлинского массива гранитов по р. Жанаспай длиной 3,5 км
III-2	11	т. 2221	38	ПМ. Среди грейзенизированных гранитов в прожилках кварца W - до 0,03%, Li - 0,02%, Bi - 0,02%, Be, Sn - 0,003%
IV-2	3	Ореол 1x2 км	54	ПГХО. Среди гранитоидов D ₃ аномалии W
<i>Ртуть</i>				
IV-3	8	р. Сасыксай	45	ШП. киновари в зоне Западно-Сарыобинского разлома по р. Сасыксай длиной 7 км. Западный борт Сарыобинского грабена, сложенный нижнепалеозойскими отложениями с телами гранитов
<i>Мышьяк</i>				
IV-1	9	Ореол 1-3x8 км	61	ПГХО. Аномалии As в сланцах энбекшинской толщи
<i>Висмут</i>				
III-2	9	Ореол 5x6 км	61	ПГХО. Аномалии Bi, Mo, Au в O ₃ и гранитоидах D ₃
IV-2	5	Ореол 1x7 км, вдоль р. Жанабай	45	ПГХО. В гнейсогранитах палеозоя аномалии Bi, Sn, Pb
IV-2	9	Ореол 1x6 км	45	ПГХО. В гнейсогранитах палеозоя и гнейсах рифея (?) аномалии Bi, Pb, Ag
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-1	4	Ореол 1x8 км	61	ПГХО. На ЮВ продолжении Синешиханской золоторудной зоны в сланцах маячной свиты с телами гипербазитов аномалии, месторождения и проявления Au
I-1	6	Солоники	61	П. В жилах кварца мощностью до 1 м Au от 2 до 10 г/т. В околожилных сланцах мощностью 0,5-0,7 м Au 0,1 г/т. Ресурсы кат. P ₂ 0,3 т
I-1	7	Ореол 1x4 км, Урусиккенская группа	61	ПГХО. В гранитоидах Каиндинского массива проявления и аномалии Au, а в бурых железняках (элювий) Cu
II-1	1	т. 7445	61	П. В кварцевых жилах среди мегранитоидов D ₃ (?) Au до 1,5 г/т, Co до 0,04%
II-1	2	Ореол 2x7 км, южная часть Урусиккенской группы	61	ПГХО. В измененных сланцах маячной свиты проявления и аномалии Au до 0,1-1 г/т в семи скважинах, в пяти Cu, Pb, Zn до 0,8%, в одной W до 0,06%
II-1	5	Ореол 1x2 км	61	ПГХО. В метасланцах энбекшинской толщи аномалии Au до 0,1 г/т
II-1	6	Ореол 1x1,5 км	61	ПГХО. В сланцах энбекшинской толщи в четырех скважинах Au 0,2-0,3 г/т
II-1	10	Ореол 1x2 км, по долине р. Жанаспай	61	ПГХО. В окварцованных породах Au 0,1-0,6 г/т
II-2	3	Ореол 1x5 км	61	ПГХО. В зоне Восточно-Аниховского разлома жилы кварца с Au до 4 г/т, в зальбандовых зонах березитов мощностью до 12 м Au 0,1-0,8 г/т. Мощность коры выветривания на них до 30 м
II-2	4	Аккудукское	61	П. Кварцевые жилы в метапесчаниках маячной свиты с Au до 0,3 г/т в центре ореола Cu (Pb, Mo, Ag, Bi, TR). Источник шлихового Au в прилегающем русле р. Жанаспай
II-2	7	Ореол 1x4 км	61	ПГХО. Ореол золото-кварцевых жил вокруг прииска Котлован в породах крыклинского комплекса. Мощ-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
				ность жил от 0,1 м (Прожилок), 0,5-0,7 м (Дулесинская, Сарсикеевская, Сухановская) до 1-1,5 м (жила А, Бектабановская). Содержание золота по жилам от 2 до 35 г/т, в пробах до 81,6 г/т. Пробность золота 958-966 до 1000 в «кружевном» золоте
II-2	8	Ореол 2x2 км (в пределах РФ)	61	ПГХО. Ореол золото-кварцевых жил участка Блоковый II (на территории РК) с Au 0,1-18 г/т в гипербазитах
II-2	11	Каменецкая зона	61	П. Среди гипербазитов в трех скважинах Au 0,2 г/т на 13 м вертикальной мощности. На поверхности глыбы бурого железняка
II-2	13	Ореол 1,5x3 км	61	ПГХО. В гипербазитах Подольского массива с телами измененных монзонитов С ₁ кварцевые жилы с Au до 23,1 г/т, максимально до 71 г/т, W до 0,2%, Sb 0,3%; Mo 0,04%, Cu, As, Ba 0,1-0,2%. В корах выветривания мощностью до 60 м и ложковых отложениях Au до 0,6 г/т (среднее 0,2 г/т), в т.ч. крупного (до 1 мм) 46%
II-2	14	Блоковый I	61	ПМ. Среди катаклазитов вулканитов кундыбаевской толщи в скв. 1143, 1146 содержание Au 0,15-0,2 г/т
II-2	24	Каменецкое	61	П. На контакте серпентинитов Подольского массива и сланцев бескрыковской толщи 3 зоны жил кварца мощностью до 1 м. В кварце сульфиды, турмалин, барит, золото, шеелит. Содержание Au при ревизии до 0,05 г/т, хотя по А.И. Сигову (1930 г.) не менее 8-10 г/т
II-2	25	Ореол 2,5x7 км	61	ПГХО. Среди гипербазитов и гнейсовидных пород турмалин-кварцевые жилы с Au до 13 г/т, в коре выветривания до 25 м среднее Au 0,14 г/т
II-2	27	Анеевское	61	П. Жилы кварца с Au до 0,3 г/т среди сланцев О ₂ тс
II-2	34	Шлиховой ореол 2x2,5 км по р. Джарлы и ее левым и правым распадкам	61	ШО. В ложках и русле реки в 10 пробах знаки золота
III-1	1	Ореол 1x2 км	61	ПГХО. В измененных гнейсовидных породах аномалии Au, Ag, Bi
III-1	2	Ореол 2x10 км с ответвлениями до 1x3 км в СВ направлении	61	ПГХО. В зоне Акташского разлома в породах маячной свиты с телами гранитоидов и гипербазитов аномалии Au, а на юге проявления Нововинницкое 1 и
III-1	3	Нововинницкое 1	61	П. В зоне шириной до 0,5 км и протяженностью от р. Аршалы на ЮЮВ 1 км в метаэффузивах О ₂ тс жилки кварца с сульфидами длиной до 30 м. В жилах Au 1-8 г/т, Zn, W, As, Cu до 0,3%, Pb до 1%. В шлихах до 10 знаков Au
III-1	6	Нововинницкое 2	61	П. В зоне шириной 100 м и протяженностью до 2 км от северной окраины Нововинницкого на юг до излучины р. Джарлы жилы кварца с Au 2-8 г/т, Cu и W до 0,3%. Вмещающие - сланцы энбекшинской толщи
III-1	8	Ореол 1-5x18 км	61	ПГХО. В северной части Кумак-Аниховского грабена и на его бортах в измененных породах брединской и березняковской толщ с телами серпентинитов и габброидов аномалии Au, Ag, As, реже Cu, Ba, шлихи с Au
III-2	1	Ореол сложный 2x8 км	61	ПГХО. В гнейсовидных породах с телами серпентинитов и габбродиоритов аномалии Au, Ag
III-2	3	Жарбутак 1	61	П. В полосе длиной 400 м и шириной до 50 м по аз. 320° в гранитоидах D ₃ серия жил кварца с Au 3-5 г/т, Cu до 1%, W до 0,06%. К юго-востоку продолжается зона минерализации шириной до 150 м и длиной до 1,5 км. Содержание Cu, Zn - 0,1-0,6%, Au до 0,15 г/т, W до 0,1%
III-2	4	Жарбутак 2	61	П. В СЗ направлении среди гранитоидов джарлинского комплекса зоны кварцитов шириной до 0,2 км, длиной до 2,5 км с кварцевыми жилами, в которых Au 6-10 г/т (3 жилы длиной до 100 м), иногда с Co до 0,1%
III-2	5	Ореол 2x4 км (в пределах РФ)	61	ПГХО. В гранодиоритах джабыгасайского и джарлинского комплексов золотокварцевые жилы, в т.ч. проявления Жарбутак 1 и 2
III-3	1	Скв. 291, 290	54	П. В гранитоидах штокверковое окварцевание, пиритизация с кристаллами до 1 см. Содержание Au до 2,4 г/т на инт. 1, 4, 16 м

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	5	Ореол 1x3 км	45	ПГХО. В сланцах кундыбаевской толщи аномалии Au, Cu, Zn
IV-1	5	Ореол 1x2 км	61	ПГХО. В сланцах маячной свиты аномалии Au, Se
IV-1	10	Бастыбай 1	61	П. В коре выветривания метаэффузивов брединской толщи с телами гипербазитов зоны окварцевания и минерализации с Au 5-10 г/т на глубине 12-26 м (скв. 540, 543), 0,1-1,0 г/т на инт 0-50 м (скв. 1713) и 0,1-1,5 г/т на инт. 22-36 м (скв. 1540). В канаве 2813 Au до 20 г/т. Зона до 2 км длиной при ширине 1 км
IV-1	12	Бастыбай 2 (Попова балка)	61	П. В коре выветривания метаэффузивов и известняков - C ₁ bd с телами гипербазитов жилы кварца с Au до 2-8 г/т (канавы 2803, 2804). В коре выветривания метасоматитов с сульфидами Au 0,1-0,6 г/т (скв. 464, 586). Мощность коры до 30-80 м (скв. 586). В коре выветривания известняков (скв. 690) на инт. 26-27 м Au 8 г/т. Протяженность зоны от Поповой балки на ССВ 2,5 км, ширина до 50 м. В скв. 646, 650, 651 в коре выветривания примесь W до 0,03-0,15%, в скв. 464 Cu, Zn, As до 0,2%
IV-1	13	т. 5453	61	ПМ. В жиле кварца с турмалином Au до 1 г/т
IV-1	14	Ореол 1-2x14 км (сложный с ответвлениями)	61	ПГХО. В пределах Аниховского грабена и его восточного борта аномалии и проявления золота (Бастыбай 1, 2, 3)
IV-1	16	Ореол 1x4 км (сложный с ответвлениями)	61	ПГХО. В измененных гипербазитах Аниховского массива аномалии Au
IV-1	20	Ореол 1-3x6 км (сложный)	61	ПГХО. В сланцах маячной свиты и энбекшинской толщи ордовика аномалии Au, Ag, реже аномалии и проявления Mo и W
IV-1	22	Бастыбай 3	61	П. В коре выветривания измененных пород брединской свиты с жилками кварца Au до 0,2-0,3 г/т на инт 15-35 м скв. 423 и 0,1-0,3 г/т на инт. 16-32 м скв. 485, которая в 2,2 км севернее скв. 423
IV-3	1	т. 2081	38	ПМ. Среди катаклазитов гранитов (мелкое тело) кварцевые жилы и прожилки с лимонитом до 3x5 см. В них Au - 0,4 г/т, Zn - 0,1%, Ag до 8 г/т
IV-3	3	т. 2075-76	38	ПМ. В бурых железняках среди алевролитов D ₁ содержание Au - до 0,08 г/т, Zn - 0,1%. В зеленых кварцитах Cr - 0,15%, As - 0,2%, Sb - 0,05%
IV-3	6	т. 2072	38	П. В брекчированных пористых и ожелезненных кварцитах Au - 0,2 г/т, Zn - 0,1%, Cu - 0,2%, As - 0,5%, Sb - 0,04%, Ag - 5 г/т. В зеленых кварцитах As, Cr - 0,1%, Ag - 1 г/т. В скв. 230, 291 (Ченцов, 1964), расположенных в 0,2 км на СВ, в измененных окварцованных гранитах Au 2-2,4 г/т на гл. 1, 4, 16 м
IV-4	3	Кокпектысайское	5	П. 4 кварцевые жилы мощностью 0,5-0,7 м с Au до 2 г/т
IV-4	4	Ореол 1,5x2 км	45	ПГХО. В метасланцах кундыбаевской толщи аномалии Au, Ag, Zn, Кокпектинское проявление Au
IV-4	5	т. 2278	38	П. В обломках бурых железняков из кварцевой жилы Au - 0,15-3 г/т, Co - 0,01%, Be - 0,002%. Мощность жилы до 1 м
IV-4	6	Ореол 1x3 км	45	ПГХО. В метасланцах кундыбаевской толщи аномалии Au, Mo
IV-4	7	Ореол 1,5x6 км	45	ПГХО. В метасланцах жетыкольской толщи аномалии Au, Zn. Длинная ось ореола ВСВ простирания
IV-4	10	Сасыксайское	5	П. В метавулканитах кундыбаевской толщи 8 жил кварца мощностью 0,5-1,0 м длиной до 100 м с Au до 1,6 г/т
IV-4	11	т. 2273	38	ПМ. В зальбандах жилы кварца мощностью 1 м длиной более 100 м в лимонитизированных графитистых кварцитах кундыбаевской толщи Au - 0,15 г/т, As - 0,01%. В 0,5 км на запад в кварцитах, вскрытых шурфами, Co - до 0,015%, Mn - 0,08% (т. 2274)
IV-4	14	Ореол 1,5x3,0 км	45	ПГХО. В западном эндоконтакте Кокпектинского массива гранитов в коре выветривания аномалии Au

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
IV-4	19	Ореол 1,5x2,5 км	45	ПГХО. В коре выветривания гранитов аномалии Au
<i>Серебро</i>				
III-2	7	Ореол 3x5 км	61	ПГХО. В измененных гранитах Джарбутакско-Боетского массива аномалии Ag, Bi, Pb
IV-2	7	Ореол 1,5-2x4 км	45	ПГХО. В катаклазированных гранитоидах аномалии Ag, Bi, Pb
IV-4	13	Ореол 1x4 км	45	ПГХО. В метасланцах жетккольской толщи (восточный экзоконтат Кокпектинского массива гранитов) аномалии Ag, Cu, Zn
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Керамическое и огнеупорное сырье				
<i>Каолин</i>				
II-2	21	Южно-Подольское	61	П. Белые каолиновые глины коры выветривания, используемые для местных нужд
II-2	26	Анеевское	61	П. Белые глины коры выветривания на площади более 0,1x0,1 км, мощностью около 5 м. В них содержится (в %) SiO ₂ - 56-68; TiO ₂ - 0,2-1,3; Al ₂ O ₃ - 19,6-28,6; Fe _{общ} - 0,97-1,53; n.n.n. - 5,4-9,6. Огневая усадка - 8,2. Песок пригоден для строительства
II-2	30	Южно-Каменецкое	61	П. Белые глины коры выветривания, используемые для местных нужд
III-4	4	Щункуркольское	33	П. В коре выветривания белые глины, используемые для местных нужд
IV-2	10	Джасайское	33	П. В коре выветривания гнейсов и гранитов залежи каолинов мощностью 12-16 м на площади 1,04 км ² . Вскрыша 1,5-2,5 м. Выход каолина сорта КН 58,6%. Ресурсы (P ₂) - 26,6 млн т
IV-2	14	Новое	33	П. В коре выветривания плагиогранитов мощностью до 100 м в зоне разлома залежи каолиновых глин сорта КН с выходом 59,3% и ресурсами (P ₁) 3,2 млн т. Площадь залежи 0,07 км ² , мощность 24 м, вскрыша 6,6 м
IV-3	9	Сасык	33	П. В коре выветривания гранитов залежи каолиновых глин сорта КН (низкий) мощностью 23,3 м на площади 0,72 км ² под вскрышей 4,3 м. Выход каолина 62,3%, ресурсы (P ₂) - 31,9 млн т
IV-3	11	Курган	33	П. В коре выветривания биотитовых гнейсов и гранитов залежи каолиновых глин сорта КН с содержанием К ₂ O до 4,6%. Площадь 0,7 км ² , мощность 7,6 м, вскрыша - 37 м, ресурсы (P ₁) 5,3 млн т
Горнотехническое сырье				
<i>Асбест</i>				
II-2	18	Подольское	61	П. В серпентинитах Подольского массива сеть прожилков хризотил-асбеста мощностью 10-15 см с волокном 1-20 мм
II-2	20	т. 3143	61	ПМ. В отвалах канавы на протяжении 4 м обломки хризотил-асбеста до 20 см
II-2	33	Белый Камень	9	П. В серпентинитах жилы продольно-волокнистого амфиболового асбеста мощностью 0,1-0,4 м. Длина волокна 10-15 см
IV-1	17	Аниховское	52	ПМ. На площади 50x300 м в серпентинитах зоны мелкопрожилковой асбестизации. Аналогичные зоны в 1 и 2 км на север
<i>Тальк</i>				
II-2	19	Тюлеспай 1	61	П. В серпентинитах Подольского массива зона белых тальцитов и тальковых сланцев. Содержание (в %) Fe 2,5-6,8; MgO 24,8-29,9; CaO 0,134. Ресурсы 1,6 млн м ³
II-2	23	Тюлеспай 2	61	П. В серпентинитах Подольского массива зона белых тальцитов на площади 50x1000 м. Талька ~70%, в породе (в %): CaO 0,13; MgO 25-30; Fe 1,9-3,0; n.n.n. 4,6-4,96. Ресурсы 500 тыс. т

Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты-200 М-41-1

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта (км ²)	Вид полезного ископаемого	Характеристика, тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекоменд. виды работ	Ист. инфор-мац.
Сосьвинско-Суундукская минерагеническая зона									
1	Байтукско-Солончанский цинково-медно-золоторудный узел (1.0.1) Николаевско-Солоникская прогнозная (золото) площадь (часть узла) (1.0.1.1)	92	золото	Жильный тип в вулканогенно-плутоническом комплексе (O ₂ -D ₃). Мелкие (частично отработанные) месторождения, проявления золота	ГС-50	P ₃	36,5 т	ПО	38
2	Нововинницкий золоторудный узел потенциальный (1.0.2)	98	золото	Жильный тип в вулканогенно-плутоническом комплексе (O ₂ -D ₃). Проявления золота	ГС-50	P ₃	31 т	ПО	38
3	Бастыбайский молибденово-вольфрамово-золоторудный узел потенциальный (1.0.3)	99,9	молибден вольфрам (WO ₃) золото	Жильное и вкрапленное оруденение в вулканогенно-осадочном комплексе (D ₃ -C ₁) и в ультрамафитах D ₁ . Проявления золота и вольфрама с молибденом	ГС-50	P ₃ P ₃ P ₃	108 тыс. т 26 тыс. т 40 т	ПО	38
Троицко-Маринновская минерагеническая зона									
4	Тасыбайский золото-железникелеворудный узел (2.0.1) Тюлеспайская прогнозная (золото) площадь (2.0.1.1)	111	золото	Жильный тип в вулканогенно-плутоническом комплексе (RF ₁ -C ₁₋₂). Проявления, мелкие месторождения золота, комплексные малые месторождения, проявления железа и никеля	ГС-50	P ₃	28 т	ПО	38
5	Джарбутакско-Боетский прогнозируемый узел золото-вольфрамово-молибденоворудный (2.0.2)	168	молибден вольфрам (WO ₃) золото	Жильный и грейзеновый тип в метаморфитах и плутонах. Проявления вольфрама, молибдена и золота	ГС-50	P ₃ P ₃ P ₃	301 тыс. т 92 тыс. т 40 т	ПО	38
6	Озерный медно-золоторудный узел (2.0.3)	386 (для меди и золота 150)	золото медь	Золото-кварцевые жилы в вулканогенно-осадочном комплексе. Медноколчеданные руды в жетыкольской толще	ГС-50	P ₃ P ₃	30 т 390 тыс. т	ПО	38
7	Джасайский каолиноносный узел	107	каолин	Коры выветривания по метаморфитам нижнего рифея и гранитоидным породам палеозоя	ГС-50	P ₁ P ₂	21,7 млн т 45,3 млн т	О	33

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Кол-во прогнозируемых объектов	Категория прогноз. ресурсов	Прогнозные ресурсы
Цветные металлы	Медь	1 рудный узел	P ₃	390 тыс. т
	Молибден	2 узла	P ₃	409 тыс. т
	Вольфрам	2 узла	P ₃	118 тыс. т
Благородные металлы	Золото	4 узла и 2 площади	P ₃	205,5 т
Керамическое и огнеупорное сырье	Каолин	1 узел	P ₁	21,7 млн т
			P ₂	45,3 млн т

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа М-41-П 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 (P ₁)	по результатам работ (P ₃)		
1	Медь. Озерный узел (2.0.3)	-	390 тыс. т	+390 тыс. т	ПО
2	Молибден. Джарбутакско-Боетский узел (2.0.2)	112 тыс. т	301 тыс. т	+189 тыс. т	ПО
3	Бастыбайский узел (1.0.3)	-	108 тыс. т	+108 тыс. т	ПО
4	Вольфрам. Джарбутакско-Боетский узел (2.0.2)	30 тыс. т	92 тыс. т	+62 тыс. т	ПО
5	Бастыбайский узел (1.0.3)	-	26 тыс. т	+26 тыс. т	ПО
6	Золото. Николаевско-Солоникская площадь (1.0.1.1)	-	36,5 т	+36,5 т	ПО
7	Нововинницкий узел (1.0.2)	-	31 т	+31 т	ПО
8	Тюлеспайская площадь (2.0.1.1)	-	28 т	+28 т	ПО
9	Джарбутакско-Боетский узел (2.0.2)	-	40 т	+40 т	ПО
10	Озерный узел (2.0.3)	-	30 т	+30 т	ПО
11	Бастыбайский узел (2.0.4)	-	40 т	+40 т	ПО

Список петротипов, опорных скважин, показанных на геологической карте допалеогеновых образований

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Петротип урускискенского комплекса монцонит-граносиенит-лейкогранитового	61
2	Скважина, 295,4 м, вскрывает разрез березняковской толщи	61, скв. 45
3	Скважина, 174,9 м, вскрывает разрез жетыкольской толщи	61, скв. 8
4	Скважина, 168,5 м, вскрывает гнейсодиориты крыклинского комплекса	61, скв. 41
5	Скважина, 296,2 м, вскрывает разрез брединской свиты	61, скв. 52
6	Скважина, 147,8 м, вскрывает разрез кундыбаевской толщи	61, скв. 4
7	Скважина, 288,2 м, вскрывает разрез кундыбаевской, жетыкольской толщ и контакт с подстилающими серпентинитами подольского комплекса	61, скв. 3
8	Петротип подольского комплекса дунит-гарцбургитового	23
9	Петротип каменецкого комплекса габбро-граносиенит-гранитового	61
10	Скважина, 309,6 м, вскрывает разрез энбекшинской толщи и нижележащей маячной свиты	60, скв. 83
11	Скважина, 300,5 м, вскрывает разрез биргильдинской толщи	60, скв. 78
12	Скважина, 310,5 м, вскрывает разрез биргильдинской толщи с дайкой кварцевых сиенитов каменецкого комплекса	60, скв. 76
13	Скважина, 310,9 м, вскрывает разрез березняковской толщи	60, скв. 75
14	Петротип джабыгасайского комплекса диорит-плагиогранитового	50
15	Петротип кокпектысайского комплекса габбро-диорит-тоналитового	50
16	Скважина, 317 м, вскрывает разрез энбекшинской толщи и нижележащей маячной свиты	60, скв. 66

Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-I (Аниховка)

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Скважина, 33 м, вскрывает чернореченский и карпийский горизонты объединенные. Аллювиальные образования черноскутовской террасы	47, скв. 98
2	Скважина, 40 м, вскрывает чернореченский и карпийский горизонты объединенные. Аллювиальные образования черноскутовской террасы	47, скв. 97
3	Скважина, 51 м, вскрывает чернореченский и карпийский горизонты объединенные. Аллювиальные образования черноскутовской террасы	47, скв. 96
4	Скважина, 42 м, вскрывает элювиальные и делювиальные образования нерасчлененные	61, скв. 1298
5	Скважина, 32 м, вскрывает элювиальные и делювиальные образования среднего-верхнего неоплейстоцена	61, скв. 600
6	Скважина, 27 м, вскрывает лозьвинский горизонт. Делювиальные и аллювиальные образования	61, скв. 401
7	Скважина, 33 м, вскрывает лозьвинский горизонт. Делювиальные и аллювиальные образования	60, скв. 1108
8	Скважина, 26 м, вскрывает лозьвинский горизонт. Делювиальные и аллювиальные образования	60, скв. 1106
9	Скважина, 43 м, вскрывает лозьвинский горизонт. Делювиальные и аллювиальные образования	60, скв. 2058
10	Скважина, 24 м, вскрывает лозьвинский горизонт. Делювиальные и аллювиальные образования	60, скв. 2057
11	Скважина, 20 м, вскрывает лозьвинский горизонт. Делювиальные и аллювиальные образования	60, скв. 1091
12	Скважина, 26 м, вскрывает лозьвинский горизонт. Делювиальные и аллювиальные образования	60, скв. 1089
13	Скважина, 31 м, вскрывает лозьвинский горизонт. Делювиальные и аллювиальные образования	60, скв. 1182
14	Скважина, 29 м, вскрывает элювиальные и делювиальные образования нерасчлененные	54, скв. 114
15	Скважина, 101 м, вскрывает элювиальные и делювиальные образования нерасчлененные	54, скв. 101
16	Скважина, 18 м, вскрывает лозьвинский горизонт. Делювиальные и аллювиальные образования	54, скв. 96
17	Скважина, 50 м, вскрывает элювиальные и делювиальные образования нерасчлененные	26, скв. 856
18	Скважина, 48 м, вскрывает элювиальные и делювиальные образования нерасчлененные	26, скв. 852
19	Скважина, 35 м, вскрывает чумлякский горизонт. Озерно-аллювиальные образования	38, скв. 527
20	Скважина, 82 м, вскрывает чумлякский горизонт. Озерно-аллювиальные образования	38, скв. 529
21	Шурф, 6 м, вскрывает аллювиальные образования первой надпойменной террасы	60, шурф 1874
22	Скважина, 78 м, вскрывает лозьвинский горизонт. Делювиальные и аллювиальные образования	60, скв. 557

Список пунктов, для которых имеются определение радиологического возраста пород и минералов

№ по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
1	Урусикенский комплекс, кварцевый монзонит первой фазы (Каиндинский массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	310±14	58, обн. 6589
2	Джабыгасайский комплекс, кварцевый диорит второй фазы (Каиндинский массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	290±17	58, обн. 6590
3	Джабыгасайский комплекс, гранодиорит третьей фазы (Каиндинский массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	342±24	58, обн. 6593
4	Урусикенский комплекс, кварцевый монзонит первой фазы (Каиндинский массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	350	58, обн. 6588
5	Джабыгасайский комплекс, кварцевый диорит второй фазы (Джарлинский массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	327	58, обн. 6592
6	Джабыгасайский комплекс, гранодиорит третьей фазы (Джарлинский массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	311±11	58, обн. 6591
7	Джабыгасайский комплекс, гранодиорит третьей фазы (Каиндинский массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	343	58, обн. 2846
8	Джабыгасайский комплекс, гранодиорит третьей фазы (Каиндинский массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	381±30	58, обн. 2845
9	Джабыгасайский комплекс, кварцевый диорит второй фазы (Джарлинский массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	301	58, обн. 4261
10	Урусикенский комплекс, кварцевый монзонит первой фазы (Каиндинский массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	377	58, обн. 2760
11	Каменецкий комплекс, кварцевый сиенит второй фазы (Каменецкий массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	340±20	58, обн. 4280
12	Каменецкий комплекс, кварцевый сиенит второй фазы (Каменецкий массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	324±20	58, обн. 4280/1
13	Джабыгасайский комплекс, тоналит третьей фазы (Каменецкий массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	480±30	58, обн. 7311
14	Джабыгасайский комплекс, гранодиорит третьей фазы (Джарлинский массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	422±20	58, обн. 3173
15	Джабыгасайский комплекс, гранодиорит третьей фазы (Джарлинский массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	422±20	58, обн. 3171
16	Джабыгасайский комплекс, гранодиорит третьей фазы (Каменецкий массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	498±30	58, обн. 3156
17	Джабыгасайский комплекс, гранодиорит третьей фазы (Урус-Кискенский массив)	Уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	511±15	58, обн. 2848

Каталог важнейших памятников природы, показанных на листе М-40-1

№ на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Минералогический	Урочище Акташка. Минералогический объект. Развалы жильного кварца
2	Гидрогеологический	Озеро Шанкурколь. Озеро с особым гидрологическим режимом
3	Гидрогеологический	Озеро Шагыркопа. Озеро с особым гидрологическим режимом
4	Геоморфологический	Вишневая Шишка. Форма мезо- и макрорельефа. Развалы глыб кварцитов

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	7
СТРАТИГРАФИЯ	12
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ.....	26
ТЕКТОНИКА	39
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	47
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	51
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	55
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	66
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	72
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	78
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	80
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	81
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа М-41-І Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	84
<i>Приложение 2.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-І Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	86
Список проявлений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-І Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	86
<i>Приложение 3.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), шлиховых потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО) и геофизических (ГА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа М-41-І Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	87
<i>Приложение 4.</i> Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты-200 М-41-І.....	93
<i>Приложение 5.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	94
<i>Приложение 6.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа М-41-І Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов.....	95
<i>Приложение 7.</i> Список петротипов, опорных скважин, показанных на геологической карте допалеогеновых образований.....	96
<i>Приложение 8.</i> Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-І (Аниховка)	97
<i>Приложение 9.</i> Список пунктов, для которых имеются определение радиологического возраста пород и минералов.....	98
<i>Приложение 10.</i> Каталог важнейших памятников природы, показанных на листе М-40-І.....	99