

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
КОМИТЕТ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ ПО ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «ОРЕНБУРГСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Южно-Уральская
Лист М-40-ХII (Ясный), М-40-ХVIII (северная часть)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Лисов А. С., Абрамович В. В., Алексеева Г. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-40-ХІІ (Ясный), М-40-ХVІІІ (северная часть). Объяснительная записка. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015.

Записка содержит материалы о геологическом строении и полезных ископаемых территории листа М-40-ХІІ и северной части листа М-40-ХVІІІ, расположенной на границе Магнитогорского прогиба и Восточно-Уральского поднятия. Охарактеризованы образования рифейского, ордовикского, силурийского, девонского, каменноугольного, триасового, юрского, мелового, палеогенового, неогенового, четвертичного возрастов. Описан интрузивный магматизм. Рассмотрены тектоника района и его геоморфологическое строение. Приведены данные о месторождениях и проявлениях каменного и бурого угля, железа, марганца, хрома, титан-циркониевых россыпей, меди, цинка и свинца, никеля и кобальта, молибдена, известняков, каолинов, доломитов, огнеупорных глин, асбеста, мусковита, талька, графита, поделочных камней, строительных материалов, подземных вод. Раскрыты закономерности их размещения. Содержатся сведения о гидрогеологических условиях и геолого-экологической обстановке.

Табл. 7, ил. 3, литр. 136.

Составители

Лисов А. С., Абрамович В. В., Алексеева Г. А., Лядский П. В., Кваснюк Л. Н., Кондратенко В. Ф., Синяк Р. А.

Редакторы *Беккер Ю. Р., Шкатова В. К.*

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	7
2. СТРАТИГРАФИЯ.....	12
Протерозойская эратема.....	12
Рифей.....	12
Палеозойская эратема.....	13
Ордовикская система.....	14
Силурийская система.....	15
Девонская система.....	15
Каменноугольная система.....	28
Мезозойская эратема.....	31
Триасовая система.....	31
Юрская система.....	31
Меловая система.....	32
Мезозой нерасчлененный.....	32
Кайнозойская эратема.....	34
Палеогеновая система.....	34
Неогеновая система.....	34
Четвертичная система.....	36
3. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ.....	41
3.1. Интрузивный магматизм.....	41
3.2. Метаморфизм.....	68
4. ТЕКТОНИКА.....	74
5. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	88
6. ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	92
7. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ.....	97
8. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА.....	137
9. ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	155
10. ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА.....	163
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	165
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	167
Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых (прил.1).....	176
Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образова- ний (прил.2).....	178
Список проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых потоков, первичных геохимических ореолов, вторичных геохимических ореолов, гидрохи- мических аномалий, геофизических аномалий, показанных на карте полезных ископаемых (прил.3).....	179
Список прогнозируемых объектов и прогнозных ресурсов полезных ископаемых	

	4
по ним (прил.4).....	188
Список петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологической карте, карте донеогеновых образований (прил.5).....	192
Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований (прил.6).....	194
Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов (прил.7).....	199
Каталог важнейших памятников природы (прил.8).....	200

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-40-ХІІ (Ясный), М-40-ХVІІІ (сев.часть) расположена на Южном Урале и относится к Оренбургской области, на границе её с Казахстаном. Геологическое строение этой территории определяют две крупные структуры I порядка: восточный борт Магнитогорского прогиба и западная часть Восточно-Уральского поднятия, разделенные Джарлинско-Домбаровским грабеном.

Рельеф холмисто-увалистый с абсолютными высотами от 200 м на западе территории до 393 м на востоке. Относительная высота увалов по отношению к урезам воды разделяющих их рек — до 80 м, склоны их пологие. Территорию пересекают пологая долина р.Орь и глубоко врезаемые, часто с крутыми склонами, долины рек Камсак, Бол.Кумак и их притоков. Реки принадлежат к типу равнинно-степных, в основном снегового и дождевого питания. Река Орь: ширина - 25-45 м, глубина - 1,0-3,0 м, скорость течения 0,2 м/сек, пойма широкая, со старицами и озерами. Река Бол.Кумак: ширина - 30-62 м, глубина - 2-5 м, скорость течения - 0,1 м/сек, пойма узкая.

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.

Район экономически освоен. На базе крупного месторождения работает Киембаевский асбестовый комбинат, разрабатываются медноколчеданные месторождения Летнее и Барсучий Лог, имеются предприятия строительной и местной промышленности. Наиболее крупные населенные пункты – город Ясный (30 тыс. жителей) и поселок городского типа Домбаровский (10 тыс. жителей). Населенные пункты сельского типа имеют число жителей от 40 до 1800; основными занятиями сельского населения являются скотоводство и зерновое земледелие. Среди населения преобладают русские, проживают также казахи, украинцы, немцы.

Дорожная сеть довольно развита. Имеются железнодорожные ветки Орск-Разведка-Рудный Клад и Разведка-Ясный. Протяженность автомобильных дорог с асфальтовым покрытием – 120 км, с гравийным и щебнистым – 170 км; развита сеть грунтовых и проселочных дорог.

Эколого-геологическая обстановка территории оценивается по трем градациям: благоприятная, удовлетворительная, напряженная. К напряженной отнесена площадь Киембаевского месторождения асбеста хризотилового, одноименного ГОКа и г.Ясного, а также площади месторождений Барсучий Лог, Летнее, Весенне-Аралчинское. Остальные территории с незначительной техногенной нагрузкой, в пределах которых развиты ландшафты геодинамически средней устойчивости, относятся к благоприятным, а геодинамически малоустойчивые – к удовлетворительным.

Условия проведения геологических исследований следующие. Сложность геологического строения: I категория – 12% территории, II категория – 2%, IV категория – 5%, V категория – 17%, VI категория – 49%. Сложность геоморфологических условий – III категория. Сложность дешифрирования МАКС: I категория – 57%, III категория – 43%. Обнаженность: I категория – 65%, II категория – 30%, III категория – 5%. Проходимость: II категория – 70%, III категория – 30%.

По развитию комплексов геологического разреза площадь разделяется на следующие типы:

- одноярусный, представленный развитием складчатого (метаморфического и вулканогенно-осадочного) комплекса (III тип);
- двухярусный, представленный четвертичным осадочным, складчатым (V тип) и покровным осадочным и складчатым (VI тип) комплексами;
- трехярусный, представленный четвертичным осадочным, покровным осадочным и складчатым комплексами (VII тип).

В основу настоящего комплекта Госгеолкарты-200 положены материалы геологического доизучения площади листа М-40-ХІІ и северной части листа М-40-ХVІІІ (ГДП-200), про-

веденного в 1995-2001 гг., и обширные материалы предшествующих исследований. Основными из последних являются сведения, содержащиеся в отчетах по геологической съемке, ГДП и ГГК масштаба 1:50 000 и в монографиях по отдельным вопросам геологического строения рассматриваемой территории, а также результаты разведочных, поисковых, геохимических и геофизических работ.

Полевые исследования, входящие в состав ГДП-200, выполняли В.В. Абрамович, Г.А. Алексеева, А.С. Лисов, З.М. Сморгочкова, по два полевых сезона участвовали А.А. Кожемякин и студенты-практиканты В.Н. Хасанов, Д.В. Харитонов, Д.В. Цанцингер; по одному полевому сезону участвовали Л.Н. Кваснюк, Н.П. Паршин, А.А. Шильников. На камеральных работах были заняты А.С. Лисов (ответственный исполнитель), В.В. Абрамович, Г.А. Алексеева, П.В. Лядский, В.Ф. Кондратенко, Р.А. Синяк, З.М. Сморгочкова, Д.В. Цанцингер.

Цифровые модели комплекта Госгеолкарты-200 выполнены в ГИС Arc View (версия 3.2) в Региональном компьютерном центре Федерального государственного унитарного предприятия «Оренбургские геологические ресурсы» Г.Н. Прокопец, Т.В. Оленица, А.А. Лыткиной. Электронная база первичных геологических данных не составлялась.

Кроме предусмотренного «Инструкцией...95 г.) комплекта карт, дополнительно составлена карта донеогеновых образований. Карта 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». Лабораторно-технологические испытания мусковитового сырья проводились в ЦНИИгеолнеруде (г.Казань).

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. Ходалевича, 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. Богоявленской, 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.

Ревизия списков ископаемых остатков, выделение руководящих форм для главы «Стратиграфия» проведены В.Ф. Кондратенко.

В настоящей записке «Введение» и «Заключение, главы «Полезные ископаемые», «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района» написаны В.В. Абрамовичем, главы «Геологическая изученность», «Интрузивный магматизм» – А.С. Лисовым, «Тектоника» и «История геологического развития» – П.В. Лядским, «Геоморфология» – Г.А. Алексеевой, «Гидрогеология» и «Эколого-геологическая обстановка» – Р.А. Синяк, разделы главы «Стратиграфия» от нижнего рифея до каменноугольной системы включительно и мезозой нерасчлененный - Л.Н.Кваснюк и А.С. Лисовым, от триаса до четвертичной системы включительно – Г.А. Алексеевой. Объяснительная записка является сокращенным вариантом отчета «Материалы к Госгеолкарте-200 листа М-40-ХII, (Ясный), М-40-ХVIII (сев.часть)».

Авторы искренне благодарят Ю.Р. Беккера, А.Н. Мельгунова, М.С. Рапопорта, Н.А. Румянцеву, В.К. Шкатову за советы и консультации, за помощь, оказанную при составлении и оформлении комплекта Госгеолкарты-200.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

На исследуемой площади в различные годы выполнялись разнообразные геологические исследования, в результате которых составлялись геологические и специализированные карты, выявлялись и разведывались проявления и месторождения различных полезных ископаемых.

Геологическая изученность территории листов М-40-ХII,-ХVIII базируется на разно-масштабных геологических съемках, поисках месторождений полезных ископаемых от общих до детальных, поисково-оценочных и разведочных работах.

Региональные геологосъемочные работы начали осуществляться с 30-х годов, ведущим видом этих исследований явились геологосъемочные работы масштабов 1:200 000 и 1:50 000. В 30-е и 40-е годы они осуществлялись в основном ВСЕГЕИ; съемки масштаба 1:50 000 охватывали отдельные рудные районы, а масштаба 1:200 000 и мельче - более крупные площади на всех территориях Орского Урала.

Съемки этого периода основывались на маршрутных наблюдениях, изучении естественных обнажений. Для него характерен высокий уровень петрографических и палеонтологических исследований.

В 50-60 гг. в районе проводится второй этап геологических съемок масштабов 1:50 000 и 1:200 000. В западной части листа М-40-ХII в 1956-59 гг. выполняется геологическая съемка масштаба 1:50 000 А. Г. Сульковской (Южно-Уральское ГУ), результаты которой были учтены при издании карты масштаба 1:200 000.

В 1962 г. издаётся геологическая карта листа М-40-ХII масштаба 1:200 000 (Я.Я.Вецлер), а в 1963 году Я. А. Рихтер и М. А. Кригер (НИИ геологии СГУ) составили сводную геологическую карту Орского Зауралья масштаба 1:200 000.

Начиная с 1959 г. по 1982 г. площадь работ охватывается геологосъемочными работами масштаба 1:50 000 Оренбургским геологическим управлением (И. И. Никитин, И. А. Смирнова, В. Л. Черкасов, П. В. Лядский), а северной части листа М-40-ХVIII- Актюбинской комплексной ГРЭ (Э. П. Суманев, Р. М. Гисматуллин).

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

К настоящему времени на площадь работ существуют геологические карты масштаба 1:200 000 Я.Я. Вецлера (1962 г.), М.А. Кригера (1963 г.), по степени расчленения геологических образований, достоверности границ и обоснованию возраста не отвечающих современным требованиям. Геологические карты 1:50000 имеются на всю площадь, но они не увязаны между собой, имеют различную степень детальности и обоснованности геологических построений.

Поиски полезных ископаемых начались с первыми геологическими маршрутными исследованиями и продолжались до настоящего времени. В результате было выявлено, оценено и разведано большое количество проявлений и месторождений. Наиболее результативные сведения о распространении полезных ископаемых были получены при поисках, сопровождавших геологическую съемку масштаба 1:50000 в 1956-1961 гг. (А. Г. Сульковская, И. И. Никитин, П. В. Лядский, И. А. Смирнова, В. Л. Черкасов, Р. М. Гисматуллин, Э. П. Суманев), и ГГК-50 в 1974-1982 гг. (П. В. Лядский). В целом они соответствовали стадии общих поисков, основным поисковым методом которых являлись металлометрия и литохимическая съемка. Параллельно осуществлялись поисковые (общие поиски), поисково-рекогносцировочные и поисково-ревизионные работы различными организациями. На выявленных аномалиях, перспективных площадях и рудопроявлениях ставились детальные поиски, а на перспективных рудопроявлениях и структурах – поисково-оценочные работы. Наибольший

объём поисковых работ на площади выполнили организации ГПП «Оренбурггеология» – Домбаровская и Оренбургская геологоразведочные экспедиции.

Поисково-разведочные работы на изучаемой территории начинаются с конца 30-х годов, когда было разведано Домбаровское месторождение каменного угля. В 40-50-х годах открыты и разведаны месторождения каолина Домбаровское и Архангельское, медно-молибденовое Еленовское, силикатного никеля и кобальта Киембаевское, крупное месторождение асбеста хризотилового Киембаевское. В 60-80 годах открыты и разведаны месторождение молибдена Восток, колчеданные медно-цинковые и колчеданно-полиметаллические месторождения Осеннее, Летнее, Весеннее, Барсучий Лог; выявлены и оценены 39 проявлений колчеданного типа, на 10 из которых прогнозируются средние и мелкие месторождения. В 90-х годах открыто крупное месторождение Южно-Ушкотинское и выявлен ряд проявлений каолина.

Тематические работы по изучению геологического строения площади осуществляются с конца 50-х годов преимущественно организациями Оренбургского геологического управления и НИИ Саратовского Госуниверситета, в меньших объёмах – Московского Госуниверситета, Свердловского горного института, ВСЕГЕИ, Уфимского научного центра РАН и других организаций. Соседний Кумакский золотоносный район изучался ЦНИГРИ.

НИИ при Саратовском Госуниверситете выполнялись следующие работы:

- 1958-62 гг. - изучались пегматитовые поля, составлена карта пегматитовых полей масштаба 1:200 000, изучены закономерности размещения бериллиевой минерализации (К.М. Сиротин);
- 1961-67 гг. - изучаются кайнозойские отложения, составляется геоморфологическая карта и новейшей тектоники, изучаются условия образования и геохимия кор выветривания (А. Д. Наумов, В. В. Гудошников, В.А. Гуцаки);
- 1961-81 гг. - проводится специализированная шлиховая съёмка, составляются шлиховые карты на золото и прогноза масштаба 1:200 000, шлиховая карта Оренбургской области масштаба 1:500 000 (В.А. Тищенко);
- 1964-69 гг. - изучаются метаморфизм и метасоматоз домезозойских образований Суундук-Камсакского междуречья и вулканогенных пород девона (В.Н. Краснова, Е.С. Тальнов, В.С. Репин);
- 1964-72 гг. - изучаются вулканогенные образования девона, их стратиграфия, литология и фации, осуществляется корреляция их разрезов (Я.А. Рихтер, М.А. Кригер, Е.С. Тальнов);

Организации Оренбургского геологического управления и ГПП «Оренбурггеология» выполняли следующие работы:

- 1962-67 гг. - проводились геолого-металлогенические исследования масштабов 1:200 000 и 1:500 000, составлены карты геологическая, тектоническая и магматизма палеозойского фундамента масштаба 1:500 000, прогнозно-металлогеническая карта масштаба 1:200 000, получены новые геологические данные (М.Д. Тесаловский, И.А. Мудров, Ф.Ф. Миллер-Носов, Л.Д. Чегодаев);
- 1962-69 гг. - изучаются гранитоидные формации Суундук-Ушкотинской зоны Оренбургского Урала, их редкометалльная металлогеническая специализация (Г.И. Самаркин);
- 1967-89 гг. - проводятся палеонтолого-стратиграфические исследования девон-каменноугольных отложений (Г.А. Степанова);
- 1968-70 гг. - изучается структурное положение и возраст гипербазитовых массивов Оренбургского Урала (И.И. Никитин);
- 1969-70 гг. - Палеовулканической партией ОКГЭ составляются палеовулканические карты масштаба 1:200 000 на оренбургскую часть Магнитогорского прогиба (Е.С. Контарь);

- 1968-74 гг. - изучался широкий круг вопросов геологического строения и металлогении южной части Теренсайского антиклинория (П.В. Лядский, М.Д. Тесаловский);
- 1970-71 гг. – изучались вулканы Еленовской полосы (Контарь Е.С.);
- 1970-72 гг. - изучается комагматичность и металлогеническая специализация магматических комплексов Ащебутакского антиклинория (И.А. Смирнова, В.Л. Черкасов);
- 1975-88 гг. – новый этап металлогенических исследований Оренбургского Урала, направленных на составление прогнозных карт масштаба 1:100 000 на медь и полиметаллы, масштаба 1:200 000 на свинцово-цинковое и медно-порфировое оруденение, эндогенное железо, хромиты, сульфидный никель, рудное золото, асбест, экзогенное железо и никель (В.Л. Черкасов, И.А. Смирнова, А.М. Ченцов, В.Г. Пьянков);
- 1983-93 гг. - осуществляется оценка прогнозных ресурсов основных твёрдых полезных ископаемых Оренбургской области по состоянию на начало 1983, 1988 и 1993 гг. (Смирнова И.А., Черкасов В.Л.);
- 1982-87 гг. - изучается металлогеническая специализация гранитоидов Восточно-Уральского поднятия с целью выработки поисковых критериев на медно-полиметаллическое оруденение (И.А. Смирнова, В.Л. Черкасов, Н.Т. Видюков, Г.Н. Мещерякова);
- 1978-85 гг. - выполняются работы по дешифрированию аэро- и космических съёмок (В.Н. Судариков);
- 1975-81 гг.- осуществляется переинтерпретация геофизических материалов, и на её основе составляются карты физических полей, обосновываются СФЗ и прогнозные карты, перспективная оценка отдельных площадей (Никифоров А.В.);
- 1989-95 гг. - выполняются работы по составлению геологических карт масштаба 1:200 000 восточной части Оренбургской области (И.А. Смирнова, В.Т. Тищенко).

В 1962-65 гг. Свердловский Горный институт изучает ультраосновные массивы Восточного Оренбуржья (А.С. Варлаков, Е.П. Царицин).

В 1962-67 гг. МГУ изучаются геолого-структурные условия образования и размещения медноколчеданных месторождений некоторых районов Южного Урала (Блявинский, Ащебутакский и Теренсайский рудные районы) (Г.Ф. Яковлев, В.В. Авдонин, Е.М. Захарова).

В 1954-67 гг. М.И. Куровец (ЮУГУ, Львовский госуниверситет и др.) изучает гранитоидные пегматиты Оренбургского Урала и Мугоджар.

В 1959-61 гг. И.И. Эдельштейн (ЮУГУ) изучает никеленосную кору выветривания на гипербазитовых массивах Тоболо-Иргизского рудного района, а в 1966 г. им составляется прогнозно-металлогеническая карта Оренбургской области на никель и кобальт масштаба 1:200 000.

В 1963-64 гг. Левина Л.С. (ЗГТ, Ленинград) осуществляет обобщение результатов комплексных геофизических исследований масштаба 1:50 000 и подготовку материалов для карт прогнозов на территорию восточного склона Южного Урала.

В 1976-79 гг. Беккер Ю.Р., Акимов Г.Н. (ВСЕГЕИ) изучают докембрийские отложения. Получены новые данные абсолютного возраста метаморфических толщ.

С начала 80-х годов в изучаемом районе проводятся поиски микрофауны конодонтов палеонтологами Уфимского научного центра РАН – Маслов В.А., Артюшкова О.В., Барышев В.Н. В результате был уточнен возраст рудовмещающих вулканогенных толщ девона.

Изученность территории геохимическими работами, как и поисковыми, неравномерная, зависит от степени проявления рудной минерализации. Наибольшая плотность и детальность изучения приходится на рудные поля и рудные районы.

Практически все геологические работы сопровождались геохимическими исследованиями. Геологосъёмочные, поисковые и комплексные геофизические работы сопровожда-

лись преимущественно поверхностной металлометрией различных масштабов; картировочное и поисковое бурение – глубинным литогеохимическим опробованием. Результаты геохимического опробования обрабатывались в соответствии с требованиями, действующими на период производства работ. Результаты ранее выполненных работ по устаревшим методикам в последующем переинтерпретировались, а зачастую производилось переопробование.

С начала 60-х годов, со времени образования Оренбургского Территориального геологического управления, осуществляются работы по систематизации, обобщению, составлению карт, усовершенствованию методики геохимических исследований.

Геофизические исследования в районе по времени их проведения, методике и характеру исследований можно подразделить на 2 этапа. Исследования первого этапа охватывают период до 1961-1962 годов. Основная направленность их – поиски месторождений железа, меди, никеля, каменного угля. Работы проводились в различных частях площади в сравнительно ограниченных объёмах, тяготели к известным рудопроявлениям и месторождениям. Исследования проводились одним-двумя методами, включая магниторазведку и электроразведку (методы ВЭЗ, СЭП, СМП).

Второй этап работ (с 1962-63 гг.) характеризуется расширением комплексов методов, увеличением роли геофизических работ в геологическом изучении площади. Планомерно проводятся комплексные геофизические исследования масштабов 1:50 000 и 1:25 000 в помощь геологическому картированию и прогнозированию, в рудных районах осуществляются крупномасштабные комплексные геофизические работы. Площадные геофизические работы в помощь геологическому картированию и прогнозированию проводились двумя экспедициями - №9 ЗГТ (Ленинград) и Южно-Уральской (Орск), крупномасштабные поисковые работы – преимущественно Южно-Уральской экспедицией.

Параллельно осуществляются тематические геофизические работы, направленные на создание геофизических карт различных масштабов для карт прогнозов, обоснования структурно-формационного расчленения и других целей (Б.А. Игошин, 1963; А.В. Никифоров, 1977, 1979, 1982; А.М. Виноградов, 1967).

Обеспеченность геофизическими исследованиями – высокая; на всю площадь имеются магнитные карты масштаба 1:50 000, гравиметрические карты масштаба 1:100 000, а по рудным районам – более детальные карты.

Начало гидрогеологической изученности территории относится к 30-м и 40-м годам в связи с изучением Домбаровского угленосного района и Еленовского медно-турмалинового месторождения с целью решения вопросов водоснабжения и выяснения гидрогеологических условий разработки месторождений. В 50-е – 60-е годы осуществляются площадные гидрогеологические съёмки масштабов 1:500 000 и 1:200 000 с составлением гидрогеологической и инженерно-геологической карт.

Последующие работы были направлены на специализированные исследования, оценку эксплуатационных запасов подземных вод, гидрогеологическое районирование, сельскохозяйственное и промышленное водоснабжение. Разведка месторождений твёрдых полезных ископаемых сопровождается изучением гидрогеологических условий их разработки и использованием подземных вод в хозяйственных целях.

В пределах площади работ радиометрическое изучение проводилось практически при всех видах геологоразведочных работ начиная с 60-х годов и до 1990 г.

На первой стадии были выполнены в основном аэрогамма-съёмка в масштабах 1:25 000 – 1:50 000, пешеходная маршрутная и площадная гамма-съёмки, автогамма-съёмка при проведении геолого-съёмочных работ в масштабе 1:50 000.

В дальнейшем, начиная с 70-х годов до 90-х, в больших объёмах проводятся гамма-поиски путём гамма-каротажа всех видов скважин, радиометрической документации горных выработок, радиогидрогеологического и др. видов опробования.

Степень изученности глубинными методами по площади неравнозначна и в основном соответствует масштабам 1:50 000- 1:200 000. Отдельные участки, геохимические ано-

малии, рудопроявления и районы месторождений изучены гамма-каротажем в масштабе 1:25 000.

В результате проведения радиометрических работ в пределах описываемой территории выявлено большое количество радиоактивных аномалий и 6 проявлений урана. Основная масса аномалий, учитывая малую глубинность изученной территории, выявлена в корах выветривания, в основном по кислым эффузивам, гранитным и гнейсогранитным комплексам, по углисто-глинистым сланцам нижнего карбона. Кроме того, аномалии выявлены в коренном залегании в пределах гранитных интрузий (Славенский, Джаилганский, Верхнеушкотинский, Кошенсайский массивы).

Практически все выявленные аномалии получили первоначально отрицательную оценку, за исключением Домбаровского проявления.

2. СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа М-40-ХІІ и северной части листа М-40-ХVІІІ расположена в зоне сочленения Магнитогорского прогиба и Восточно-Уральского поднятия. В ее геологическом строении принимают участие осадочные, вулканогенные, метаморфические образования от докембрийского до четвертичного возраста включительно. Большая часть стратифицируемых пород относится к палеонтологически немых. Их расчленение производилось главным образом на принципах литостратиграфии с привлечением петрографических, петрохимических, геохимических, петрофизических данных, результатов структурного и картировочного бурения, геофизических исследований (в т.ч. сейсмического зондирования), определения абсолютного возраста. Большая часть стратифицируемых пород фундамента перекрыта корой выветривания, палеоген-четвертичными образованиями. Их естественные разрезы наблюдаются, как правило, по рекам. Стратиграфический разрез исследуемого района представлен рифеем, палеозоем (ордовикская, силурийская, девонская, каменноугольная системы), мезозоем (триасовая, юрская, меловая системы), кайнозоем (палеогеновая, неогеновая, четвертичная системы).

Протерозойская акротема

Рифей

Нижнерифейская (бурзаний) эратема

Нижнерифейская эратема представлена яршалинской и бескрыковской толщами.

Яршалинская толща ($R_1?jr$) свое название получила по балке Яршалы, притоку р. Джарлы, где была впервые выделена и описана П.В. Лядским в 1966 г. [69]. Ранее образования яршалинской толщи А.В. Клочихиным [19] относились к докембрийским нерасчлененным. На изучаемой территории они впервые достоверно установлены картировочным бурением при ГДП-200 в пределах Камсакского блока Восточномагнитогорской зоны. Яршалинская толща представлена кварц-силлиманитовыми, кварц-биотит-силлиманитовыми сланцами, силлиманит-биотитовыми, биотитовыми с гранатом парагнейсами, мигматитами, диафторитами. Мощность толщи – более 1000 м. Породы изучаемого стратона метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, прорваны и мигматизированы в условиях амфиболитовой фации, прорваны и мигматизированы интрузиями камсакского ($O?$) и более молодых комплексов. Плотность пород изменяется от 2,55 до 2,7 г/см³, магнитная восприимчивость – от 10 до $500 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Взаимоотношения с подстилающими образованиями не установлены. Граница с вышележащей бескрыковской толщей установлена севернее описываемой территории на площади листа М-40-VI (стратиграфическое согласие с переслаиванием) и проводится по исчезновению в разрезе силлиманитовых разностей гнейсов и сланцев [74].

Палеонтологические находки отсутствуют.

Возраст толщи разными исследователями принимается как PR_3-C [69], PR_2 [74], PR_1-R_1 [75], R_{1-2} [113]. Учитывая переслаивание с вышележащей бескрыковской толщей, авторы данной объяснительной записки возраст яршалинской толщи условно принимают как нижнерифейский ($R_1?$). Этот вывод согласуется с положением яршалинской толщи в легенде Южно-Уральской серии ($R_1?jr$).

Бескрыковская толща ($R_1?bs$) свое название получила по балке Бескрык, притоку р. Джарлы. Выделена в 1987 г. П.В. Лядским из верхней части разреза яршалинской толщи [74].

Толща картируется в пределах Адамовского, Ушкотинского, Актастинского блоков Кочкарско-Адамовской зоны. Наиболее полный разрез толщи прослеживается в береговых обрывах р. Кумак, где в виде практически непрерывных скальных выходов отмечаются мигматизированные биотитовые плагиогнейсы, ставролитовые, кварц-мусковитовые, полевош-

пат-амфиболовые сланцы, кварциты, двуслюдяные гранито-гнейсы, амфиболиты. Мощность толщи - более 1000 м. В поле силы тяжести площадь распространения пород бескрыковской толщи расположена в области минимума. Магнитное поле, в целом, - пониженное. Довольно значительное количество вытянутых положительных магнитных аномалий, вероятно, связано с образованием магнетита в диафторированных сланцах. Плотность пород - от 2,55 до 2,7 г/см³. Магнитная восприимчивость - от 10 до 800 · 10⁻⁶ ед. СГС. Контакты бескрыковской толщи с вышележащей маячной – тектонические; с нижележащей яршалинской – согласные с переслаиванием.

Результаты изотопного анализа монофракций цирконов из пород разреза р.Кумак приводятся в таблице 1. Интерпретация их различная. Ю.Р. Беккер определяет возраст толщи как дорифейский: «Обращает внимание повторяемость наибольших значений возраста цирконов как в исходных гнейсах (проба 17), так и в кварцитах (пробы 4, 8), содержащих окатанный циркон и другие продукты перемыва нижележащих пород. Подобная выравненность значений цирконов позволяет рассматривать датировки, полученные по цирконам, как указывающие на время регионального метаморфизма (амфиболитовой фации), возможно и метасоматоза исходных пород. Тем самым определяется дорифейский возраст нижних двух толщ кумакского разреза» [45, стр.155].

П.В. Лядский [74], И.А. Смирнова [107] и авторы записки считают, что округлые цирконы проб 4а, 8а и 17 являются кластогенными продуктами перемыва более древних толщ, а цирконы пробы 13 характеризуют время регионального прогрессивного метаморфизма пород бескрыковской толщи.

Исходя из этих соображений и не имея других данных, возраст толщи со значительной долей условности принимается как раннерифейский (R₁?bs). Данный вывод согласуется с серийной легендой.

Таблица 1

Результаты изотопного анализа цирконов из бескрыковской толщи и маячной свиты
(Аналитик А.П.Чухонин, лаборатория ВСЕГЕИ)

№ пробы	Тип породы и стратиграфическое положение	Краткая характеристика циркона	Изотопное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Возраст в млн. лет
1	2	3	4	5
13	Биотитовый плагиогнейс Нижняя гнейсовая толща (бескрыковская толща)	Однородные светло-желтые прозрачные зерна; огранка хорошая	0,0638± 0,0012 0,0625±0,0015	735±40 695±45
17	Биотитовый плагиогнейс Нижняя гнейсовая толща (бескрыковская толща)*	Однородные светло-желтые зерна; значительное количество с округлыми очертаниями	0,0976± 0,0034 0,1008±0,0017	1580±65 1640±40
4а	Слюдистый кварцит. Коянсайская толща (маячная свита)	Разнородные округлые матовые зерна	0,106± 0,006	1730±120
8а	Слюдистый кварцит. Коянсайская толща (маячная свита)	То же	0,0996± 0,0035	1620±60

* В скобках дано современное название подразделений.

Представлена ордовикской, силурийской, девонской, каменноугольной системами.

Ордовикская система

На площади листа М-40-ХП представлена маячной свитой и энбекшинской толщей.

Маячная свита (O₁₋₂ мс). Выделена И.Ф. Мамаевым в 1958 г. Свое название получила по горе Маячной в районе г.Бреды Челябинской области [14]. Распространена в пределах Адамовского, Ушкотинского, Актастинского блоков Кочкарско-Адамовской зоны и представлена серицитовыми, кварц-хлоритовыми, кварц-хлорит-полевошпатовыми сланцами, филлитами с прослоями песчаников, алевролитов, гравелитов, углистых сланцев. Разрезы свиты наблюдаются в верховьях р.Коянсай, по р.р. Кумак и Жарбутак. Наиболее полно разрез свиты изучен по правому борту р.Кумак и в верховьях его северного притока р.Коянсай. Здесь, в нижней части толщи, преобладают полевошпат-хлоритовые, кварц-хлорит-полевошпатовые, полевошпат-актинолитовые сланцы с прослоями кварцитов хлоритовых и серицитовых. По мере удаления от зоны Коянсайского разлома и одноименной интрузии гранитов в верхней части разреза появляются хлорит-полевошпат-серицитовые, углисто-кварц-серицитовые сланцы и филлитизированные песчаники.

В разрезе по р. Жарбутак, ниже пос. Богоявленка, наблюдается переслаивание мигматизированных полевошпат-кварц-слюдистых сланцев, полевошпат-хлоритовых, хлорит-серицитовых сланцев и филлитов.

Участки слабометаморфизованных пород в блоках мощной зоны смятия и локального метаморфизма наблюдаются также в разрезах балки Соленой и р.Сандырбек.

Маячная свита прорвана и мигматизирована интрузиями крыклинского и более молодых комплексов. В приразломных зонах отмечается насыщенность пород свиты разновозрастными дайками от основного до кислого состава.

Мощность маячной свиты по разрезам составляет 800 м.

Положение в зоне сочленения Магнитогорского прогиба и Восточно-Уральского поднятия в узких тектонических блоках, ограниченных крупными региональными и местными разломами, определяет характер ее метаморфизма. Породы толщи метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма (филлитизированные песчаники, филлиты, серицит-хлорит-кварцевые сланцы). В зонах интенсивных тектонических дислокаций они претерпели более высокотемпературные преобразования локального динамо- и динамотермального метаморфизма и представлены полевошпат-хлоритовыми, биотитовыми сланцами, микрогнейсами, биотитовыми с гранатом гнейсами, кварцитами.

Поле силы тяжести пород маячной свиты спокойное и характеризуется пониженными значениями. Магнитное поле, в целом, пониженное, положительные аномалии связаны с поясами даек габброидов. Плотность пород - от 2,5 до 2,67 г/см³, магнитная восприимчивость - $8-130 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС.

Органические остатки отсутствуют. Контакты маячной свиты с нижележащей бескряковской толщей – тектонические, с вышележащей энбекшинской - согласные с переслаиванием (разрез по балке Соленой).

Разрез слабометаморфизованной части свиты сопоставляется с фаунистически охарактеризованными отложениями стратотипа г. Маячной. На основании этого возраст свиты принимается ниже-среднеордовикским.

Ю.Р. Беккер (устное сообщение) вышперечисленные отложения сопоставляет с шебектинской свитой Мугоджар (Є₂₋₃). Но по данным А.А.Абдулина [1], шебектинская свита имеет несколько другой состав и представлена слабометаморфизованными и глубокометаморфизованными вулканогенно-осадочными породами с подчиненными покровами основных и кислых эффузивов и редкими линзами известняков.

Энбекшинская толща (O₂₋₃? ен) выделена и описана в 1995 г. П.В. Лядским на сопредельной с севера территории по реке Урус-Кискен у пос. Энбекши. Картируется в Адамовском и Ушкотинском блоках Кочкарско-Адамовской зоны.

В Восточномагнитогорской зоне толща картируется в ксенолитах и провесах кровли Камсакского полихронного плутона.

Исследуемый стратон представлен метабазами, их туфами, амфибол-полевошпатовыми и хлорит-полевошпатовыми сланцами с прослоями метапесчаников и фтанитов [69].

Субвулканическая фация энбекшинской толщи представлена амфиболлизированными габбродиабазами. Наиболее представительный разрез толщи отмечается по балке Соленой, притоку р.Кумак. Здесь наблюдаются метабазалы, реже их туфы, туфопесчаники с мало-мощными прослоями углисто-кремнистых, углисто-хлорит-серицитовых, глинисто-кремнистых сланцев. Кроме того здесь же устанавливается стратиграфически согласный с переслаиванием контакт с нижележащей маячной свитой. Плотность пород изменяется от 2,76 до 3,33 см³, магнитная восприимчивость - от 28 до 300·10⁻⁶ ед. СГС.

Энбекшинская толща согласно с переслаиванием перекрывает маячную свиту. Контакты с более молодыми палеозойскими стратиграфическими подразделениями – тектонические. Мощность толщи достигает 500-800 м. Фаунистические остатки отсутствуют. Учитывая согласное залегание на породах маячной свиты, возраст энбекшинской толщи условно принимается как средне-верхнеордовикский.

Силурийская система

Булатовская толща (S₁ bl). В современном объеме принята согласно Южно-Уральской легенде. Представлена кремнистыми, углисто-кремнистыми сланцами с прослоями базальтов, туффитов. Картируется в пределах Еленовско-Кумакского блока в виде узкой субмеридиональной полосы и в виде ксенолитов («тектонических отторженцев») среди серпентинитов Киембаевского массива. Плотность пород булатовской толщи - от 2,64 (сланцы) до 2,81 (базальты) г/см³; магнитная восприимчивость сланцев - 10·10⁻⁶ СГС.

В породах булатовской толщи найдены ископаемые организмы. Комплекс органических остатков представлен акритархами среднего лландовери-раннего венлока *Baltisphaeridium piriferum* (E i s e n a c k), *B. cf. robustispinosum* (D o w n i e), кораллами среднего лландовери – нижнего венлока Сибирской платформы *Tabularia septata* A. J v a n o v s k i, *Prototryplasma oroniana* A. J v a n o v s k i (определение И.С. Макаровой [88]).

Таким образом, возраст булатовской толщи следует считать раннесилурийским. Мощность ее - 150-250 м. Контакты толщи с более древними и молодыми отложениями маячной свиты и айдырлинской толщи – тектонические.

Девонская система

Представлена тюлькубайской толщей, киембаевской свитой, кукбуктинской, андреевской, джусинской, александринской, айдырлинской, урлядинской толщами.

Тюлькубайская толща (D₁tl) впервые выделена П.В.Лядским в 1977 г. и названа по р. Тюлькубай, притоку р.Камсак, и картируется в пределах Джарлинско-Домбаровского и Домбаровского блоков Восточномагнитогорской зоны, а также в виде узких тектонических блоков и покровов в Кочкарско-Адамовской зоне. Представлена аповулканогенными зелеными, углисто-кремнистыми, глинисто-кремнистыми сланцами, метапесчаниками, кварцитами. Наиболее полные разрезы толщи отмечаются по р.р. Тюлькубай, Кутебай, Каменка, по горным выработкам и скважинам. В составе тюлькубайской толщи снизу вверх выделяются три подтолщи: первая (нижняя) подтолща зеленых сланцев, вторая подтолща лейкократовых сланцев, третья подтолща углеродистых сланцев.

Сланцы первой подтолщи обнажаются по правому берегу р.Байту, вскрыты скважинами и горными выработками. Наиболее полный разрез их можно наблюдать в структурной скважине 8090 [72]. В интервале 339,3-1000 м скважины преобладают эпидот-альбит-амфиболовые, кварц-альбит-амфиболовые с биотитом сланцы, среди которых встречаются

прослой кварц-биотит-альбитовых с амфиболом сланцев мощностью до 10 м и магнетит-биотитовых, реже магнетит-биотит-амфиболовых микрокварцитов мощностью до 2 м. В интервале 744-879 м среди сланцев встречаются горизонты стекловатых, иногда слабо флюидальных, лав базальтового и андезибазальтового состава мощностью от 3 до 20 м, составляющие здесь почти 50% разреза. В остальной части разреза скважины покровы лав редки, и мощность их не превышает 10 м. К низам скважины лавы более раскристаллизованны, иногда с признаками мелкоподушечного строения, афировые, базальтового состава. Та часть разреза толщи, которая расположена ниже уровня скважины 8090, изучена плохо. Подтолща зеленых сланцев, развитая вдоль восточного борта Домбаровского грабена, относится, видимо, к более глубоким частям разреза. Здесь также преобладают эпидот-альбит-амфиболовые сланцы с прослоями биотит-кварц-альбитовых сланцев, графитистых и магнетитовых микрокварцитов мощностью от 1 до 10 м (метаморфизованные металлоносные осадки). Встречающиеся часто в разрезе ортосланцы представлены в основном пластовыми телами габбродиабазов. По данным сейсмического зондирования, данный тип разреза является характерным для всей нижней подтолщи, и в наиболее прогнутой части Домбаровского блока его мощность достигает 3000 м.

В верхней части разреза первой подтолщи, судя по разрезу той же скважины 8090 (интервал 0-339,3 м), наблюдается переслаивание тонкослоистых полосчатых кварц-биотит-альбитовых, кварц-альбитовых и кварц-альбит-биотитовых сланцев с грубо- и неяснослоистыми биотит-хлорит-альбитовыми, эпидот-амфибол-альбитовыми и альбит-серицит-хлоритовыми сланцами и метаэффузивами андезитового состава. Мощность прослоев в лейкократовой части разреза колеблется от 2 мм до 5 см, в горизонтах зеленых сланцев – от 0,1 до 5 м. Горизонты метаэффузивов с реликтовыми флюидально-брекчиевидной и флюидально-полосчатой текстурами встречаются редко. Мощность их от 4 до 10 м.

Породы первой подтолщи претерпели интенсивную перекристаллизацию в условиях высоких ступеней зеленосланцевой и реже эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма.

Зеленые сланцы, независимо от того образовались они по пара- или ортопородам, характеризуются высокой плотностью ($2,87 \text{ г/см}^3$). Кварц-биотит-альбитовые сланцы имеют плотность $2,73 \text{ г/см}^3$.

По магнитной восприимчивости все сланцы разбиваются на две группы. К первой группе относится основная масса сланцев, которая в своем составе содержит мелкие пылевидные выделения магнетита и титаномагнетита. Магнитная восприимчивость пород этой группы колеблется от 750×10^{-6} до 5800×10^{-6} ед СГС. Вторая группа сланцев, бедная ферромагнетитами (с магнитной восприимчивостью $21-350 \times 10^{-6}$), включает в себя кварц-биотит-альбитовые сланцы и некоторую часть эпидот-альбит-актинолитовых сланцев, которые образовались главным образом по метавулканитам лейкобазальтового состава или утратили свою магнитность в процессе многократных метаморфических и метасоматических преобразований.

Вторая подтолща, по данным скважины 8090, горных выработок и картировочных скважин, согласно с переслаиванием перекрывает нижнюю подтолщу и состоит в основном из тонкого переслаивания кварц-биотит-альбитовых, серицит-биотит-альбитовых, биотит-кварц-серицитовых, биотит-альбит-серицитовых, реже хлорит-биотит-альбитовых, кварц-альбитовых и серицит-кварцевых сланцев. В наиболее изученных частях в ее составе выделяются три пачки: первая - амфибол-полевошпатовых, кварц-биотит-полевошпатовых и полевошпат-биотитовых сланцев; вторая – полевошпат-амфиболовых сланцев и третья – слюдисто-кварц-полевошпатовых, кварц-слюдистых и слюдисто-полевошпат-кварцевых сланцев. Во второй пачке часто встречаются горизонты слюдистых и железистых, а в третьей - графитистых микрокварцитов. Мощность второй подтолщи – 1300 м.

Породы второй подтолщи перекристаллизованы в условиях направленного давления зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Плотность сланцев меняется от $2,53$ до $2,8 \text{ г/см}^3$, составляя в среднем $2,73 \text{ г/см}^3$. На картах локальных аномалий поля развития

пород второй подтолщи выделяются отчетливыми отрицательными аномалиями силы тяжести.

По магнитной восприимчивости сланцы делятся на три группы. Первая группа (со средней магнитной восприимчивостью 24×10^{-6} ед. СГС) составляет основную часть разреза толщи. Вторая группа (со средней магнитной восприимчивостью 522×10^{-6} ед. СГС) составляет примерно 30% ее разреза. Третья группа, представленная редко встречающимися магнетитовыми микрокварцитами, характеризуется высокими значениями средней магнитной восприимчивости – 4000×10^{-6} ед. СГС.

Породы третьей подтолщи вскрыты скважинами [71], согласно залегают на породах второй подтолщи и представлены графит-биотит-кварцевыми, графит-биотит-альбитовыми, серицит-графитовыми, графит-серицитовыми сланцами. Мощность третьей подтолщи – 200-400 м.

Физические свойства сланцев верхней подтолщи характеризуются низкими значениями плотности ($2,66 \text{ г/см}^3$), магнитной восприимчивости ($35-195 \times 10^{-6}$ ед. СГС) и электрического сопротивления ($5-150 \text{ Ом} \times \text{м}$). В геофизических полях площади развития этих сланцев отличаются отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями и зонами повышенной проводимости.

Нижняя граница третьей подтолщи не установлена. Верхняя граница с базальтами киембаевской свиты – согласная, часто с переслаиванием базальтов и сланцев на контакте.

Надежные определения абсолютного возраста пород толщи отсутствуют.

В сланцах третьей подтолщи в районе месторождения Зимнее обнаружены хитинозои *Eisenackitina castor* J a n s., *Angochina collinsoni* T a u g. et J e k h., *Fungochitina pilosa* C o l l i n s o n et S c o t t, *Bursachitina ricklonensis* P a r i s эмского-живетского возраста D_{1-2} (определение Н.М. Заславской) [4].

Нижние подтолщи возможно имеют более древний возраст.

По положению в геологическом разрезе и при отсутствии других данных о возрасте нижней части разреза возраст тюлькубайской толщи принят, как и в серийной легенде, нижедевонский - эмский.

Киембаевская свита (D_{1km}) выделена А.А. Петренко по р.Киембай, притоку р.Камсак, в 1939 г. [14].

Породы свиты в пределах Восточномагнитогорской зоны имеют площадное развитие в Домбаровском блоке, занимают незначительную площадь в Кошенсайском и Джарлинско-Домбаровском блоках. В Кочкарско-Адамовской зоне породы киембаевской свиты картируются в узких тектонических блоках и тектонических покровах в зоне Домбаровского разлома.

По естественным разрезам р. Киембай и по данным структурного и разведочного бурения в Домбаровском блоке киембаевская свита расчленяется на три подсвиты. В Кошенсайском блоке выделяются две подсвиты, соответствующие средней и верхней подсвитам Домбаровского блока. В Кочкарско-Адамовской зоне нерасчлененные образования соответствуют нижней или средней подсвите.

Нижняя подсвита (D_{1km_1}) в Домбаровском блоке представлена в основном подушечными лавами долеритов с редкими горизонтами гиалокластитов, яшмокварцитов, плагиоклаз-амфиболовых парасланцев, а в верхах - подушечных лав плагиоклазовых базальтов, вариолитов.

Подушечные лавы долеритов образуют потоки, которые хорошо картируются по появлению в их верхней части гиалокластитов и мелкоподушечных лав. Мощность потоков изменяется от 2-3 м до 30 м. Размер подушек варьирует от 5 см до 1,5 м. Межподушечная связующая масса представлена гиалокластовым материалом, иногда со следами перемыва и сортировки, реже кремнистыми осадками. Цвет пород меняется от темно-серого до светло-серого.

В низах подсвиты преобладают лавы с размером подушек 0,5-1,5 м. В верхах появляется больше мелкоподушечных лав, а также горизонты базальтов, взрывных брекчий и

вулканогенно-осадочных отложений, которые завершают первый цикл киембаевского вулканизма.

Исходя из этого, верхняя граница нижней подсвиты проводится по появлению вышеперечисленных разностей (рис. 1).

Контакт с нижележащими парасланцами тюлькубайской толщи, по данным бурения, - согласный с переслаиванием, часто осложнен межпластовыми срывами и субвулканическими телами габбродиабазов.

Мощность подсвиты в бортах блока – 100-200 м, в центральной части – 500-600 м.

Средняя подсвита (D_1km_2), выделяемая в пределах месторождений как подрудная, широко развита в Домбаровском блоке. Разрезы ее изучены по рр. Киембай, Камсак, балке Нурндиновой, а также по многочисленным скважинам.

Представлена она чередованием средне-мелкоподушечных лав долеритов с разным размером подушек (от 0,1-0,2 м до 1-1,5 м в поперечнике) и количеством цементирующего материала, с капельными лавами metabазальтов, подушечными брекчиями и гиалокластитамми. Реже встречаются горизонты кремнистых и вулканогенно-осадочных пород. В верхах подсвиты появляются плагиоклазовые долериты, которые наиболее развиты в юго-восточной части блока.

Довольно часто чередование различных разностей пород приобретает ритмичный характер. Мощность ритмов колеблется от 5-8 до 20-30 м. Покровы подушечных лав в них (мощностью от 4 до 20 м) с более крупными подушками в центральных частях к краям сменяются капельными лавами, подушечными брекчиями и гиалокластитамми. Мощность горизонтов гиалокластитов колеблется от 1 до 4 м (скв. 3378).

В верхней части подсвиты мощность горизонтов гиалокластитов увеличивается до 40 м (скв. 3377, гл. 526,5).

Наличие плагиофировых базальтов и долеритов в верхах изучаемого стратона и затухание излияния лав в отдельных частях блока свидетельствуют о завершении цикла излияний афировых лав второй подсвиты (рис. 1). Мощность подсвиты меняется от 600-700 м в пределах положительных вулканических построек до 100-300 м за их пределами.

Верхняя подсвита (D_1km_3) наиболее широко развита в Джаилганском блоке, обнажаясь также, как и вторая, по рр. Киембай, Камсак, Кукбукты. Кроме того, породы ее вскрыты многочисленными скважинами в пределах поисковых участков и месторождений. Отличается она от первых двух широким развитием подушечных лав плагиофировых базальтов и долеритов, взрывных брекчий основного состава и преобладанием среди лав долеритов разностей с длиннотельной структурой и лейкократовых по составу. Кроме того, в этой подсвите в подчиненном количестве развиты подушечные брекчии, гиалокластиты, туфы, кремнистые и вулканогенно-осадочные породы.

Колчеданные руды Джаилганского рудного поля залегают в верхней части разреза верхней подсвиты или непосредственно под перекрывающими их ниже-среднедевонскими образованиями (Осеннее месторождение), или в 150-200 м ниже (Летнее месторождение).

Нижняя граница изучаемого стратиграфического подразделения проводится по появлению в разрезе покровов подушечных лав плагиоклазовых базальтов и долеритов или по туфам и взрывным брекчиям, содержащим их обломки (рис. 1).

Стратиграфический контакт с переслаиванием с вышележащей кукбуктинской толщей вскрыт скважиной 896б [73].

Мощность верхней подсвиты меняется от 150-200 м до 500-800 м. Общая мощность киембаевских образований Домбаровского блока по данным структурного бурения и сейсмического зондирования колеблется от 300-400 м до 2300 м.

Условные обозначения к рис. 1

D_2dz	Джусинская толща		
D_2an	Андреевская толща		
$D_{1-2}kt$	Кукбуктинская толща	Кукбуктинские субвулканические образования	
	Киембаевская свита	$\lambda \zeta kt$	Риодациты, дациты
P_{1km3}	Верхняя подсвита	$\nu \beta kt$	Габбродиабазы, базальты, долериты
P_{1km2}	Средняя подсвита		
P_{1km1}	Нижняя подсвита	Киембаевские субвулканические образования	
	Тюлькубайская толща	$\nu \beta km$	Габбродиабазы, габбродолериты
D_1tl3	Третья подтолща		
	Рассыпнянский комплекс		
νD_2r	Габбро		
	Базальты афировые, микропорфировые, долериты.		
$\Gamma \quad \Gamma$	Лавы неясного генетического типа		
$\Gamma \quad \circ$	подушечные лавы		
$\Gamma \quad \approx$	подушечные брекчии		
$\Gamma \quad \infty$	гиалокластиты		
	Базальты, реже андезитобазальты плагиофировые, пироксен - плагиофировые, долериты		
$L \quad L$	лавы		
$L \quad \infty \quad L$	подушечные лавы		
$\wedge \quad \wedge$	дациты, риодациты		
$\bullet \cdot L \cdot \bullet \cdot L \cdot$	туфы основного состава преимущественно мелко-средне-обломочные		
$\bullet \cdot L \cdot L \cdot$	туфы основного состава преимущественно крупно-обломочные		
$\bullet \cdot \wedge \cdot \wedge \cdot$	туфы смешанного состава		
$\bullet \cdot \wedge \cdot \wedge \cdot$	туфы дацитового состава		
$L \quad \rightarrow$	Туффиты и тефроида основного состава		
$\bullet \cdot \psi \cdot \bullet \cdot \psi \cdot$	Туфопесчаники		
$\sim \quad \sim$	Графитосодержащие кварц-хлоритовые, кварц-полевошпат-хлоритовые, серицит-хлорит-кварцевые сланцы		
$\sim \quad \sim$	Плагиоклаз-амфиболовые парасланцы		
$- \quad -$	Углистые сланцы		
$\parallel \quad \parallel$	Кремни, кремнистые туффиты		

Средняя подсвета Киембаевского блока представлена в основном афировыми базальтами, ошлакованными с неясновыраженным подушечным строением. В лавах основной части разреза подсветы наблюдается комковатое, брекчиевидное до полигонального и мелкошаровое строение. По генетическому типу они являются переходными от подушечных лав к волнистым и глыбовым лавам. Связующая масса мелкого гиалокластита присутствует в небольших количествах только в мелкоподушечных лавах.

Среди описанных лав встречаются по всей толще горизонты гиалокластитов и мелкоподушечных лав, богатых связующей массой мощностью 1-2 м. В самых верхах разреза мощность этих образований достигает 40 м.

Смена к верхам разреза монотонных излияний лав потоками гиалокластитов и горизонтами пирокластов свидетельствует о завершении цикла вулканизма, продукты которого слагают среднюю подсвету.

Так как нижняя граница изучаемого стратона осталась неперебуренной, о ее мощности можно судить только по данным сейсмического зондирования – 500-700 м.

Верхняя подсвета согласно залегает на нижней и представлена подушечными лавами плагиофировых и микроплагиофировых базальтов. Размер подушек варьирует от 0,1-1,2 м. Связующий материал присутствует в небольшом количестве. Покровы плагиофировых базальтов мощностью 90-100 м развиты в верхах подсветы. Они имеют неясноподушечное строение и состоят из вкрапленников плагиоклаза и стекловатой до тонкокристаллической основной массы. Колчеданные руды Весеннего месторождения приурочены к верхам подсветы и залегают выше или внутри горизонта базальтов. Отличительными особенностями этого подразделения являются длиннолейстовые структуры (дендритовидные, сноповидные, вариолитовые, субофитовые до пойкилоофитовых) и известковистый (мезомеланобазальтовый) состав лав. Верхняя граница подсветы не установлена. По данным структурного бурения, ее мощность не менее 400-500 м. Общая мощность киембаевской свиты Кошенсайского блока составляет 900-1200 м.

Субвулканическая фация киембаевской свиты представлена большим количеством магматических им интрузивных тел, даек и жил габбродиабазов и офитового габбро.

Под воздействием регионального метаморфизма зеленосланцевой фации породы киембаевской свиты полностью утратили свой первоначальный минеральный состав и состоят из гомоосевых псевдоморфоз цоизита, клиноцоизита, альбита и актинолита, реже эпидота по первичным плагиоклазам и пироксенам.

По составу вулканические образования свиты соответствуют нормально-щелочным базальтам – мелабазальтам (табл. 2). Плотность пород киембаевской свиты колеблется от 2,82 (лавы) до 2,97 (сланцы) г/см³; магнитная восприимчивость – 30-40·10⁻⁶ ед. СГС.

Площади развития пород киембаевской свиты характеризуются повышенными значениями силы тяжести. Магнитное поле неоднородное, в целом, положительное.

Киембаевская свита согласно залегает на тюлькубайской толще, содержащей хитинозои эмсса, и согласно перекрывается кукбуктинской толщей, фаунистически охарактеризованной конодонтами верхов эмсса - низов эйфеля. По положению в разрезе возраст киембаевской свиты принимается нижнедевонским – эмским.

Кукбуктинская толща (D₁₋₂ kt) выделена М.А. Кригером в 1971 г.[95]. Свое название получила от ручья Кукбукты, где отмечаются наиболее представительные разрезы. Картируется в пределах Домбаровского блока Восточномагнитогорской зоны. Разрезы толщи изучались по среднему течению р. Кукбукты и по р.р. Кутебай, Кумак, Киембай, Акжарка, Каменка, а также по горным выработкам и скважинам.

В низах разреза залегают тефроиды основного состава гравелитовой, псаммитовой, алевритовой и алевропелитовой размерности с прослоями кремней, кремнистых сланцев и кремнистых туффитов. Средняя, основная часть, разреза сложена туфами пироксенплагиофировых, плагиофировых и афировых metabазальтов, в меньшей степени их лавами, тефроидами и туффитами. Верхняя часть разреза представлена чередованием туфов

Таблица 2

Средний химический состав вулканических и субвулканических пород

Индекс подразделения	Породы	Кол-во анализов	Результаты химических анализов											
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
D ₁ km	базальты	4	47,45	1,32	16,99	1,71	6,50	0,13	8,15	10,78	2,67	0,31	3,81	99,82
D ₁ km	мелабазальты	4	45,46	1,37	19,96	1,89	5,10	0,14	7,22	12,60	2,32	0,29	3,86	100,21
D ₁₋₂ ad ₁	базальты	2	52,64	1,03	15,77	4,50	7,54	0,18	3,39	1,22	5,72	1,21	6,85	100,05
D ₁₋₂ ad ₂	трахиандезиба- зальты	1	55,00	0,82	14,57	3,26	8,93	0,06	4,83	3,17	4,36	1,69	2,69	99,38
D ₁₋₂ ad ₂	андезидациты	1	64,76	0,65	13,00	3,52	4,74	0,12	2,84	1,53	6,38	1,23	1,72	100,49
D ₁₋₂ ad ₃	базальты	2	46,80	0,55	15,97	4,86	6,84	0,16	10,04	8,66	2,54	0,69	2,71	99,82
D ₁₋₂ kt	мелабазальты	2	45,65	1,33	17,47	2,61	6,15	0,13	8,10	10,58	2,83	0,22	4,64	99,71
D ₂ dž	базальты	11	47,33	1,60	16,67	4,75	8,08	0,17	5,23	6,51	4,23	0,58	4,44	99,59
D ₂ al ₁	мелабазальты	3	45,73	0,85	16,12	4,23	6,92	0,20	9,74	5,26	3,54	0,29	7,77	100,65
D ₂ al ₂	риодациты	2	71,45	0,37	13,24	0,88	2,75	0,04	1,55	2,63	5,08	0,77	1,26	100,02
D ₂ al ₃	базальты	2	47,89	0,29	19,99	1,95	7,49	0,23	7,00	9,30	2,35	0,32	2,50	99,31
D ₂ al ₄	риолиты	1	77,50	0,15	11,45	0,33	1,68	0,04	0,25	1,05	5,60	0,36	1,75	100,16
D ₂ al ₄	риодациты	1	73,00	0,41	12,38	2,77	2,86	0,07	1,18	0,39	5,08	0,56	1,41	100,11
vβD ₂ al	габбродиабазы	1	48,95	2,16	16,39	2,42	7,86	0,23	6,26	3,91	4,56	0,50	6,25	99,49
pλD ₂ al	плагиориолит	1	73,70	0,19	11,97	2,85	1,92	0,05	0,51	1,05	5,54	0,42	2,52	100,72
λζ D ₂ al	риодациты	1	71,59	0,40	13,09	3,23	2,07	0,11	1,33	1,12	5,04	1,51	1,28	100,77
ζ D ₂ al	дациты	1	67,56	0,40	15,61	0,45	4,72	0,04	0,88	3,38	4,73	1,33	0,68	99,78
τα D ₂ al	трахиандезиты	1	61,58	0,68	13,86	1,19	4,66	0,12	2,01	2,09	5,55	0,98	6,77	99,49
D ₂₋₃ ur	базальты	2	49,14	2,10	14,69	3,13	9,78	0,20	5,06	6,68	3,79	0,09	4,80	99,46
D ₂₋₃ ur	андезибазальты	3	50,53	1,95	15,43	2,52	10,27	0,22	4,60	5,92	4,50	0,06	3,37	99,37
D ₃ šm	трахиандезиты	3	54,77	1,12	18,01	4,42	3,13	0,12	3,95	7,50	3,80	1,90	2,24	100,96
D ₃ šm	трахидациты	4	67,06	0,72	16,18	4,29	0,87	0,03	0,91	1,53	6,22	1,10	1,73	100,64
ταβC ₁ šm	трахиандезиба- зальты	1	57,46	1,12	18,34	2,87	2,80	0,07	2,18	4,43	5,34	3,66	2,10	100,37

Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
$\tau\beta C_1 \text{ } \check{m}$	трахибазальты	1	50,82	1,24	14,54	5,81	1,84	0,08	6,92	8,21	3,08	3,38	3,81	99,73
$\tau\zeta C_1 \text{ } \check{m}$	трахидациты	1	67,06	0,72	16,18	4,29	0,87	0,03	0,91	1,53	6,22	1,10	1,73	100,64
$\tau\lambda C_1 \text{ } \check{m}$	трахириолиты	1	72,83	0,18	13,59	0,51	1,57	0,07	0,33	0,86	5,02	4,76	0,99	100,71
C_1br	трахибазальты	1	51,26	0,67	18,74	3,50	5,46	0,24	2,44	5,68	6,42	1,74	3,63	99,78
C_1br	трахиандезиба- зальты	1	55,66	1,01	17,16	4,02	3,74	0,09	4,35	2,96	7,01	1,76	1,82	99,58

умеренно кислого, смешанного и основного состава с горизонтами риодацитов экстрезивно-лавовой фации, тефроидов и кластолав основного состава.

Породы кукбуктинской толщи подвергнуты региональному метаморфизму эпидот-актинолитовой субфации зеленосланцевой фации.

В западной части Домбаровского блока, между Малоакжарским и Мазарским массивами, разрез кукбуктинской толщи представлен примерно равным количеством лав, туфов и тефроидов основного состава. Их отличительной особенностью является интенсивная перекристаллизация до плагиоклаз-эпидот-амфиболовых, плагиоклаз-амфиболовых и амфибол-кварц-полевошпатовых сланцев и роговиков, иногда обогащенных магнетитом.

Субвулканическая фация представлена силлами, дайками и мелкими штоками базальтов, долеритов, габбродиабазов, риодацитов, риолитов. Общая мощность кукбуктинской толщи – 2,5 км.

По данным химического анализа эффузивные образования кукбуктинской толщи соответствуют нормально-щелочным меланобазальтам натриевой серии (табл.2). Плотность пород изменяется от 2,65 до 2,81 г/см³; магнитная восприимчивость – 50-80·10⁻⁶ ед. СГС.

Кукбуктинская толща согласно залегает на киембаевской свите и согласно же перекрывается андреевской толщей (236А, [72]). Является вмещающей для Аул-Кумакского, Исимбайского и др. колчеданных медно-цинковых проявлений.

В кремнистом горизонте нижней части разреза толщи (в верховьях ручья Кукбукты) установлены находки конодонтов *Polygnathus cf. costatus patulus* K l a p p e r, *P. cf. linguiformis bultyncki* W e d d i g e, *P. ex gr. costatus* K l a p p e r. Они позволяют считать возраст кукбуктинской толщи ранне-среднедевонским - поздний эмсс – ранний эйфель; (определение В.Н. Барышева, О.В. Артюшковой [24]).

Айдырлинская толща (D_{1-2 ad}). Впервые в ранге самостоятельного подразделения упоминается в отчете М.Д. Тесаловского (1967). Распространена в пределах Еленовско-Кумакского блока Кочкарско-Адамовской зоны. Картируется в основном по скважинам. Естественные обнажения наблюдаются по Волчьей балке. В составе айдырлинской толщи отмечаются три подтолщи. Первая представлена [65] плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми базальтами часто с подушечной текстурой и их туфами. Мощность первой подтолщи - более 1000 м. Образования второй подтолщи наблюдаются по скважинам, где они представлены лавами трахибазальтов, трахиандезитов, андезитов, дацитов, их туфами, вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами. Образования третьей подтолщи плащеобразно заполняют неровности рельефа второй. Характер разреза наиболее полно изучен поисковыми скважинами [86]. Здесь отмечаются плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые базальты, андезибазальты с маломощными прослоями андезидацитов, их туфы, вулканомиктовые алевролиты, песчаники, гравелиты. Для пород третьей подтолщи характерна фациальная изменчивость. К северу преобладают лавы, к югу увеличивается роль вулканогенно-осадочных пород. Мощность второй подтолщи – 600 м; третьей – 700 м. Общая мощность айдырлинской толщи – 2300 м. По данным гравиразведки, в южной части блока мощность толщи достигает 6000 м, но возможно, что это суммарная мощность базальтоидов айдырлинской и энбекшинской толщ. По данным силикатного анализа, породы первой толщи соответствуют нормально-щелочным базальтам натриевой серии; среди эффузивных образований второй присутствуют субщелочные андезибазальты, дациты; третью подтолщу слагают нормально-щелочные базальты. Образования субвулканической фации представлены дацитами, андезидацитами (табл. 2). Плотность пород – 2,65-2,72 г/см³; магнитная восприимчивость – 10-30 ·10⁻⁶ ед. СГС.

Породы айдырлинской толщи подвергнуты региональному метаморфизму зеленосланцевой фации. С ними связано серноколчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Нижняя граница айдырлинской толщи не установлена (возможно залегает со стратиграфическим и угловым несогласием на породах маячной свиты или энбекшинской толщи.

Толща прорывается интрузиями джабыгасайского комплекса (D₂₋₃).

Ископаемые - органические остатки не обнаружены.

На основании сопоставления пород толщи с разрезом по р. Айдырля, содержащим в нижней части разреза *Favositis regularissimus* Y a n e t, *F. gregalies* P o r f. var *minor* Y a n e t (карпинский горизонт девона) [49], и не имея других данных, возраст толщи принимается как и в серийной легенде – нижний девон (эмсс) – средний девон (эйфель).

Андреевская толща (D₂ an). Впервые выделена П.В. Лядским в 1987 г. и развита в северной части Домбаровского блока. Ранее Я.Я. Вецлером эти отложения относились к протерозойским [5], а В.Л. Черкасовым (1965 г. [120]) - к нижнекаменноугольным. Толща представлена углисто-глинистыми, углисто-серицит-кварцевыми сланцами, филлитами, метапесчаниками. В пределах описываемой территории отмечалась в скважине 236А (р.Кумак, [72]), где наблюдается тонкое переслаивание углисто-глинистых, углисто-серицит-кварцевых, углисто-кварц-серицитовых сланцев, полевошпатовых песчаников, кремнистых сланцев, тефроидов, с редкими прослоями конгломератов. Мощность андреевской толщи – 700 м.

Породы толщи претерпели региональный метаморфизм фации зеленых сланцев с полным или частичным замещением пород агрегатом вторичных минералов.

Магнитное поле на площадях развития толщи спокойное или слабодифференцированное, в целом - пониженное. Гравиметровое поле на картах локальных аномалий имеет спокойный характер, меридионально вытянутые изолинии обладают интенсивностью от 0 до 2 мГл. Плотность сланцев андреевской толщи составляет 2,67-2,72 г/см³; магнитная восприимчивость – от 8 до 58·10⁻⁶ ед. СГС.

Андреевская толща согласно залегает на кукбуктинской толще (скв. 236А [72]) и согласно перекрывается джусинской толщей (скв. 242а [72], рис. 1). Севернее описываемой площади, в долине р. Джаман-Акжар (скв. 1250), отмечается стратиграфический с переслаиванием контакт андреевской и джусинской толщ [74].

Среднедевонский (эйфельский) возраст толщи устанавливается по положению в разрезе. В низах подстилающей кукбуктинской толщи установлены конодонты верхов эмсс-низов эйфеля, в перекрывающей александринской толще – конодонты эйфеля.

Джусинская толща (D₂ dž) впервые выделена из первой толщи теренсайского комплекса П.В. Лядским в 1995 г. по р. Джуса (от ст. Теренсай до пос. Андреевка). Картируется в пределах Восточномагнитогорской зоны в районе п. Домбаровский, по р.р. Камсак, Кумак и по скважинам. Представлена афировыми, значительно реже порфиоровыми метабазами с редкими маломощными прослоями туфов, туффитов, кремнистых сланцев. В нижней части толщи преобладают лавы базальтов с частыми горизонтами кремнистых туффитов зеленовато-серого, вишнево-красного цвета [72]. К верхней части увеличивается количество подушечных лав метабазальтов с редкими прослоями туфов, в самом верху толщи появляются лавы андезитобазальтов.

В Камсакском блоке в верхах толщи отмечается значительное количество туфов основного состава. В западной части Домбаровского блока, восточнее Малоакжарского массива, в низах толщи наблюдаются прослои лав, туфов, дайки дацитового состава. С этой частью толщи связаны колчеданные медно-цинковые проявления Южно-Акжарской группы.

Субвулканическая фация толщи представлена метагаббродиабазами, долеритами, дацитами. Общая мощность толщи – 500-1300 м. Возраст ее определяется по находкам конодонтов *Polygnathus serotinus* T e l f o r d, *P. linguiformis bultyncki* W e d d i g e, *P. ex gr. costatus* K l a r p e r g как эйфельский (определения В.Н. Барышева, О.В. Артюшковой) [14].

По данным силикатного анализа, базальты джусинской толщи относятся к нормальному субщелочному ряду с натриевым типом щелочности (табл. 1). Плотность пород в среднем – 2,72 г/см³; магнитная восприимчивость – 50-70·10⁻⁶ ед. СГС.

Джусинская толща согласно перекрывает андреевскую, в свою очередь согласно перекрывается отложениями александринской толщи.

Породы джусинской толщи претерпели метаморфические и метасоматические преобразования вплоть до образования зеленых сланцев.

Александринская толща (D₂ al). Впервые выделена в 1963 г. Ю.С. Емельяновым [2]. Картируется в пределах Ащebutакского, Джусинского, Домбаровского и Кошенсайского блоков Восточномагнитогорской зоны и представлена метабазами и их туфами, андези-базами, андезитами, дацитами, риолитами, их туфами, туффитами, кремнистыми, углесто-кремнистыми сланцами, яшмами. Наиболее полные разрезы толщи наблюдаются у п.п. Ащebutак, Тюле, Бустандык, по р.р.Орь, Кумак, по ручьям Тюлькубай, Кукбукты, Курмансай, Малдыгулсай. В составе толщи выделяются четыре подтолщи.

Отложения первой (D₂ al₁) наблюдаются в естественных выходах по р.Кумак [72] и представлены лавами порфировых и афировых базальтов и андезибазальтов, их туфами, прослоями кремней, тефроидов. Содержат большое количество даек габбродиабазов, андезидацитов, дацитов. В верхней части первой подтолщи отмечаются горизонты туфов и тефроидов кислого состава. Аналогичный разрез первой подтолщи наблюдается и в пределах Ащebutакского блока. Общая мощность первой подтолщи – 950 м.

Вторая подтолща (D₂ al₂) наблюдается в пределах Джусинского и Ащebutакского блоков и представлена экструзиями, лавами, туфами риолитов, дацитов, андезидацитов с прослоями базальтов, андезибазальтов, кремнистых сланцев, туффитов [72]. Мощность второй подтолщи - 200-600 м.

Третья подтолща (D₂ al₃) представлена метабазами с редкими маломощными прослоями туффитов, кремнистых сланцев, тефроидов. Наиболее широко распространена в пределах Ащebutакской и Джусинской подзон, разрезы подтолщи отмечаются по р.Кумак, р.Тастыбутак и по скважинам. Наиболее полный разрез подтолщи вскрыт скважиной 5216 [72], в которой наблюдаются лавы микропорфировых, афировых мелкоподушечных метабазальтов с редкими прослоями туфов, туфопелитов, кремнистых сланцев. Указанные породы вмещают большое количество даек габбродиабазов, субвулканических тел дацитов. В Ащebutакском блоке в составе третьей подтолщи в значительном количестве присутствуют андезибазальты. Мощность третьей подтолщи – 200-800 м.

Четвертая подтолща (D₂ al₄) наблюдается в пределах Джусинского и Ащebutакского блоков и представлена туфами, лавами риолитов, риодацитов, туффитами, кремнистыми сланцами. Наиболее полный разрез подтолщи в Джусинском блоке описан по скв. 5216 [72], где отмечаются туфы риолитов, дацитов, андезидацитов, туфы смешанного состава. Мощность четвертой подтолщи – 100-400 м.

Нерасчлененные отложения александринской толщи картируются также в пределах Домбаровского и Кошенсайского блоков, где они представлены лавами андезибазальтов, их туфами, туффитами.

По данным силикатного анализа, вулканогенные образования александринской толщи относятся к нормально-щелочным породам с натриевым типом щелочности (табл. 1). Плотность пород колеблется от 2,8 (базальты) до 2,6 (риолиты) г/см³; магнитная восприимчивость – от 80-460·10⁻⁶ ед. СГС до 20·10⁻⁶ ед. СГС соответственно.

Образования субвулканической фации – самые разнообразные, представлены силлами, дайками, мелкими штоками риолитов, риодацитов, плагиориолитов, дацитов, трахидацитов, трахириодацитов, трахириолитов, габбродиабазов.

Александринская толща согласно перекрывает джусинскую и согласно же перекрывается урлядинскими образованиями. Общая мощность толщи – 2700-2800 м. Толща является вмещающей для колчеданных месторождений - Западно-Ащebutакское и Барсучий Лог.

В Ащebutакском блоке в нижней части разреза третьей подтолщи и в Джусинском блоке в четвертой подтолще найдены конодонты *Polygnathus cf. eiflii* В i s c h o f f e t Z i e g l e r, *P. linguiformis linguiformis* H i n d e, *P. linguiformis linguiformis* H i n d e *morphotype gamma* В u l t y n c k, *P. cf. linguiformis pinguis* W e d d i g e, *P. aff. robusticostatus* В i s c h. e t Z i e g l e r, *P. cf. trigonicus* В i s c h. (определение О.В. Артюшковой [24, 68]). Указанные ископаемые микрофоссилии позволяют считать возраст александринской толщи эйфельским и сопоставлять ее с карамалыташской свитой и ярлыкаповской толщей западного борта Магнитогорского прогиба.

Урлядинская толща (D₂₋₃ ur) впервые была выделена Ю.С. Емельяновым в 1963 г. [2] в Верхнеуральском районе. Картируется в пределах Восточномагнитогорской зоны в Ащебутакском, Джусинском блоках, а также на юге Домбаровского и Джарлинско-Домбаровского блоков. Наиболее полно толща изучена по скважинам [72]. Здесь она представлена лавами андезитового, андезидацитового, дацитового, реже базальтового состава, туфами кислого, смешанного состава, кремнистыми туффитами сургучно-красного цвета, тефроидами. По р.Кумак отмечаются серые рифогенные известняки с живетской фауной. В разрезе по р.Кумак в Ащебутакском блоке отмечаются лавы андезибазальтов, андезитов, андезидацитов, реже риолитов, их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты. В туфоконгломератах отмечается галька гранитоидов рассыпнянского комплекса. На юге Домбаровского и Джарлинско-Домбаровского блоков отложения урлядинской толщи существенно не меняются и представлены туфами, тефроидами, реже лавами андезитового, дацитового состава, песчаниками, алевролитами, линзами известняков.

По данным силикатного анализа, среди лав преобладают нормально-щелочные разновидности с натриевым типом щелочности (табл. 2). Плотность пород, в среднем, - 2,7 г/см³; магнитная восприимчивость – от 20·10⁻⁶ (сланцы, туфы) до 300·10⁻⁶ (базальты) ед. СГС.

Таким образом, в строении урлядинской толщи преобладают туфы, лавы развиты мало, и, в основном, в нижней части толщи. Характерной особенностью толщи является наличие биогермов с обильной фауной брахиопод, кораллов, строматопор, гониатитов, тентанулитов: *Stringocephalus burtini* D e f r., *Uncinulus subcordiformis* (S c h n u r.), *Spinatrypa bifidaeformis* (T s c h e r n.), *Uncites gryphus* (S c h l o t h.), *Stachyodes verticillata* (M' C o y), *S. singularis* Y a v o r., *Pachythea irregulare* Y a n e t., *Thamnopora nicholsoni* (F r e s h.), *Caliaporra battersbyi* (M.-E d w. et H a i m e), *Stringophyllum isactis* (F r e s h.), *Thamnophyllum monozonatum* (S o s h k.), *Tornoceras simplex* (B u c h), *Viriatella* aff. *petrovi* G. L j a s c h. [106,108]. Указанные находки определяют возраст урлядинской толщи как живетско-франский (высотинский, бродовский, нижняя часть губинского горизонтов). В алевролитах отмечалась ископаемая макрофлора *Lepidodendropsis theodori* (Z a l.) J o n g m., характерная для улутауской свиты [104, 108].

Урлядинская толща согласно залегает на породах александринской и, в свою очередь, перекрывается со стратиграфическим несогласием породами шумилинской толщи. Следовательно, возраст урлядинской толщи – D₂₋₃.

Общая мощность толщи – 1000 м. Субвулканическая фация урлядинской толщи представлены риодацитами, андезидацитами, габбродиабазами.

Шумилинская свита (D₃-C₁ шт) в современном объеме выделена в серийной легенде и наблюдается в пределах Ащебутакского, Джусинского, Джусинско-Акжарского блоков Восточномагнитогорской зоны и представлена трахиандезитами, трахидацитами, их туфами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, известняками. Наиболее полный разрез свиты наблюдается в пределах Ащебутакского блока по скв. 2377, 2342, где в нижней части свиты отмечается базальный горизонт мощностью 6-7 м, залегающий на породах урлядинской толщи [104]. В пределах горизонта крупногалечные конгломераты переслаиваются с туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами. Выше залегают лавы трахиандезитов, трахиандезидацинтов, андезитов, их туфы. В верхней части свиты отмечаются туффиты, туфопесчаники. В пределах Джусинского и Джусинско-Акжарского блоков в составе шумилинской свиты развиты риолиты, риодациты, реже базальты, их туфы с линзами известняков. Породы шумилинской свиты относятся к субщелочному ряду (табл. 2). Плотность их, в среднем, - 2,65 г/см³; магнитная восприимчивость – от 100·10⁻⁶ до 1000·10⁻⁶ ед. СГС.

Общая мощность свиты достигает 600 м. Породы шумилинской свиты с размывом залегают на породах урлядинской толщи (скв. 2377) [104] и с несогласием перекрываются отложениями брединской свиты (скв. 2342) [104]. В известняках шумилинской свиты определены фораминиферы раннего турне *Bisphaera elegans* V i s s. (определение Л.И. Эсминцевой) [104]. В алевролитах установлены споры фамена *Archaeozonotriteles angularis*

(K e d o) (определение Е.В. Чибриковой) [76]. Учитывая указанные находки ископаемой микрофауны и пыльцы, а также положение в геологическом разрезе района, возраст шумилинской свиты следует считать D_3-C_1 (поздний фамен-ранний турне). Субвулканическая фацция шумилинской свиты представлена дайками и силлами трахибазальтов, трахиандезитбазальтов, трахириолитов, трахидацитов. Наиболее крупным из субвулканических тел является шток (2x3 км), картируемый вблизи устья р. Киимбай и сложенный трахириолитами, трахидацитами, трахириодацитами. Данное тело содержит останцы лав и туфов шумилинской свиты. Кроме того, оно прорывает габброиды Северо-Джаилганского массива ($v_1D_2 r$), а само прорывается диоритами, кварцевыми монцонитами, относимыми к куйбасовскому комплексу (C_1k).

Каменноугольная система

Каменноугольная система представлена домбаровской, кугутыкской, брединской свитами, карбонатно-терригенной, биргильдинской толщами, кизильской свитой.

Домбаровская свита ($C_1 dm$) впервые выделена и описана А.А. Петренко в 1941 г. [21] и картируется в пределах Джарлинско-Домбаровского блока Восточномагнитогорской зоны, где она представлена песчаниками, сланцами, известняками, углями. Наиболее полный разрез свиты изучен по скважинам и горным выработкам. В нижней части свиты наблюдаются конгломераты, песчаники с подчиненными прослоями алевролитов, глинистых, углисто-глинистых сланцев. Выше по разрезу отложения становятся более тонкозернистыми, наиболее характерными являются песчаники, алевролиты, углисто-глинистые, глинистые сланцы с пластами каменного угля и линзами известняков. Общая мощность свиты – 1000 м. Для пород свиты характерны низкие значения плотности, магнитной восприимчивости [73] – $2,6 \text{ г/см}^3$ и $6 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС соответственно.

Домбаровская свита с размывом залегает на поверхности отложений урлядинской толщи и согласно перекрывается кугутыкской свитой. Вмещает Домбаровское месторождение каменных углей.

Возраст домбаровской свиты следует считать раннетурнейским, т.к. она перекрывается породами кугутыкской свиты с фауной верхнего турне.

Кугутыкская свита ($C_1 kg$) выделена Е.А. Перепечиной из состава домбаровской в 1939 г. [21]. Распространена в пределах Джарлинско-Домбаровского блока Восточномагнитогорской подзоны и представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, сланцами. Наиболее полный разрез свиты наблюдается по скважинам [80], где установлен нормальный постепенный переход к нижележащей домбаровской свите. Здесь отмечается переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов с преобладанием песчаников. В незначительном количестве в разрезе присутствуют углистые сланцы и известняки. В верхней части кугутыкской свиты отмечаются аргиллиты, глинистые сланцы; в самой верхней части появляются известковистые аргиллиты и известковисто-глинистые сланцы. Общая мощность кугутыкской свиты – 500 м. В геофизических полях площади развития свиты выделяются отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями и зонами повышенной электропроводимости. Плотность образований кугутыкской свиты – $2,6 \text{ г/см}^3$ (в среднем); магнитная восприимчивость – $5-6 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Кугутыкская свита согласно залегает на отложениях домбаровской свиты, с вышележащей кизильской свитой имеется стратиграфический перерыв. В отложениях кугутыкской свиты установлены находки брахиопод *Pustula pyxidiformis* (К о п и с к) верхнего турне. Учитывая эти ископаемые находки и положение в геологическом разрезе района, возраст кугутыкской свиты следует считать позднеурнейским.

Брединская свита ($C_1 bd$) выделена в 1946 г. А.А. Петренко [21] и названа по п.Бреды в Челябинской области. Картируется повсеместно и отмечается в пределах всех выделяемых зон – Западномагнитогорской, Восточномагнитогорской и Кочкарско-Адамовской. Пред-

ставлена конгломератами, песчаниками, глинистыми, углисто-глинистыми сланцами, реже известняками.

В Кочкарско-Адамовской зоне отложения брединской свиты развиты в пределах Ушкотинской грабен-синклинали в виде узкой субмеридиональной полосы. Наиболее полно изучены в горных выработках. Здесь они представлены переслаивающимися конгломератами и серицит-хлоритовыми сланцами. Выше по разрезу в составе свиты отмечаются песчаники, алевролиты, углисто-глинистые, известково-глинистые сланцы, линзы известняков.

В Джусинско-Акжарском блоке породы брединской свиты картируются в виде узкой полосы вдоль Западно-Акжарского разлома и наиболее полно характеризуются по скважинам. В составе свиты выделяется две подсвиты. Нижняя ($C_1 bd_1$) сложена глинистыми, углисто-глинистыми, углистыми сланцами с прослоями углей, алевролитов, песчаников, конгломератов, линзами известняков. Верхняя подсвита ($C_1 bd_2$) сложена преимущественно известняками с прослоями глинистых сланцев (скв. 252) [120].

В пределах Западномагнитогорской зоны отложения брединской свиты вскрыты в картировочных скважинах под отложениями юры [104]. Здесь в составе свиты также выделяется две подсвиты. Нижняя представлена конгломератами, песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами, туффитами с прослоями углей, верхняя - известняками. Плотность пород – $2,55-2,62 \text{ г/см}^3$; магнитная восприимчивость - $1 \cdot 10^{-6}-6 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Общая мощность отложений брединской свиты изменяется от 800 м в Западномагнитогорской зоне до 600 м в Кочкарско-Адамовской. В пределах Западномагнитогорской зоны породы брединской свиты несогласно с размывом залегают на вулканогенных образованиях шумилинской свиты [46, 104].

В Джусинско-Акжарском блоке на верхней подсвите согласно залегают карбонатно-терригенная толща. Граница ее с нижней подтолщей брединской свиты – условная, проводится по появлению в разрезе значительного количества известняков.

Возможно, что карбонатно-терригенная толща фациально замещает верхнюю подсвиту брединской свиты, либо верхняя подсвита здесь выпадает из разреза.

В Западномагнитогорской зоне отложения брединской свиты согласно перекрываются известняками кизильской свиты. В породах брединской свиты, в ее нижней подсвите, установлены *Syringopora ramulosa* G o l d., *S. reticulata* G o l d., *Chernyschinella glomiformis* (L i p.) (определение И.И. Горского [106]).

В верхней подсвите брединской свиты определены *Syringopora ramulosa* G o l d., *S. capillacea* (L u d w.), *Spirifer? tornacensis* K o n i n c k, *Pustula pyxidiformis* (K o n i n c k), *Tournayella discoidea* D a i n, *Parathurammia tuberculata* L i p. (определения Н.И. Орловой, Д.Д. Дегтярева, О.В. Богоявленской, Ф.Е. Янет, Р.Н. Бенедиктовой, А.Н. Ходалевича, Л.М. Донковой, В.Н. Востоковой, А.А. Плюсниной, И.М. Гарань) [106]. Данные палеонтологические находки и положение в геологическом разрезе района определяют возраст брединской свиты как позднеурнейский – ранневизейский.

Березовская свита ($C_1 bs$) выделена Л.С. Либровичем в 1932 г. [21] у пос. Березовский на Урале и картируется в пределах Джусинско-Акжарского блока Восточномагнитогорской зоны. Представлена вулканогенно-терригенными отложениями. Делится на три подсвиты. Преимущественным развитием пользуется первая (нижняя), её наиболее полный разрез наблюдается по скважинам [73]. Здесь она представлена углистыми сланцами, песчаниками, конгломератами с прослоями лав кислого и основного состава, линзами известняков, с преобладанием терригенной составляющей. В составе второй подсвиты доминирующую роль играют афировые и плагиофировые базальты. В подчиненном количестве встречаются туфы основного и смешанного состава и тефроиды, лавы кислого состава, линзы известняков. Наиболее полный разрез второй подсвиты и ее контакт с первой вскрыты скважинами [73]. На тефроидах основного состава второй подсвиты залегают туфы, тефроиды смешанного и кислого состава с прослоями лав кислого, среднего и субщелочного состава третьей подсвиты. В низах подсвиты наблюдаются горизонты углистых сланцев, известняков. Плотность пород – от 2,75 (базальты) до 2,60 (риолиты) г/см^3 ; магнитная восприимчивость - $80 \cdot 10^{-6} - 30 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС соответственно. Общая мощность березовской свиты - 1000 м [73]. Контакт

ты с карбонатно-терригенной толщей, брединской и шумилинской свитой – тектонические. Возраст устанавливается по находкам фораминифер *Parathuramina tuberculata* L i p., *Sep-taglomospiranella* (*Neoseptaglomospiranella*) *karakubensis* B r a z h n. et V d o v., *Endothyra* ex gr. *antiqua* R a u s., *Brunsia irregularis* (M o e l l.), *Tournayella* cf. *discoidea* D a i n., *T. moelleri* M a l., *Spinoendothyra costifera* (L i p.), *Latiendothyra latispiralis* L i p., кораллов *Syringopora reticulata* G o l d. (определение М.В. Постоляко, Н.Я. Спасского) [73]. Указанные палеонтологические находки позволяют возраст березовской свиты считать позднеурнейско-ранневизейским.

Карбонатно-терригенная толща (C_{1ct}) в описываемом объеме принята в Южно-Уральской серийной легенде и отмечается только в пределах Восточномагнитогорской зоны в Джусинско-Акжарском блоке. Наиболее полные разрезы толщи отмечаются по скважинам [73, 180]. Нижняя часть разреза - преимущественно терригенная - представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, глинистых и углисто-глинистых сланцев с линзами обломочных и органогенно-обломочных известняков. К верхней части разреза доля карбонатных пород увеличивается; песчаники и углистые сланцы образуют редкие маломощные прослои. Общая мощность толщи достигает 400 м. Плотность терригенных пород – 2,6 г/см³, известняков – 2,55 г/см³; магнитная восприимчивость - < 10·10⁻⁶ ед. СГС. Контакты карбонатно-терригенной толщи с березовской свитой – тектонические, с вышележащей кизильской, по данным бурения, - согласные.

Карбонатно-терригенная толща согласно залегает на брединской свите, возможно фациально замещает ее верхнюю карбонатную подсвиту.

Органических остатков в толще не обнаружено. Возраст толщи определяется по положению в разрезе как визейский.

Кизильская свита (C_{1kl}) выделена по р. Большой Кизил Л.С. Либровичем в 1932 г. [21], в современном объеме утверждена в серийной легенде в 1999 г. Картируется в пределах Джусинско-Акжарского и Джарлинско-Домбаровского блоков Восточномагнитогорской зоны, а также в Западномагнитогорской зоне. Наиболее представительные разрезы кизильской свиты в Восточномагнитогорской зоне представлены известняками (Джусинско-Акжарский блок), мраморизованными известняками, мраморами, доломитами (Джарлинско-Домбаровский блок) [72]. В резко подчиненном количестве наблюдаются маломощные прослои песчаников, алевролитов. В Джарлинско-Домбаровском блоке известняки со стратиграфическим перерывом ложатся на отложения кугутыкской свиты, в Джусинско-Акжарском блоке - согласно на терригенно-карбонатную толщу.

В Западномагнитогорской зоне отложения кизильской свиты на поверхности не обнажаются, изучались по скважинам в процессе поисковых работ. Наиболее полный разрез наблюдается по скв. 248 [46]. Здесь известняки с резкоподчиненными прослоями глинисто-кремнистых сланцев согласно залегают на отложениях верхней подсвиты брединской свиты. Плотность известняков кизильской свиты – 2,58 г/см³; магнитная восприимчивость - 1·10⁻⁶ ед. СГС.

Общая мощность кизильской свиты – 500 м. В известняках отмечаются фораминиферы *Endothyra priska* (R a u s. et R e i t l.), *Eostaffella* cf. *mosquensis* V i s s a r, *Archaediscus* cf. *krestovnikovi* R a u s., *A.* cf. *moelleri* var. *gigas* R a u s. В известняках кизильской свиты, картируемых в Восточномагнитогорской зоне, отмечаются фораминиферы *Endothyra bowmani* P h i l l., *Globoendothyra globulus* (E i c h w.), *Endothyranopsis crassa* (B r a d y), *Dainella tumasensis* (V i s s.), *Archaediscus* cf. *moelleri* R a u s., *A. krestovnikovi* R a u s., *A. Karreri* B r a d y, *Eostaffella* ex gr. *ikensis* V i s s., кораллы *Dibunophyllum turbinatum* M'C o y, *D. vaughani* S a l e e, *Aulophyllum fungites* (F l e m.), *Gangamophyllum boreale* G o r., брахиоподы *Striatifera striata* (F i s c h.), *Palaeosmilia stutchburyi* E. et H., *P. murchisoni* E. et H., *P. multiplex* K e y s. (определения Е.П. Медведевой, М.В. Постоляко, Н.Я. Спасского, Д.Д. Дехтярева, И.И. Горского) [106]. Все перечисленные палеонтологические находки свидетельствуют о поздневизейском – серпуховском возрасте кизильской свиты.

Биргильдинская толща (C_{1br}) в современном объеме выделена в Южно-Уральской серийной легенде. Имеет ограниченное площадное распространение и картируется в пределах Еленовско-Кумакского блока Кочкарско-Адамовской зоны. Наиболее полно изучена поисковыми скважинами. По скважинам в составе толщи выделяется две подтолщи [87]. Нижняя подтолща наиболее полно изучена по скважинам. В составе первой преобладают гравелиты, песчаники, алевролиты с прослоями лав трахибазальтов, трахиандезитов (табл. 2), их туфов. Плотность пород, в среднем – 2,65 г/см³; магнитная восприимчивость – от 10·10⁻⁶ до 30·10⁻⁶ ед. СГС. Мощность нижней подтолщи – 450 м. Верхняя подтолща представлена преимущественно мраморизованными известняками с прослоями песчаников, алевролитов, углисто-глинистых сланцев. В нижней части верхней подтолщи доля терригенных пород несколько выше, в верхней части разреза отмечается преобладание известняков. Разрез верхней подтолщи изучался по скважинам [87]. Мощность верхней подтолщи – 400 м. Биргильдинская толща с несогласием ложится на отложения айдырлинской толщи. В известняках нижней подтолщи биргильдинской толщи определены *Endothyra ex gr. prisca* R a u s. et R e i t l., *Calcifolium okense* S c h w e t z. et B i r. (определение М.В. Постоялко) [107]. В известняках верхней подтолщи отмечаются *Archaediscus ex gr. moelleri* R a u s., *Endothyranopsis crassa* (B r a d y), *Striatifera striata* (F i s c h.) (определения Н.М. Малаховой, Л.М. Донаковой) [80]. Указанные палеонтологические находки определяют возраст биргильдинской толщи как поздневизейский – серпуховский.

Мезозойская эратема

Представлена всеми системами в очень незначительном объеме. Образования триасовой и юрской систем картируются только в Восточно-Орской подзоне Орской зоны, меловой системы - в Восточно-Уральской зоне.

Триасовая система

На территории листа установлена в объеме кызылкаинской свиты.

Кызылкаинская свита (Т₃ *kk*) выделена в пределах Орской депрессии и имеет ограниченное распространение. Образования свиты в естественных обнажениях не встречены, изучены по керну скважин. Это зеленовато-серые и темно-серые аргиллиты и аргиллитоподобные глины с прослоями углистых глин, песчаники, кварцевые пески с линзами конгломератов. Мощность достигает 55 м. Кызылкаинская свита залегает с угловым несогласием на коре выветривания и перекрывается с размывом среднеюрскими образованиями. Палеонтологические доказательства принадлежности характеризуемых образований кызылкаинской свите отсутствуют, но разрез имеет литологическое сходство со стратотипическим разрезом кызылкаинской свиты, возраст которой определен по комплексу флоры и миоспор норийского и рэтского ярусов.

Юрская система

Отложения юрского возраста известны только на крайнем западе листа М-40-ХІІ, в Орской депрессии, и представлены континентальными образованиями среднего отдела.

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

Орская и романкульская свиты нерасчлененные (**J_{2or-rm}**) представлены алевролитами и слюдястыми глинами зеленовато-серого и темно-серого цвета с прослоями углистых глин, линзовидными стяжениями сидеритов, песчаниками, песками и галечниками, пластами бурых углей. В темно-серых глинах отмечены маломощные прослои лигнитов. Мощность

достигает 165 м [68]. Разрез отложений юры изучен по керну скважин. Фациальный состав орской и романкульской свит изменчив и доминирующую седиментацию выделить сложно. Залегают среднеюрские образования с размывом на кызылкаинской свите и коре выветривания, перекрываются отложениями неогена и казацкой свиты. Образования средней юры весьма детально исследованы З.А. Малютиной [76] на соседней территории, в пределах Орской депрессии (Восточно-Уральское бурогольное месторождение). Возраст дан по аналогии с этими образованиями, в них определен среднеюрский комплекс растений.

Меловая система

Отложения мелового возраста известны только в одном пункте на юго-западе площади. Приурочены к Меловой просадке, представляющей вершинную часть малой вулканической постройки – щитового вулкана.

Нижний отдел

Альбский ярус

Нерасчлененные образования (K₁) озерно-аллювиального генезиса, состоящие из аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов, залегают несогласно на размывтой поверхности средне-верхнедевонских отложений. Нижняя часть разреза сложена голубовато-зелеными алевролитами, переслаивающимися с подчиненными песчаниками и аргиллитами. Этот слой сменяется переслаиванием аргиллитов темно-серого до черного цвета, серых алевролитов мелкозернистых полимиктовых песчаников с линзами зеленовато-серых песков мощностью 0,1-0,2 м и конгломератов. В основании этой пачки пород мощностью до 50 м карстовая брекчия с угловатыми обломками базальтовых мелкозернистых лав. Завершают разрез светло-серые аргиллиты с прослоями зеленых разнозернистых песков полимиктового состава.

Область сноса обломочного материала, вероятно, находилась западнее просадки, т.к. смена крупнообломочных разностей тонкообломочными происходит с запада на восток.

Общая мощность нижнемеловых отложений составляет 90 м.

В алевролитах и глинах средней части разреза выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца (61,5-81,0%) над спорами (19-36,5%). Среди пыльцы наибольший процент занимает семейство *Pinaceae* (до 66%), *Pinus subeocinua* (N a u m.) B o l c h., *P. cegualis* (N a u m.) B o l c h., *P. trivialis* (N a u m.) B o l c h., *P. concessa* (N a u m.) B o l c h., *Cedrus libaniformis* B o l c h., *Cedrus parvisaccata* «*Sauen*». Среди папоротников наибольшим распространением пользуются споры сем. *Gleichenioides* (3,5-19,5%). Постоянно присутствуют споры семейства *Schizaceae* – *Schizaea nulanensis* (S e l l i n g) B o l c h. По заключению И.К. Петряковой, приведенный комплекс спор и пыльцы сходен с комплексом, описанным В.И. Алексеевой в отложениях альбского яруса восточной части Прикаспийской впадины. Это сходство позволяет выделенный спектр отнести к альбу [52].

Мезозой нерасчлененный

Нерасчлененный мезозой (MZ) распространен повсеместно и представлен корой выветривания площадного и линейного трещинного типов. Первая наблюдается на всех более древних породах, за исключением районов интенсивного проявления неотектонических процессов, приречного мелкосопочника и в долинах рек. Средняя мощность площадной коры выветривания равна 15-30 м, на интенсивно эродированных площадях современных поднятий – 5-7 м. Кора выветривания трещинно-линейного типа в «чистом» виде наблюдается редко и связана постепенным переходом с площадной. Четко выраженная кора этого типа отмечается в зонах регионального разломов, в тектонически ослабленных зонах и в зонах мелких нарушений. Таким образом, четко прослеживается прямая связь мощности с особенностями тектонического строения палеозойского фундамента. Мощность кор трещинно-

линейного типа достигает 100-120 м. В обоих случаях, в самом общем виде, в корах выветривания выделяется три зоны (снизу вверх): дезинтеграции, выщелачивания охр. По минералогическому составу в районе выделяется несколько профилей выветривания: нонтронитовый, силицифицированный, охристо-глинистый и гидрослюдистый. Первые два приурочены к ультраосновным породам, остальные встречаются на породах кислого, среднего, основного состава и метаморфических образованиях.

По вещественному составу выделяются следующие коры выветривания:

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

Кора выветривания по породам гранитоидного состава имеет значительное развитие и представлена, в основном, площадным типом. Она перекрывает примерно две трети всей площади гранитных массивов и почти целиком перекрывает все участки развития гранитоидных пород, гнейсов и вулканитов кислого состава. Строение коры выветривания по кислым породам представляется в следующем виде (снизу-вверх): дресвяные образования зоны дезинтеграции мощностью 1-1,5 м; дресвяно-гидрослюдистые образования – 10-20 м; гидрослюдисто-каолинитовые образования – 10-15 м; каолинитовые глины – 15-20 м; охристо-каолинитовые глины – до 4 м. Характерным для коры выветривания кислых пород является присутствие циркона, моноцита, ксенотита, граната и ильменита.

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

Кора выветривания по основным и средним интрузивным породам, эффузивам и их туфам развита почти повсеместно на площадях развития этих пород. Типичный разрез этого типа коры выглядит следующим образом (снизу вверх): зона дезинтеграции – 8 м; гидрослюдисто-монтмориллонитовая и каолинит-монтмориллонитовая зона до 13 м; охристо-каолинитовая зона, сложенная красными, малиново-красными глинами – первые метры. Кора выветривания по туфам среднего состава обычно сиреневого цвета. Для кор выветривания по метабазальтам характерны новообразования карбонатов в виде тонких прожилков. Спектральными анализами установлено увеличение по сравнению с коренными породами содержаний следующих элементов: никеля, меди, свинца, цинка, ванадия.

Кора выветривания по серпентинитам развита на всех ультрабазитовых массивах района и представлена площадным и линейнотрещиноватым 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.

Кора выветривания по сланцам представлена в нижней части дезинтегрированными породами – 2-3 м; в средней части – светлоокрашенными каолинитовыми каолинит-гидрослюдистыми глинами – 12-20 м; в верхней – серыми, желтыми, розовато-коричневыми обохренными глинами – 2-3 м.

Кора выветривания по известнякам пользуется в данном районе ограниченным распространением. Наблюдается только силицифицированный профиль коры выветривания. Окремнение известняков носит гипергенный характер и проявляется в виде густой сети тонких опалово-халцедоновых прожилков, заполняющих трещины отдельности породы. Возраст кор выветривания разными авторами трактуется по-разному, но большинство исследователей считают возраст максимального корообразования позднеэратским – раннемеловым. Незначи-

тельные по масштабам эпохи корообразования существовали и позднее, а на открытых участках эти процессы продолжают и поныне. Авторами данной объяснительной записки возраст основного корообразования принят как мезозойский.

Кайнозойская эратема

Кайнозой на картируемой территории представлен палеогеновой, неогеновой и четвертичной системами.

Палеогеновая система

Верхний эоцен

Лютетский ярус. Казацкая свита (P_2^2 kz). В коренном залегании изучена по керну скважин и в песчаном карьере в районе пос. Домбаровский. Представлены образования казацкой свиты кварцевыми разнородными песками желтого и ржаво-бурого цвета с горизонтальной и косою слоистостью. В верхней части разреза залегают кварцевые песчаники, ожелезненные, мощностью до 1,5 м.

Отложения верхнего эоцена залегают с размывом на палеозойских породах и корях выветривания мезозойского возраста.

Генезис отложений казацкой свиты озерно-алювиальный. Возраст устанавливается по отпечаткам листьев, найденным А.А. Петренко [79] на левобережье р.Орь. Среди них А.Н. Криштафовичем [52] определены: *Quercus (Dryophyllun) furcinervis* (R o s s m.) Н е е r., *Laurus omalii* S a p. e t M a r t., *Celastrorhllum benedenii* S a p. e t M a r t., *Aralia transversinervia* S a p. e t M a r t., *Andromeda protogaea* U n g., *Sequoia couttsiae* Н е е r., *Glyptostrobus parisiensis* В r o n g., *Phyllites sp.*, характерные для ксерофитной флоры верхнего эоцена. Мощность отложений до 18 м.

Неогеновая система

Отложения неогенового возраста, широко развитые на территории, принадлежат двум зонам: Орской и Восточно-Уральской. Наиболее распространены миоценовые отложения.

Миоцен

Чаграйская свита (N_1^{1-2} čg) Впервые в Орском Зауралье эти отложения выделены и описаны К.В. Никифоровой, позднее А.Л. Яншин [79] сопоставил их с грубообломочной свитой тургайской серии прилегающих областей Казахстана. Выходы чаграйских отложений на поверхность наблюдаются на склонах долин, в оврагах и эрозионных ложбинах в бассейне рек Киимбай и Камсак. Образования чаграйской свиты отличаются характерным составом и однообразием: они представлены песчаниками и гравелитами с железистым цементом. Песчаники сложены угловатыми, крупными зернами кварца. В гравелитах кроме кварца присутствуют обломки кремней и кварцитов. Среди песчаников встречаются в виде прослоев и мелких линз грубообломочные железистые конгломераты. Песчаники и конгломераты чаграйской свиты вскрыты на соседней с запада территории, в карьере Гайского медноколчеданного месторождения. Все предыдущие исследователи: А.Н. Наумов [79], А.П. Сигов [37] и др. считают характеризующие отложения аллювиальными, судя по характеру осадков, форме их залегания и локализации.

Возраст чаграйских отложений определен по сопоставлению с подобными отложениями на соседних территориях, где по данным А.П. Сигова [30 и 37], в железистых песчаниках в районе р. Кундузды А.Н. Криштафовичем выделены остатки ксерофитного тростника: *Phragmites oeningensis* А. В r. и *Ulmus sp.* Мощность отложений до 10 м.

Наурзумская свита (N_1^{1-2} nr) изучена только по керну скважин. В основании разреза наурзумской свиты лежат темно-серые до черных илистые тонкозернистые пески с галькой. В разрезе их сменяют переслаивающиеся светло-серые песчаные глины и серые глины, содержащие лигнит. Мощности песков и глин 9 и 7 м соответственно. В верхней части разреза белые каолиновые песчаные глины с содержанием кварцевого песка от 2 до 10%, на глинах лежит пачка глинистых мелко- и среднезернистых белых песков с пятнами охристого

цвета. На юге территории образования наурзумской свиты залегают на известняках, в Меловой просадке – на нижнемеловых отложениях. В Меловой просадке из нижней части серых глин выделен спорово-пыльцевой комплекс, сходный с комплексом, определенным Е.П.Бойцовой и И.И.Покровской. Выделенный спорово-пыльцевой спектр представлен в основном пыльцой древесных хвойных сем. *Pinaceae* с преобладанием пыльцы *p.Pinus subgen. Haploxyton* (17,2-20,0%) над пыльцой *p.Pinus subgen. Diploxyton* (4,8-7,5%). Среди пыльцы травянистых присутствует *Artemisia*, *Typha*, *Chenopodiaceae*, в спектре спор доминируют *Gleicheniaceae*. По заключению Т. С. Слободкиной [52] этот спорово-пыльцевой комплекс может быть отнесен к $P_3^3-N_1$. В скважине 2 [68], пробуренной на правом берегу р. Кугутык, из черных илистых песков и серых глин с лигнитом, выделен спорово-пыльцевой комплекс, содержащий лесной спектр. Он состоит из пыльцы древесных пород (84-92%), пыльцы трав и кустарников (3-15%) и спор (1-5%). Среди хвойных преобладает пыльца разнообразных родов семейства *Pinaceae*, среди древесных вечнозеленых и листопадных доминирует пыльца *Fagaceae* (36%) – *Fagus*, *F. silvatica*, *Quercus petraea*, *Q. castaneifolia*, *Castanea*. Из трав встречены *Polygonaceae*, *Brassicaceae* (1,5-10%). Споры представлены папоротниками *Poly-podiaceae*.

По заключению О. И. Пахомовой [68], аналогичные СПК нижнемиоценового возраста описаны Н.Л.Коваленко для Оренбургского Предуралья, и В.Л.Яхимович – для Башкирского Предуралья. Мощность отложений более 50 м.

Светлинская свита ($N_1^3 sv$). Отложения светлинской свиты находятся в Восточно-Уральской зоне. Изучены по керну картировочных скважин в восточной части территории, где они залегают на мезозойских корках выветривания или образованиях наурзумской свиты. Светлинская свита сложена зеленовато-серыми, в верхней части красновато-бурыми, неслоистыми глинами с желваками и друзами гипса, конкрециями карбоната и железистым бобовником. В разрезе отмечается характерный слой, образованный очень плотными глинами малинового или темно-красного цвета с голубоватыми и серыми прослоями. В основании свиты, как правило, присутствует базальный горизонт из кварцевой гальки и железистых бобовин. Светлинская свита представлена озерными образованиями, приуроченными преимущественно к водораздельным пространствам. Возраст дан по положению в разрезе. Мощность отложений до 35 м.

Верхний миоцен – нижний плиоцен

Кудуксайская свита ($N_{1-2} kd$) известна только на западе территории, в пределах Орской депрессии. Представлена в основании разреза зеленовато-серыми карбонатными пятнистыми глинами, которые выше сменяются красновато-бурыми с прослоями кварцевого песка. Возраст дан по аналогии с фаунистически охарактеризованными отложениями кудуксайской свиты. Разрез свиты изучен по керну картировочных скважин. Мощность отложений до 20 м.

Плиоцен

Отложения нижнего и среднего плиоцена картируются в Восточно-Уральской зоне.

Нижний плиоцен. Жиландинская свита ($N_2^1 žl$). Образования жиландинской свиты довольно широко развиты в восточной части площади. Изучены по керну скважин и в естественных обнажениях. Это пестроцветные и красно-бурые глины, интенсивно загипсованные. В нижней части разреза присутствует железистый и железомарганцевый бобовник. Цвет отложений вверх по разрезу меняется от красновато-бурого до коричневого. Коричневая глина в верхнем слое карбонатизирована. Описанные отложения согласно залегают на породах светлинской свиты. Мощность их меняется от 5 до 45 м.

Средний плиоцен. Кустанайская свита ($N_2^2 ks$) венчает разрез неогеновых отложений. Разрез свиты изучен в естественных выходах на поверхности и вскрыт картировочными скважинами. Это аллювиальные образования, которые связаны своим распространением с реликтовой плиоценовой речной сетью. Они представлены супесями, суглинками, бурыми

и красновато-бурыми песчанистыми с гравием и галькой в основании, содержат гидрогетитовый бобовник. По мнению А.П. Сигова [30], в разрезе кустанайской свиты, наряду с типично аллювиальными, встречаются делювиальные отложения. На картируемой площади образования среднего плиоцена распространены на водоразделах и склонах долин Акжарки и Нижней Славенской, залегают на различных горизонтах коры выветривания, реже – на миоценовых отложениях и породах палеозойского возраста. Мощность их не превышает 20 м. Возраст дан по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными отложениями кустанайской свиты на соседних территориях [6, 30].

Четвертичная система

Четвертичные отложения разнообразны по генезису. Наибольшие площади занимают элювиальные, элювиальные и делювиальные, аллювиальные и озерно-аллювиальные разновозрастные образования. Остальные генетические типы развиты локально. С разной степенью достоверности в квартере выделены стратиграфические подразделения от неоплейстоцена до голоцена.

Неоплейстоцен

Нижнее звено

Чернореченский и карпийский горизонты объединенные (aQ₁, aIčr+kr).

Аллювиальные образования чернскутовской террасы. Отложения террасы изучены по керну картировочных скважин и в обнажениях на склонах долин рек Большой Кумак, Камсак, Ащebutак, Домбаровка и водоразделах. Зоны развития аллювия сохранились в виде фрагментов, занимающих значительные площади, наибольшие из них приурочены к междуречьям. Участки развития древнего аллювия располагаются на 30-40 м выше уреза воды. Нижняя часть аллювиального комплекса слагается русловыми образованиями: гравием, галечниками и песками. Гравий и галечники преобладают в разрезе. Состоят из обломков кварца, кремния, реже - вулканических пород. Пески серые, темно-серые с различной сортировкой и окатанностью зерен, преимущественно кварцевые. Мощность русловых отложений до 8 м.

Верхнюю часть разреза слагают пойменные образования. Состоят они из глин и песков серого, зеленовато-серого, светло-серого цвета. Глины в отдельных прослоях песчанистые, иногда с обуглившимся растительным детритом. Пески крупнозернистые, реже мелкозернистые, глинистые с карбонатными стяжениями. Мощность образований верхней части комплекса до 10 метров. Отложения чернскутовской террасы залегают с размывом на плиоценовых образованиях или на корках выветривания мезозойского возраста. Перекрывается аллювиальный комплекс средне-верхнеоплейстоценовыми суглинками (делювиальная составляющая) и золовыми песками голоценового возраста. Раннеоплейстоценовый возраст и принадлежность характеризуемых образований к чернскутовской террасе определены по положению в рельефе и литологическому составу. Общая мощность аллювия до 18 м. По мнению эксперта Уральского РЭС В.В. Стефановского в бортах современных долин это aIčr+kr, а на междуречьях, вероятно, аллювий “мертвых” долин, аналог батуринской свиты Южного Урала [38].

Среднее звено

Аллювиальные образования III надпойменной террасы. Ницинский и леплинский горизонты объединенные (a³Q_{III}, a³IIInc+lp). Терраса отмечается только в долине Ори, вдоль её правого берега. Выделена по аналогии с аллювиальными образованиями, описанными предыдущими исследователями [79] в среднем течении реки. Образования террасы изучены по керну картировочных скважин.

Нижняя часть аллювиального комплекса сложена русловыми образованиями – гравием и галечниками с примесью песка. Галечники и гравий бурого цвета, состоят из обломков кварцитов и кварца. Пески преимущественно кварцевые коричневатые-серые. Мощность русловой фации до 7 м. Выше по разрезу линзы и прослойки серых глин, в отдельных случаях

песчанистых. Наряду с глинами отмечаются песчано-гравийные прослои. Последние представлены светло-серыми (иногда ожелезненными) разнозернистыми, кварцевыми, реже – кварц-полевошпатовыми песками с линзами гравия и редкими включениями галек. Верхняя часть разреза сложена мелкозернистыми кварцевыми песками светло-желтого цвета. Пески в разрезе преобладают, их мощность достигает 8 м. Залегают аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы на коре выветривания гранитоидов куйбасовского комплекса, перекрываются средненеоплейстоценовыми озерно-аллювиальными образованиями и грубозернистыми песками и галечниками аллювиального комплекса вложенной второй надпойменной террасы. Средненеоплейстоценовый возраст дан по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными аллювиальными образованиями третьей надпойменной террасы р.Худолаза (правый приток Урала), где Н.Н. Яхимовичем найдены костные остатки *Coelodonta antequitatis* Blum [6]. Общая мощность аллювиального комплекса до 16 м.

Озерно-аллювиальные образования (IaQ_{II}, IaII). Развиты на обширных территориях междуречий Орь-Камсак и Орь-Большой Кумак. Образования озерно-аллювиального комплекса представлены песками с прослоями песчаных глин и галечников. Основание комплекса слагают темно-серые глины с линзами серых песков и галечников, которые выше по разрезу сменяются буровато-желтыми глинистыми песками. Верхняя часть разреза образована мелкозернистыми кварцевыми песками светлого серовато-желтого цвета. Мощность песков верхнего слоя до 4 м.

Озерно-аллювиальные отложения вскрыты под образованиями второй надпойменной террасы, что дает основание считать их средненеоплейстоценовыми. Общая мощность отложений до 20 м. По мнению эксперта, в долине р.Орь это аллювий (aII), на междуречье – либо лимний (III), либо более древние образования.

Элювиальные и делювиальные средне-верхненеоплейстоценовые образования (e,d II-III). Покрывают мощным чехлом левый водораздельный склон реки Кумак, склоны ее левых притоков и реки Камсак. В верхних частях водораздельных склонов, в областях развития палеозойских пород преобладают элювиальные образования, которые представлены светло-коричневыми супесями и суглинками со значительной примесью щебня.

В нижних частях водораздельных склонов это делювиальные образования, представленные коричневыми, светло-коричневыми, в разной степени запесоченными, карбонатизированными и загипсованными суглинками с полуокатанными обломками кварца и палеозойских пород. Глинистый состав делювиальной составляющей характерен при залегании на водораздельных склонах, сложенных плиоценовыми глинами и корой выветривания, а также на субаквальных образованиях.

Наибольшая мощность элювиальных и делювиальных отложений 16 м.

Возраст дан по положению в рельефе. Элювиальные и делювиальные образования лежат на аллювии черноскутовской террасы ранненеоплейстоценового возраста и перекрываются голоценовыми эоловыми песками.

Верхнее звено

Верхненеоплейстоценовые образования слагают первые и вторые надпойменные террасы рек Орь, Большой Кумак, Камсак и их притоков.

Аллювий второй надпойменной террасы. Стрелецкий и ханмейский горизонты объединенные (a² Q_{III}, a² III st+hn). Вторая надпойменная терраса хорошо прослеживается по правому берегу р.Орь и в долинах рек Б.Кумак и Камсак. На остальных реках она неясно выражена и представлена небольшими участками. В основании террасы залегают крупнозернистые и грубозернистые пески и галечники. Выше по разрезу пески сменяются более тонкими разностями буровато-желтого цвета. Аллювиальный комплекс р.Орь характеризуется гравийно-галечным составом. Верхняя часть отложений II надпойменной террасы на отдельных реках различна по составу. Для рек Б.Кумак и Камсак общим является присутствие бурых лессовидных суглинков и песков с известковистыми журавчиками и буровато-желтых песчаных глин пойменной фации. Основная доля в образованиях верхней части террасы принадлежит мелкозернистым серовато-желтым и буровато-желтым кварцевым пескам. В отло-

жениях характеризуемого комплекса рек Камсак и Б.Кумак выделяется старичная фация, представленная серыми и грязно-желтыми слабо запесоченными глинами.

Мощность пойменных образований – до 4,5 м, старичных – до 3 м.

В образцах из пойменной фации II террасы рек Большой Кумак, Камсак и Ушкота обнаружен спорово-пыльцевой спектр степного типа. Пыльца древесных пород составляет 5-28%, среди них пыльца хвойных *Pinus subgen. Diploxylon*, *Pinus sylvestris* и мелколиственных *Betula pendula*. В травянистой части спектра преобладают степные формы – *Artemisia* (26-42%) и *Chenopodiaceae* (5-23%). Из спор определены папоротники *Polypodiaceae* (2%) и мхи *Sphagnum sp.*, *Bryales sp.* (2,5%). По заключению О. И. Пахомовой [68] описанные спектры сопоставимы с V и VI СПК, определенными Л.С. Березовчук для первой половины верхнего неоплейстоцена.

Суммарная мощность аллювия II надпойменной террасы до 10 м.

Аллювий I надпойменной террасы. Невьянский и полярноуральский горизонты, объединенные (a^1Q_{III} , a^1III_{nv+ru}). Образования этого комплекса распространены в долинах рек Большой Кумак, Кумак, Камсак, Орь, Домбаровка, Кугутык, Киимбай, Жарбутак, Ушкота, Ащебутак, Аралча. Отложения террас достаточно хорошо изучены в обнажениях и по керну картировочных скважин. Возраст определен по находкам ископаемых остатков фауны, пыльцы и спор.

В долине р.Орь I надпойменная терраса протягивается полосой шириной до 3 км по обоим берегам. На остальных реках терраса развита локально. Довольно отчетливо в разрезе аллювия выделяются пойменная и русловая фации, а в образованиях террасы рек Б.Кумак и Джарлы – старичная.

В основании разреза залегает русловая фация. В составе ее преобладают желтые, желтовато-серые разнотернистые пески, кварцевые и полимиктовые с гравием и галькой.

В нижней части русловой фации пески средне- и крупнозернистые. Состав галек и гравийных зерен разнообразен и зависит от геологического строения каждого из бассейнов, постоянно присутствуют кремнистые породы и кварц.

Мощность русловой фации невелика – до 2 м.

Старичная фация представлена прослоями мощностью до 1 м синевато-серых иловатых глин. В подошве слоя грубозернистые пески.

Пойменная фация в разрезе образований I надпойменной террасы доминирует и слагает верхнюю часть аллювиального комплекса. Это супеси и суглинки грязно-желтого и желтовато-серого цвета, насыщенные дресвой кварца, с прослоями светло-желтого мелкозернистого песка. В основании пойменной фации в образованиях террас рек Б.Кумак, Орь, и Джарлы выделяются горизонты погребенных почв мощностью до 0,3 м.

В образце из горизонта погребенной почвы в отложениях первой надпойменной террасы р.Орь обнаружен спорово-пыльцевой спектр степного типа.

Пыльца древесных пород составляет 18,5%. Это пыльца *Pinus subgen. Diploxylon* – 11%, *Picea sec. Eupicea* – 0,5%. В составе травянистых преобладают степные формы *Chenopodiaceae* – 32% и *Artemisia* – 27,5%. Определена пыльца разнотравья – 16%).

Здесь преобладает пыльца *Polygonaceae*, *Scrophulariaceae*. Обнаружены споры папоротника – 0,5%. По заключению О. И. Пахомовой [68] данный спектр имеет сходство с I СПК Оренбургского Приуралья, характерным, по мнению Л. С. Березовчук, для второй половины верхнего плейстоцена.

Комплекс I надпойменной террасы прислоняется к отложениям II террасы и перекрывает их на участках различной протяженности в сторону склона.

Мощность образований террасы до 13 м.

Северо-уральский надгоризонт. Делювиальные образования (dIII sv).

Развиты незначительно. Картируются на склонах долин рек Орь, Караганды, Кугутык, Аралча. Состав отложений зависит от состава окружающих пород. В зоне развития коры выветривания и плиоценовых глин делювиальные образования представлены бурыми и буровато-серыми суглинками, а в основании разреза – бурыми глинами. На правобережье р.Орь де-

лювий, залегающий на образованиях казацкой свиты, представлен супесями, на палеозойских породах – суглинками и супесями со щебнем.

Отложения делювиального комплекса согласно перекрывают образования II надпойменной террасы.

Мощность делювия непостоянна и увеличивается к основанию склона до 5 м.

Голоцен

Горбуновский горизонт

Нижняя часть. Аллювиальные образования высокой поймы ($a^p Q_{II}$, $a^p Hgr^1$).

Отложения высокой поймы на всех реках территории развиты локально, небольшие размеры пойменных террас иногда не позволяют отразить их в масштабе карты. Значительную площадь пойменные отложения занимают на р. Большой Кумак, в районе поселка Горьковский. Русловая и пойменная фация не выделяются. Хорошо выражена старичная фация. Это синевато-серые илистые глины с гумусом и прослоями песка в основании. Комплекс пойменных отложений представлен суглинками, супесями, песком. По всему разрезу отмечаются гравийно-галечниковые прослои и линзы. Преобладают среднезернистые разности песков желтовато-серого цвета. Суглинки тонкие, неслоистые, бурого и буровато-серого цвета наряду с супесями слагают обычно верхнюю часть разреза. Здесь же отмечаются маломощные образования погребенных почв. Аллювий высокой поймы залегают на отложениях первой террасы на 2-2,5 м выше низкой поймы. Наибольшая мощность отложений – 5 м.

Верхняя часть. Техногенные образования ($tHgr^2$) связаны с хозяйственной деятельностью человека. К ним относятся покрытия улиц крупных поселков и городов, многочисленные сельские и городские свалки, насыпи железных и шоссейных дорог, отвалы, вскрыши карьеров. Техногенный комплекс состоит из суглинков, песков, часто со щебнем и дресвой пород, используемых в строительстве дорог. Наибольшей мощностью на картируемой территории обладают техногенные образования Киембаевского асбестового комбината в городе Ясном. Здесь отвалы вскрыши карьера и хвосты имеют мощность до 40 м.

Верхняя часть. Аллювиальные образования русла и низкой поймы (aQ_H , $aHgr^2$).

Показаны на карте объединенными, вследствие малых мощностей отложений низкой поймы. Аллювий узкой полосой прослеживается вдоль русла р. Большой Кумак почти повсеместно, на остальных реках бассейна рек Кумак и Орь низкая пойма слабо выражена в рельефе. В составе руслового аллювия преобладают пески с галькой, для отложений низкой поймы характерен песчаный состав с незначительными прослоями супесей. Суммарная мощность аллювия русла и поймы составляет 5 м.

Эоловые образования ($vHgr$) широко развиты по правобережью реки Большой Кумак и в низовьях его левых притоков: Нижний Караус, Акжарка, Соленая, Караганка. Состав отложений постоянен. Это мелкозернистые, хорошо окатанные кварцевые пески с небольшой примесью полевого шпата, слабоглинистые. Залегают плащеобразно на различных гипсометрических уровнях и формах рельефа, не обнаруживая при этом различия в структуре и составе отложений. Мощность эоловых отложений зависит от рельефа: на водораздельных пространствах – 1-2 м, на склонах водоразделов – до 4 м.

Наибольшая мощность песков в ложбинах склонов и балках – до 10 м. Впервые мнение об эоловом генезисе этих отложений было выражено А.Г. Сульковской [95]. Источником для образования эоловых песков, вероятно, являются терригенные образования упомянутых рек и озерно-аллювиальные отложения средненеоплейстоценового возраста. Возраст принимается голоценовым на основании того, что эоловые пески перекрывают верхненеоплейстоценовые образования I надпойменной террасы на реках Кумак и Джарлы.

Озерные образования (IQ_H , $IHgr$). Развиты преимущественно в западной части территории в бассейнах рек Орь и Домбаровка. В верховьях р. Акжарка и безымянного правого притока р. Орь цепочка озер приурочена к древней долине р. Кумак. Озерные отложения образуются в бессточных блюдцеобразных котловинах и западинах, вероятно, суффозионного происхождения. На юго-востоке площади озерный комплекс формируется в заболоченных

чашах озер. Источником накопления озерных осадков является и элювиальные и делювиальные образования, залегающие на пологих склонах котловин и озер. Основное поступление элювиального и делювиального материала в котловины происходит в весенние месяцы.

До середины лета осадки комплекса образуются в водной среде. Они состоят из тонких иловатых глин, супесей и суглинков зеленовато-бурого и бурого цвета с редкими прослоями песка. Мощность отложений до 3 м.

Делювиальные и аллювиальные образования ($d, aQ_H, d, aHgr$) развиты во всех балках и оврагах. Их состав тесно связан с составом пород в водосборных бассейнах, а размер обломочного материала во многом зависит от уклона днища долин. Овражно-балочный аллювий образован суглинками, супесями, глинистыми песками с примесью обломков окружающих пород. Распределение обломочного материала по долинам неравномерно. Мощность отложений до 5 м.

Аллювиальные образования старичной фации ($a_s Q_H, a_s Hgr$) широко распространены в долине р.Орь, меньшим развитием пользуется в пойме р. Большой Кумак. Молодые образования старичных фаций продолжают формироваться в многочисленных старицах и озерах на первой террасе р.Ори в единичных старицах пойменной террасы р.Кумак. Старичный аллювий представлен темно-серыми суглинками и илами с растительными остатками. Мощность отложений старичного комплекса до 2 м.

Аллювиальные образования малых рек ($a Q_H, a Hgr$). Это маломощный аллювий, слагающий пойму рек: Коянсай, Ащилсай, Сандырбек, Караганка и ручьев – Нижний и Верхний Караус, Сазды и других. В составе этих отложений в верхней части разреза преобладают супеси и суглинки, пески развиты по всему разрезу. Встречаются валуны и плохо окатанная галька. Слоистость и сортировка разностей, слагающих комплекс, в разрезе отложений не отмечается. Притоки врезаются в I надпойменную террасу р.Кумака. Мощность отложений до 4 м.

Нерасчлененные четвертичные образования

Элювиальные и делювиальные образования (e, d) перекрывают маломощным чехлом дочетвертичные образования в верхних частях водораздельных склонов. Среди других генетических типов занимают доминирующее положение. Элювиальные и делювиальные образования представлены серыми, красновато-бурыми суглинками и глинами с мелким щебнем подстилающих пород. Мощность отложений различна в зависимости от положения на склоне, значительно увеличиваясь от привершинной части к подножью склона, где достигает 5 м.

Элювиальные образования (e) развиты на поверхности водораздельных пространств и вершинах пологих холмов, представлены дресвой и щебнем пород палеозойского возраста и желтовато-бурыми, красновато-бурыми суглинками. Суглинки принадлежат дисперсной зоне профиля выветривания и образованы при выветривании красноцветных плиоценовых глин.

Мощность элювия до 0,5 м.

3. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

3.1. Интрузивный магматизм

Интрузивные породы на изучаемой территории занимают довольно значительные площади и слагают многочисленные, различные по форме и величине массивы.

Среди интрузивных комплексов выделяются следующие:

- ордовикский киембаевский дунит-гарцбургитовый комплекс (*Ok*);
- ордовикский? камсакский диорит-тоналитовый комплекс (*O?km*);
- ордовикский или силурийский крыклинский комплекс плагиогранит-мигматитовый (*O:Sk*);
- раннедевонские каменодольский серпентинитовый (*D_{1kd}*) и бриентский дунит-гарцбургитовый комплексы (*D_{1br}*);
- среднедевонский рассыпнянский габбро-плагиогранитовый комплекс (*D_{2r}*);
- средне-позднедевонский джабыгасайский диорит-плагиогранитовый комплекс (*D_{2-3d}*);
- позднедевонские садьковский плагиогранито-гнейсовый (*D_{3sd}*), краснинский габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый (*D_{3kr}*), среднеушкотинский гранодиорит-гранитовый (*D_{3su}*), урускискенский монцодиоритовый (*D_{3u}*) комплексы;
- раннекаменноугольные куйбасовский габбро-диорит-гранитовый (*C_{1k}*) и московский монцодиорит-гранитовый (*C_{1m}*) комплексы;
- раннепермский джабыкско-санарский лейкогранитовый комплекс (*P_{1ds}*);
- позднепермский кабанский гранит-пегматитовый комплекс (*P_{2kb}*).

Ордовикские интрузивные образования

Представлены **киембаевским дунит-гарцбургитовым комплексом (*Ok*)**, породы которого слагают крупный одноименный массив, являющийся петротипом.

Киембаевский массив (№ 21)* расположен в междуречье рек Славенка и Киембай. Значительная часть массива уходит за восточную границу планшета.

В структурном отношении он приурочен к Еленовско-Кумакскому блоку, к зоне сочленения Верхнекиембаевского и Актастинского разломов глубокого заложения (структурные швы).

В плане, включая часть выходящую за рамки листа, массив имеет форму кольца, вытянутого в субмеридиональном направлении и разорванного на западе и северо-востоке. Площадь его составляет около 90 км². Южная половина массива имеет форму полумесяца с «апофизами» и заливами во вмещающие породы. Форма северной части отдаленно напоминает эллипс и тоже имеет очень прихотливую линию контактов, из-за того, что массив прорван Акжарской интрузией гранитоидов на севере и Верхнекиембаевской интрузией гранитоидов в центре. Контакт с гранитоидами Акжарской интрузии почти вертикальный или падает под серпентиниты. Северный контакт с Верхнекиембаевской интрузией падает под гранитоиды под углом 70-75°. В контактах серпентиниты перекристаллизованы или гидротермально переработаны в тальк-карбонатные породы.

Вмещающими породами для массива являются песчанико-сланцевые нижнесилурийские отложения булатовской толщи и ниже-среднеордовикские отложения маячной свиты на юге, ниже-среднедевонские эффузивы на западе и северо-востоке, нижекаменноугольные сланцы и эффузивы среднего и основного состава на востоке. По данным глубокого бурения [102] серпентиниты имеют неровный извилистый западный контакт, содержат в себе «ксенолиты» (тектонические отторженцы) фаунистически охарактеризованных нижнесилурийских сланцев, порою весьма крупных, размером до 1-2 км. Поверхность контакта в целом падает под серпентиниты на восток под углом 70-85°.

* Здесь и далее номер массива на тектонической схеме и схеме расположения плутонических комплексов

Контуры Киембаевского массива довольно четко отбиваются контрастными положительными аномалиями магнитного поля. Несовпадение геологических контуров с геофизическими отмечается в местах развития тальк-карбонатных образований значительной мощности, которые по магнитным свойствам практически не отличаются от вмещающих пород.

В гравитационном поле массиву соответствуют положительные локальные аномалии позволяющие предполагать, что под гранитоидами Верхнекиембаевского массива северная и южная часть Киембаевского массива соединяются.

Внутреннее строение северного и южного массивов характеризуется наличием концентрической зональности. Центральные части слагаются серпентинизированными дунитами и перидотитами (гарцбургитами) которые к периферии массивов сменяются антигоритовыми и хризотилowymi серпентинитами, а на контакте с вмещающими породами – хлоритизированными и оталькованными серпентинитами.

Преимущественным развитием пользуются серпентинизированные разности. Слабо серпентинизированные перидотиты и дуниты центральных частей массива занимают сравнительно небольшие участки и находятся в явно подчиненном отношении. По характеру минералогического состава серпентиниты подразделяются на антигоритовые и антигорит-хризотилковые, редко хризотилковые.

По данным петрохимических пересчетов гипербазиты Киембаевского массива образуют непрерывный по составу ряд дуниты-гарцбургиты. На долю дунитов приходится около 20%, большинство из них является пироксенсодержащими. Содержание оливина высокое от 75 до 98%. Общее содержание пироксенов в ультрабазитах не превышает 20-25%. Моноклинный пироксен в шлифах устанавливается крайне редко, а по данным петрохимических пересчетов он определен примерно в третьей части образцов в количестве не превышающем 2-4%. Энстатит наиболее часто встречается в количестве 10-20%.

Средний химический состав дунитов, гарцбургитов и серпентинитов по ним довольно постоянный и приведен в таблице 3, физические свойства в таблице 5.

По своему составу киембаевский комплекс относится к магнезиальной группе, перспективной на никель и асбест.

В северной половине Киембаевского массива находится одно из крупнейших в России месторождений хризотил-асбеста.

На ультраосновных горных породах массива развита древняя кора выветривания, с которой связаны месторождения и рудопроявления никель-кобальтовых силикатных руд. Кроме того, в контактах с гранитоидами, значительным распространением пользуются тальк-карбонатные породы пригодные для применения в промышленности.

Время первичного внедрения Киембаевского массива на уровень верхних горизонтов земной коры принимается нами ордовикским и связывается со стадией рифтогенеза. Подтверждением этому служит тот факт, что породы нижнесилурийского возраста в тектонических отторженцах не несут каких-либо следов ороговикования.

В дальнейшей истории развития региона гипербазиты массива ведут себя как пластичные образования, неоднократно протрудировавшие в породы вышележащих формаций.

Ордовикские? интрузивные образования

Представлены **камсакским диорит-тоналитовым (О?km) комплексом**. Породы его слагают в пределах Камсакского горст-антиклинального блока ядерную часть крупного Камсакского (№7) полихронного, полиформационного плутона и представляют сейчас собственно реликты крупного палеоплутона, прорванного более молодыми интрузивными телами.

В физических полях породы комплекса отличаются от более молодых гранитоидов входящих в состав Камсакского полихронного плутона, несколько повышенными значениями гравитационного поля и спокойным, недифференцированным отрицательным магнитным полем с интенсивностью – 500-600 нТл.

Таблица 3

Средний химический состав пород Киембаевского массива

Компоненты	Серпентинизированные дуниты (8 анализов)	Серпентинизированные гарцбургиты (25 анал.)	Хризотилосерпентиниты (25 анализов)	Серпентиниты смешанного состава (15 анализов)	Антигоритовые серпентиниты (25 анализов)
SiO ₂	35,80	37,0	37,5	37,19	38,01
Al ₂ O ₃	0,56	0,59	0,47	0,60	0,53
TiO ₂	0,06	0,16	0,03	0,06	0,05
CaO	0,33	0,41	0,01	0,38	0,26
MgO	42,0	39,90	41,0	40,03	40,92
Cr ₂ O ₃	0,36	0,31	0,40	0,39	0,39
FeO	2,96	2,93	1,67	1,93	2,03
Fe ₂ O ₃	4,85	5,22	5,45	5,93	3,79
NiO	0,25	0,27	0,26	0,30	0,29
CoO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
MnO	0,11	0,09	0,09	0,07	0,09
K ₂ O	0,03	0,05	0,003	0,02	0,03
Na ₂ O	0,03	0,07	0,02	0,01	0,02
п.п.п.	13,0	12,75	13,40	13,57	13,55
Сумма	100,3	100,0	100,08	100,44	100,25

В состав комплекса входят гнейсо-диориты, кварцевые диориты и тоналиты, слагающие на описываемой площади полосу шириной до 8 км, протяженностью в меридиональном направлении 30 км. С востока и на севере полоса развития пород комплекса ограничивается интрузиями рассыпнянского комплекса и разрывными нарушениями, на западе и юге интрузиями куйбасовского комплекса.

Внутреннее строение полосы развития пород комплекса весьма сложное. Диориты и тоналиты содержат в себе крупные ксенолиты и целые поля (провесы кровли) силлиманитовых сланцев яршалинской толщи и амфиболитизированных вулканогенно-осадочных пород энбекшинской толщи, и прорываются более молодыми интрузиями рассыпнянского, куйбасовского и джабыкско-санарского комплексов. Породам комплекса присущи гнейсовидные, полосчатые сланцеватые текстуры и мелкозернистые катакластические структуры. Последние в зависимости от степени дробления изменяются от типичной гипидиоморфнозернистой, выражающейся в искривлении двойников полевого шпата и агрегатном угасании кварца, до цементной и грубомилонитовой. Катакластические структуры нередко сопровождаются перекристаллизацией дробленого материала выражающейся в появлении участков с гранобластовой структурой и развитии вторичного биотита и роговой обманки.

В целом для пород камсакского комплекса очень характерны процессы мигматизации. Степень мигматизации вмещающих метаморфитов различна от отдельных прожилков до пород, напоминающих слоеный пирог.

При последующих тектоно-магматических процессах сами интрузивные породы камсакского комплекса также явились вмещающими породами для более молодых интрузий. Последние имели гранитоидный состав и также тонко инъецировали уже существовавший субстрат диорит-тоналитового состава. Из-за этого первичный минералогический состав этих пород претерпел существенные изменения.

Расчетная глубина формирования пород комплекса – 3000-3500 м [106]. Отсюда широкое развитие мигматитов, гнейсовидных текстур и катакластических структур.

Физические свойства гнейсо-диоритов приведены в таблице 5.

Ордовикский? возраст комплекса принят в легенде Южно-Уральской серии. Учитывая наличие в породах комплекса ксенолитов амфиболитизированных пород, по составу и характеру метаморфизма соответствующих энбекшинской толще ($O_{2-3}^{?en}$), возраст комплекса может быть определен как позднеордовикский.

Возможно, что камсакский комплекс представляет собой более основную субформацию габбро-амфиболит-гнейсо-плагиогранитовой формации к которой относится крыклинский плагиогранит-мигматитовый комплекс.

Ордовикские или силурийские интрузивные образования

Представлены **крыклинским плагиогранит-мигматитовым комплексом ($O:Sk$)**.

Породы комплекса развиты в пределах Кочкарско-Адамовской зоны, слагая краевые части крупных полихронных плутонов (Среднеушкотинский, Верхнеушкотинский) и оторванные от них отдельные массивы и мелкие тела с причудливо изрезанными краями и сложным внутренним строением.

Породы комплекса представлены, в основном, гнейсо-плагиогранитами, в меньшей степени, гнейсо-тоналитами, гнейсо-диоритами и редко габбро-амфиболитами. Они прорывают и мигматизируют метаморфические породы бескрыковской и маячной толщи, а сами, в свою очередь прорываются и мигматизируются интрузиями джарлинского, среднеушкотинского и более молодых комплексов.

Вблизи прорывающих их интрузий состав пород комплекса более однообразный – это гнейсовидные плагиограниты, гнейсо-плагиограниты, на удалении – плагиогранитогнейсы, гнейсо-тоналиты, гнейсо-диориты, биотитизированные амфиболиты.

Внутри массивов комплекса отмечается большое количество мигматизированных пород рамы – биотитовых гнейсов, полевошпат-биотитовых сланцев. Внешние границы массивов, как и границы с ксенолитами часто весьма условные и проводятся по подавляющему

преобладанию неосомы. Поэтому в физических полях интрузии комплекса среди вмещающих метаморфических пород практически не выделяются.

Породы комплекса имеют гнейсовидные, полосчатые, сланцеватые текстуры и мелкозернистые, реже среднезернистые катакластические структуры.

Формирование пород комплекса, как и вышеописанного камсакского комплекса, происходило на глубине близкой к уровню ультраметаморфизма – 3000-3500 м.

Физические свойства пород комплекса приведены в таблице 5.

В легенде Южно-Уральской серии возраст комплекса принят ордовикский или силурийский (O:Sk). Учитывая, что интрузии комплекса прорывают нижне-среднеордовикские отложения маячной свиты, а в нижнесилурийских отложениях интрузий комплекса не отмечается возраст комплекса является, скорее всего, позднеордовикский.

Вблизи западного контакта Среднеушкотинского массива в гнейсо-плагиогранитах комплекса отмечается ореол мусковитизации, с которым в корях выветривания, связано проявление мелкочешуйчатого мусковита.

Раннедевонские интрузивные образования

Представлены бриенским дунит-гарцбургитовым и каменодольским серпентинитовым комплексами.

Бриенский дунит-гарцбургитовый комплекс (D_{1br})

Комплекс представлен небольшим 1,2x0,4 км безымянным массивом расположенным в 1,5 км западнее Мазарского массива и еще более мелкими телами в Джусинско-Акжарском блоке (у северной рамки листа).

Породы комплекса представлены аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, тела которых приурочены к разрывным нарушениям, оперяющим Архангельский и Восточно-Акжарский разломы.

Возраст бриентского комплекса (раннедевонский) автор связывает с формированием мощных излияний нижедевонских базальтов киембаевской свиты с которыми гипербазиты образуют офиолитовую ассоциацию. Косвенным подтверждением этого является то, что серпентиниты комплекса протрудируют metabазальты киембаевской свиты. Роговики на контактах отсутствуют. Серпентиниты, в свою очередь, прорываются телами габбро краснинского комплекса (D₃).

Каменодольский серпентинитовый комплекс (D_{1kd})

Комплекс представлен линейно вытянутыми массивами Карабулакским (№ 15), Тритикольским (№ 29), Ушкотинским (№ 30) и более мелкими массивами приуроченными к шовным зонам разломов.

В магнитном поле массивы выделяются контрастными положительными аномалиями.

Породы комплекса представлены, в основном, серпентинизированными пироксенитами в меньшей степени апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами, габбро, горнблендитами, в зонах меланжа - тальк-карбонатными породами.

Наиболее крупным массивом является Карабулакский. Он приурочен к Домбаровскому структурному шву, являющемуся границей между Магнитогорским прогибом и Восточно-Уральским поднятием. Массив представлен дайкообразным телом длиной до 24 км и шириной до 400-600 м. Сложен он серпентинизированными пироксенитами и серпентинитами по ним, участками апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами. В тесной связи с массивом находятся тела габбро, залегающие в западном контакте массива или прорывающие его.

Макроскопически породы массива представляют собой тонкозернистые, реже среднезернистые разности зеленовато-черного цвета.

Степень серпентинизации колеблется в широких пределах. Под микроскопом выделяются как и в простом, так и в сложном виде, и в различных формах, и в различных количествах серпентинитом.

Пироксен в подавляющем большинстве случаев представлен диаллаговой разностью, серпентин-антигоритом. Наряду с ними встречаются хризотил, магнетит, гидроокислы железа, карбонат, тальк, рутил.

Структура слабосерпентинизированных разностей панидиоморфнозернистая, в серпентинитах-микрелепидобластовая. Химический состав пироксенитов следующий: SiO_2 – 46,08%, TiO_2 – 0,20%, Al_2O_3 – 3,28%, Fe_2O_3 – 4,93%, FeO – 2,73%, MgO – 25,83%, CaO – 11,83%, Na_2O – 0,06%, K_2O – 0,05%, MnO – 0,087%.

Апоперидотитовые и аподунитовые серпентиниты по своему составу антигоритовые, антигорит-хризотилловые и хризотилловые. Минеральный состав их: антигорит, хризотил, биотит, реликты оливина, магнетит, тальк, карбонат.

Габбро среднезернистое до мелкозернистого мезократовое зеленовато-серого цвета с массивной, реже полосчатой текстурой. По составу габброиды однообразны и состоят из плагиоклаза, полностью замещенного эпидот-клиноцоизитовым агрегатом 50-60%, и амфиболитизированного пироксена 40-50%. Состав других массивов комплекса примерно тот же. Кроме габбро в них отмечаются секущие тела мелагаббро, перидотитов и горнблендитов. Пространственно они тесно связаны серпентинитовыми массивами и самостоятельных тел не образуют.

В Карабулакском массиве с участками апоперидотитовых и аподунитовых серпентинитов связаны проявления асбестовой минерализации, единичные находки хромитов. В Ушко-тинском массиве на контакте с вмещающими породами айдырлинской толщи наблюдаются зоны развальцевания, вторичного прокварцевания и медной минерализации. С корами выветривания Тритикольского массива связаны проявления силикатных никель-кобальтовых руд.

Возраст комплекса (раннедевонский) связывается со временем излияния базальтов первой (нижней) подтолще айдырлинской толщи с которыми гипербазиты комплекса образуют офиолитовую ассоциацию. Косвенным подтверждением возраста служат факты протрудирования серпентинизированных гипербазитов комплекса в породы айдырлинской толщи. Роговики на контактах отсутствуют. В свою очередь сами они прорываются дайками гранитоидов джабыгасайского комплекса (D_{2-3}).

Среднедевонские интрузивные образования

Представлены **рассыпнянским габбро-плагиогранитовым комплексом (D_{2r})**. Породы комплекса широко распространены в пределах Ащebutакского и Камсакского блоков, где большей частью они входят в состав сложно построенных полихронных плутонов таких как Камсакский (№ 7), Исиргужинский (№2), Можаровский (№ 3), а также образуют небольшие самостоятельные тела, вытянутые вдоль разломов и послойные тела в вулканических породах александринской толщи. Менее распространены они в Домбаровском блоке, где слагают Северо-Джаилганский массив (№ 12) и ряд мелких штокообразных и линзовидных тел.

Комплекс расчленен на две фазы. Первая – габбро, габбродиориты, иногда диориты. Вторая фаза – роговообманково-биотитовые тоналиты, биотитовые плагиограниты.

Химический состав пород комплекса приведен в таблице 4, физические свойства – в таблице 5.

Массивы комплекса в Домбаровском блоке сложены, в основном, породами первой фазы – Северо-Джаилганский массив, в Камсакском и Ащebutакском блоках плагиогранитами – Можаровский полихронный массив.

Северо-Джаилганский массив приурочен к пересечению разломов субширотного и субмеридионального простирания с зоной межформационного тектонического несогласия.

Таблица 4

Средний химический состав плутонических пород

Индекс под-разделения	Породы	Кол-во анали-зов	Результаты химических анализов											
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
D _{2г}	меланогаббро	1	46,13	0,52	12,93	2,37	6,98	0,13	11,99	15,15	0,50	0,10	3,07	99,89
“	габбро	1	45,57	0,38	17,98	2,31	5,52	0,12	8,74	14,94	0,72	0,13	3,08	99,89
“	лейкогаббро	2	43,34	0,53	27,04	3,27	2,78	0,08	2,38	14,70	1,48	1,29	2,89	99,78
“	диориты	2	55,30	0,97	17,19	5,27	5,50	0,17	2,72	6,69	3,9	0,50	1,80	100,01
“	плагииграниты	4	73,00	0,37	13,67	2,21	1,24	0,03	0,43	2,85	5,88	0,57	0,52	100,77
D _{2-3д}	габбро	7	49,39	0,68	14,99	3,58	6,48	0,19	7,57	9,31	2,91	0,86	3,82	99,78
“	габбродиориты	5	54,97	0,71	15,31	2,75	5,42	0,13	5,71	6,40	3,66	1,64	3,17	99,87
“	диорит	2	60,16	0,50	16,22	2,22	3,35	0,08	4,02	4,19	3,76	2,20	2,91	99,61
“	монцодиориты	2	56,32	0,78	17,24	2,92	2,82	0,09	5,26	6,24	3,14	2,34	2,53	99,68
“	гранодиориты	10	66,78	0,49	15,10	1,67	2,10	0,06	2,75	2,79	3,93	2,69	1,94	100,3
“	плагииграниты	2	76,58	0,10	11,83	0,76	0,55	0,02	0,26	2,64	5,72	0,14	0,50	99,10
D _{3кг}	габбро	7	46,41	0,97	16,35	4,23	7,96	0,18	8,34	10,06	1,82	0,66	2,72	99,62
“	габбродиориты	1	51,72	1,17	20,80	2,90	5,84	0,13	2,74	8,03	3,41	1,43	2,39	100,7
“	диориты	3	53,65	0,62	17,62	3,26	3,37	0,13	3,21	7,89	4,02	1,46	2,53	99,49
“	кварцевые диориты	3	59,71	0,55	17,66	2,05	4,16	0,12	2,47	5,60	3,51	1,85	2,04	99,72
“	гранодиориты	1	64,98	0,40	16,39	2,07	1,97	0,09	1,75	3,46	4,39	2,52	1,67	99,69
“	граниты	1	68,02	0,3	15,59	1,21	2,40	0,07	1,40	2,15	3,71	2,96	1,61	99,71
D _{3и}	кварцевый монцонит	17	61,81	0,57	15,84	2,46	3,38	0,10	2,67	3,70	3,66	3,13	2,12	99,44
“	сиениты	7	62,20	0,64	15,08	1,86	3,34	0,17	2,19	3,14	4,05	4,44	2,56	99,67
“	гранодиориты	4	67,15	0,49	14,70	1,16	2,30	0,08	1,52	2,87	3,63	3,50	2,08	99,48
D _{3су}	гранодиориты	2	64,82	0,56	16,33	2,03	1,63	0,06	2,09	3,20	3,37	4,25	1,12	99,46
“	граниты	11	73,57	0,17	13,95	0,71	1,25	0,02	0,53	0,73	3,73	3,79	1,06	99,51
C _{1к}	габбро	5	48,90	1,29	18,07	5,50	5,32	0,16	6,51	7,72	3,21	0,67	2,63	99,98
“	диориты	2	55,52	1,08	17,92	3,34	5,24	0,15	3,80	6,48	4,23	1,33	1,46	100,55

Продолжение таблицы 4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
C _{1k}	гранодиориты	5	65,19	0,72	15,04	2,51	3,56	0,07	1,47	3,10	3,48	3,02	1,07	99,96
“	граносиениты	8	66,01	0,57	15,67	2,19	2,30	0,06	1,74	2,71	3,99	3,62	1,17	100,03
“	граниты	4	72,00	0,38	13,37	1,51	1,79	0,07	0,49	1,07	4,57	3,81	0,51	99,57
“	лампрофиры	4	55,55	1,03	16,33	3,00	4,93	0,15	4,70	5,78	3,73	2,09	2,46	99,75
C _{1m}	гранодиориты	7	66,22	0,59	15,06	1,46	2,62	0,09	1,90	2,46	4,18	3,9	1,04	99,52
“	граниты	3	75,14	0,17	12,99	1,03	0,89	0,03	0,58	1,60	3,92	5,44	0,50	100,29
P _{1ds}	граниты	26	73,04	0,18	13,81	0,73	1,45	0,14	0,60	1,29	3,82	4,24	0,59	99,89
P _{2kb}	граниты	6	72,97	0,23	13,87	0,72	1,50	0,03	0,53	1,06	3,66	4,70	0,42	99,69

Физические свойства плутонических пород

Ком-плекс	Породы	Плотность в г/см ³	Магнитная воспри-имчивость в п·10 ⁻⁶ ед СГСМ
Ok	серпентиниты	2,62	1500
“	серпентинизированные гипербазиты	2,67	700
O?km	гнейсо-диориты	2,66	10
O : S k	гнейсо-плагиограниты	2,62	15
D ₂ г	габбро	2,97	40
“	габбродиориты	3,0	60-4000
“	диориты	2,8	30
“	плагиограниты	2,7	30
D ₂₋₃ d	гранодиориты	2,65	100
“	плагиограниты	2,69	40
D ₃ su	граниты	2,58	20
“	гранодиориты	2,64	20
D ₃ kr	габбро, габбродиориты	2,82	10
“	гранодиориты	2,65	10
“	граниты	2,60	10
D ₃ u	монцодиориты, гранодиориты	2,65	120
C ₁ k	габбро, габбродиориты	2,98	850
“	диориты	2,75	400
“	граносиениты	2,60	80
C ₁ m	граниты	2,59	60
P ₁ ds	лейкограниты	2,58	10
P ₂ kb	граниты	2,59	30

По данным бурения, сейсмозондирования и интерпретации геофизических полей, форма массива ближе к сложному лопполиту с очень неровной подошвой, кровлей и серией подводящих каналов. Мощность габброидов между подводящими каналами в северной наиболее эродированной части интрузии незначительна. Здесь часто наблюдаются выступы подошвы массива и он распадается на ряд рукавов и даже отдельных тел. В южной части массива вертикальная мощность его достигает 1 км.

Вмещающими породами массива на севере являются нижнедевонские сланцы, на востоке и юге – нижнедевонские базальты. Южная часть массива срезана Джаилганским массивом.

Основная часть Северо-Джаилганского массива сложена габброидами и лишь десятая часть – гранитоидами. Последние образуют небольшое интрузивное тело дайкообразной формы в юго-восточном контакте габброидного массива и относятся ко второй фазе.

Габброиды Северо-Джаилганского массива очень разнообразны по составу: от меланократового до лейкократовых и даже анортозитового состава. Внешне они характеризуются темно-серыми, зеленовато-серыми и светло-серыми до белого цветами; среднезернистой структурой, массивной, полосчатой и такситовой текстурой. Указанные различия габброидов представляют собой как продукты самостоятельного интрузивного внедрения, так и продукты высокотемпературного метасоматоза.

Мелаббро слагают основание восточной части массива и отличаются ярко выраженной флюидалной текстурой. Состоят они из плагиоклаза – 20-30%, пироксена – 60-70%, роговой обманки – 10-20%, магнетита и титаномагнетита до 10%.

Габбро слагают западную основную часть массива. Отличаются более однородными массивными текстурами и состоят из плагиоклаза – 40-60%, пироксена – 40-45%, роговой обманки – 10% и титаномагнетита – 2-5%. Встречаются такситовые различия мезократового габбро, которые имеют метасоматическую природу.

В лейкогаббро количество плагиоклаза увеличивается до 70-80% за счет уменьшения цветных и рудных минералов. В некоторых различиях появляется кварц в количестве до 5-10%. Эти породы развиты в центральной части массива и представляют собой продукты высокотемпературного метасоматоза.

Габброиды богаты акцессорными минералами, из которых наиболее часто встречаются апатит, сфен, титаномагнетит, магнетит, реже гранат.

Гранитоиды в Северо-Джаилганском массиве слагают небольшое дайкообразное тело в его юго-восточном контакте с раннедевонскими базальтами. Состав их колеблется от кварцевых диоритов до плагиогранитов. Преобладают биотит-роговообманковые тоналиты контактированные в различной степени материалом вмещающих пород основного состава. Внешне они серого, буровато-серого до светло-серого и белого цвета с мелко- и среднезернистой, иногда порфировидной структурой массивной и такситовой текстурой. Состоят из плагиоклаза – 50-70%, кварца – 15-25%, биотита – до 10%, роговой обманки – до 10%. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом.

Жильные образования представлены мелкими телами мелкозернистых габбро, габбро-диоритов, плагиогранитов и плагиоаплитов.

Можаровский массив располагается в Ащебутакском блоке в северо-западном углу планшета. Интрузивные породы рассыпнянского комплекса слагают большую юго-западную часть массива, имеющего в целом изометричную близкую к прямоугольной форму. Площадь рассматриваемой части массива составляет около 50 км². На геофизических картах она характеризуется спокойным повышением гравитационного поля на юго-запад, что свидетельствует об уменьшении мощности массива в этом направлении.

Описываемый массив имеет преимущественно гранитоидный состав и сложен лейкократовыми плагиогранитами второй фазы. Небольшое развитие имеют габбро и диориты первой фазы, встречающиеся по западному обрамлению массива. В южной половине массива развиты тоналиты, имеющие неустойчивый состав и структуру, являющиеся гибридными

породами. Среди плагиогранитов отмечаются две структурные разновидности. Первая – среднезернистая с четко выраженным резким идиоморфизмом плагиоклаза над темноцветными минералами. Количество последних, представленных роговой обманкой и биотитом, колеблется в широких пределах от 1 до 10%. Вторая разновидность, слагающая краевые зоны Можаровского массива имеет мелкозернистую сферолитовую структуру с микропегматитовой межсферолитовой массой.

Средний нормативный состав диоритов: кварц – 2%, плагиоклаз – 54,7%, роговая обманка 31,9%, магнетит – 3%, сфен – 2%, серицит – 5,1%; гранитов: кварц – 35%, плагиоклаз № 16 – 35%, ортоклаз – 3%, биотит – 5,4%, сфен – 0,71%, апатит – 0,41%, пирит – 2,26%.

Тоналиты являются гибридными породами образовавшимися за счет ассимиляции плагиогранитами диоритов и габбро первой фазы комплекса. Между тоналитами и плагиогранитами переходы постепенные.

Жильные образования комплекса представлены мелкозернистыми плагиогранитами, плагиогранит-порфирами и лампрофирами.

К рассыпнянскому комплексу отнесены также гнейсовидные плагиограниты и тоналиты, входящие в состав Камсакского полихронного плутона и распространенные, в основном, в восточной его части.

Из-за плохой обнаженности изученность этих пород слабая. Критерием отнесения их к рассыпнянскому комплексу служит близкий петрографический состав и возраст. Плагиограниты прорывают диориты камсакского комплекса (O?) и прорываются гранитоидами краснинского комплекса (D3).

Интрузивные породы рассыпнянского комплекса являются комагматичными вулканическим породам александринской толщи, на что указывают близкие петрохимические характеристики, одинаковый набор акцессорных минералов в интрузивных и эффузивных породах. О тесных комагматичных связях интрузивных пород рассыпнянского комплекса и александринской толщи свидетельствует близость их микроструктур, доходя иногда до полного подобия. При этом, в ряду: эффузивы → субвулканические образования → интрузивные породы сохраняется характер структур и меняется только размерность ее зерен. [106]

Описанные интрузии рассыпнянского комплекса являются приповерхностными и гипабиссальными образованиями на это указывают следующие факты:

- отсутствие крупных батолитоподобных тел;
- сравнительно небольшая мощность;
- широкое развитие местных процессов гибридизма и ассимиляции;
- характер структур и текстур, сходный с субвулканическими породами;
- почти полное отсутствие контактовых изменений.

Относительно возраста комплекса существуют следующие факты:

- интрузиями комплекса прорываются вулканические породы александринской толщи имеющей среднедевонский возраст;
- галька мелкозернистых габбро и диоритов комплекса находится в фаунистически охарактеризованных живет-франских отложениях урлядинской толщи, а среднезернистых плагиогранитов в фамен-нижнетурнейских отложениях шумилинской свиты.

На основании геологических данных возраст комплекса принят среднедевонский.

По геохимическим данным и составу акцессорных элементов комплекс имеет колчеданную и золото-полиметаллическую специализацию.

Средне-позднедевонские интрузивные образования

Представлены **джабыгасайским диорит-плагиогранитовым комплексом (D_{2-3d})**. Интрузии комплекса широко развиты в пределах Кочкарско-Адамовской зоны. В Актастинском блоке они слагают южную часть Верхне-Ушкотинского (№ 28) полихронного плутона, в Еленовском блоке Акжарский (№ 20), Верхнекиембаевский (№ 22) массивы и краевую

часть Еленовского (№23) массива. В меньшей степени они развиты в Адамовском и Ушко-тинском блоках, где представлены мелкими, размером до первых километров, массивами.

На карте локальных гравитационных аномалий массивы комплекса характеризуются отрицательными полями слабой интенсивности – 2-3 мГл, что говорит о незначительной их мощности. В магнитном поле Акжарский и Верхнекиембаевский массивы характеризуются контрастными отрицательными аномалиями интенсивностью до – 1000 нТл, другие тела менее интенсивными отрицательными значениями – 100-200 нТл.

Акжарский массив расположен к северо-востоку от Киембаевского массива. На описываемую территорию он заходит лишь своим южным окончанием, оставаясь в основной своей части за ее пределами. Северо-западный контакт его на описываемой площади тектонический, южный контакт с гипербазитами Киембаевского массива имеет рвущий интрузивный характер. В зоне экзоконтакта гипербазиты изменены до образования тальк-карбонатных пород. Массив на описываемой территории сложен в основном гранодиоритами и плагиогранитами, в меньшей степени монцонитами и граносиенитами. По контакту с Киембаевским массивом выделяется породы, имеющие более основной состав – кварцевые диориты, диориты. Переходы между всеми разностями – постепенные.

Верхнекиембаевский массив находится пространственно в тесной структурно-тектонической связи с Киембаевской интрузией гипербазитов. Прорывая последнюю, он расчленяет ее на два самостоятельных массива. Форма массива в плане близка к изометрической с некоторой вытянутостью в меридиональном направлении. По геофизическим данным массив представляет собой плитообразное тело небольшой мощности – типа лополита.

В зоне экзоконтакта гипербазиты оталькованы.

Комплекс двухфазный. Первая фаза представлена диоритами, кварцевыми диоритами, габбродиоритами. Вторая фаза плагиогранитами, гранодиоритами, в незначительной части кварцевыми сиенитами и граносиенитами. Жильные образования представлены их мелкозернистыми порфиroidными разностями.

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

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

Гранодиориты сложены на 30-50% плагиоклазом, 20-30% калишпатом, 20-25% кварцем, 10-15% роговой обманкой и биотитом. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, апатит, магнетит и сфен.

Плагиоклаз обычно серицитизирован, принадлежит к ряду олигоклаз-андезин (№ 25-32), представлен неправильными несколько измененными призматическими зернами.

Кварц в виде неправильных зерен заполняет пространство между зернами плагиоклаза. Микроклин в виде изометрических зерен очень неравномерно распределен в массе гранитоидов. Его содержание резко колеблется от 10% до 40-60%. Это дает, при определенном соотношении цветных минералов и кварца, постепенные переходы с одной стороны в плагиограниты, с другой в граносиениты.

Роговая обманка представлена призматическими и длинностолбчатыми зернами. По ней нередко развит биотит и хлорит.

По химическому составу гранодиориты занимают среднее положение между нормальными гранитами и гранодиоритами. Они умеренно богаты щелочами и пресыщены алюминием.

Плагиограниты в отличие от гранодиоритов, характеризуются несколько меньшим содержанием цветных минералов, в основном представленных биотитом, и почти не содержат калишпата. Содержание плагиоклаза увеличивается до 50-60%, кварца до 30-35%.

Граносиениты присутствуют в резкоподчиненном отношении. Они на 50-70% сложены микроклином, 20-40% плагиоклазом, 15-20% роговой обманкой и биотитом, 5-20% кварцем.

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

Из-за плохой обнаженности взаимоотношение между породами первой и второй фазы остаются неизученными. По петрографическому составу отмечаются постепенные переходы между ними [80]. Такие взаимоотношения можно объяснить глубокой контаминацией гранитоидами второй фазы диоритов первой фазы, при незначительном временном перерыве их внедрения.

Не исключен вариант, что массивы комплекса являются однофазными, а диориты комплекса являются краевой фацией, образовавшейся за счет ассимиляции боковых пород и магматической дифференциации.

Химический состав пород комплекса приведен в таблице 4, физические свойства – в таблице 5.

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

Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом, сделанные в лаборатории «Уралгеология», составляют для гранодиоритов восточной части Акжарского массива по биотиту 296 ± 10 , по полевым шпатам 310 ± 7 млн. лет, гранодиоритов петротипа комплекса Джабыгасайского массива 349 ± 7 млн. лет. [107].

Эти определения противоречат геологическим данным. Гранитоиды комплекса прорывают и метаморфизуют нижне-среднедевонские вулканиты айдырлинской толщи. В свою очередь они прорываются гранитоидами урускикенского комплекса (Еленовский массив). В западной части Еленовского массива оба комплекса с размывом перекрываются фаунистически охарактеризованными визейскими отложениями биргильдинской толщи [88]. За пределами описываемой площади галька пород комплекса встречается в фаменских отложениях алтуйской толщи [44]. По геологическим данным возраст комплекса определяется как средне-верхнедевонский (живет-франский).

Верхнедевонские интрузивные образования

Представлены садыкским плагиогранитогнейсовым, краснинским габбродиорит-гранодиорит-гранитовым, среднеушкотинским гранодиорит-гранитовым и урускикенским монцодиоритовым комплексами.

Садыкский плагиогранито-гнейсовый комплекс (D_{3sd})

Породы комплекса развиты в восточных частях Кочкарско-Адамовской зоны, вблизи Домбаровской шовной зоны. Формирование этого комплекса связывается с этапом ультраметаморфизма предшествующим становлению гранитоидных массивов верхнедевонского возраста.

Гранитоиды этого комплекса образуют небольшие удлиненные тела размером от первых десятков до первых сотен метров. Будучи в целом согласными со структурами вмещающих пород, гранитоиды иногда имеют секущие контакты.

Самый большой массив данного комплекса расположен по левобережью р. Джарлы и имеет размеры 10x1 км. Сложен он биотитовыми и редко биотит-амфиболовыми плагиогра-

нитами и гнейсо-плагиогранитами, переполненными ксенолитами теневых мигматитов. Западный контакт массива тектонический, восточный – расплывчатый, постепенно переходящий через теневые мигматиты во вмещающие породы докембрия.

Наряду с биотитовыми и амфибол-биотитовыми плагиогранитами и гнейсо-плагиогранитами встречаются разности, по составу приближающиеся к гранодиоритам и кварцевым диоритам, а также лейкократовые биотитовые и мусковитовые лейкоплагиограниты. Последние развиты в Ушкотинском блоке западнее Среднеушкотинского массива, где они прорывают и мигматизируют гнейсо-плагиограниты крыклинского комплекса (O:S).

Гнейсоплагиограниты имеют преимущественно сланцеватые и слабополосчатые текстуры мелкозернистые и среднезернистые структуры. Их состав плагиоклаз № 22-28 – 40-60%, кварц – 20-40%, биотит и амфибол – 5-15%, реже встречается микроклин – 5-15% и мусковит.

Лейкократовые плагиограниты обычно имеют массивные текстуры и гипидиоморфно-зернистые мелкозернистые, крупнозернистые и пегматитовые структуры. Они состоят из белого плагиоклаза – 50-60%, кварца – 20-40% биотита или мусковита – 10-20%. Мусковит характерен для крупнозернистых и пегматитовых разностей. Часто даже для небольших (первые метры) тел лейкократовых плагиогранитов характерна следующая зональность (от периферии к центру): теневые мигматиты – мелкозернистые биотитовые плагиограниты – крупнозернистые мусковитовые плагиограниты – пегматитовые ядра.

В пегматитовых ядрах иногда присутствует микроклин, кварц-мусковитовые и кварцевые мономинеральные обособления.

Такая зональность говорит о том, что в формировании этих тел участвовали гидротермальные растворы.

Позднедевонский возраст гранитоидов комплекса определяется исходя из геологических данных. Гранитоиды комплекса севернее описываемой территории мигматизируют отложения среднего девона [44] а в Ушкотинском блоке прорываются гранитами среднеушкотинского комплекса (D3).

Краснинский габбродиорит-гранодиорит-гранитовый комплекс (D₃kr)

Интрузии комплекса широко представлены в юго-западной части Домбаровского блока где представлены Мазарским (№ 10) массивом и более мелкими телами, являющимися его сателлитами. В Кошенсайском блоке одноименный массив слагает большую часть ее площади. В Камсакском блоке массив размером 6х3 км слагает северную часть Камсакского полихронного плутона. В Ащebutакском блоке породы комплекса слагают южную часть Можаровского полихронного массива и небольшой, выходящий северной половиной за рамку планшета, Бауздинский (№ 1) массив.

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

Мазарский массив на современном эрозионном срезе состоит из двух тел и нескольких довольно крупных сателлитов, размером до 6х1 км, приуроченных к тектоническим зонам.

Восточное тело имеет сложную форму, в целом близкую к овальной, вытянутую в меридиональном направлении на 16 км при ширине до 4 км. Мощность тела в корневой части по геофизическим данным достигает 4000 м. Западный контакт тела круто падает на запад или вертикальный, восточный – более пологий, имеет западное падение. В составе тела преобладают гранодиориты. Восточное тело имеет неправильную форму и представляет собой сложную пластообразную залежь, приближающуюся в южной части к форме лополита. Контакты залежи наклонены в сторону ее центральной части под углами 40-70°. Мощность ее по геофизическим данным составляет 500-1000 м.

Восточное тело сложено породами, состоящими из непрерывного ряда: диорит-кварцевый диорит-тоналит-гранодиорит. В них отмечаются останцы габброидов и диоритов первой фазы.

Сателлиты Мазарского массива сложены габбро, габбродиоритами, диоритами первой фазы и гранодиоритами, кварцевыми диоритами второй фазы.

Мазарский массив прорывает ниже-среднедевонские вулканиты кукбуктинской и джусинской толщ основного состава. Контактные изменения проявляются в амфиболитизации и перекристаллизации последних.

Кошенсайский массив является сложной, длительно развивающейся интрузией, представленной в описываемом районе только своей северной частью. Преобладающая его часть находится за пределами площади, на территории Казахстана. По данным сейсмических работ мощность кошенсайского массива на широте Весеннего месторождения (южная рамка планшета) составляет 1,8-2,0 км. Горно-буровыми работами установлено крутое (60-90°) западное падение обоих контактов массива. Северная часть массива, находящаяся на описываемой площади, сложена в основном породами второй фазы гранодиорит-гранитного состава. Небольшие участки сложены габбродиоритами первой фазы. В гранитоидах отмечаются ксенолиты и небольшие участки пород, представленные гнейсовидными габбро, диоритами и плагиогранитами рассыпнянского комплекса.

Краснинский комплекс на описываемой площади двухфазный. Первая фаза – габбро, габбродиориты, диориты. Вторая фаза представлена породами непрерывного ряда диорит-кварцевый диорит-гранодиорит-гранит. В небольшом объеме присутствуют монцониты и кварцевые монцониты.

Жильные образования представлены дайками и мелкими телами габбро, габбро-диабазов, микродиоритов, гранодиоритов и аплитов.

Средний химический состав пород комплекса приведен в таблице 4, физические свойства – в таблице 5.

Габбро помимо небольших останцов в массивах слагают серию тел, в основном вблизи Мазарского массива. Наиболее крупная хорошо изученная интрузия габброидов имеет размер 5x0,8 км и располагается в 200-600 м от его восточного контакта.

Габброиды как в этой интрузии, так и в других телах отличаются типами структур, текстур и составов. Наиболее ранние мелко- и среднезернистые относительно однородные мезократовые разности в процессе метасоматических изменений типа лейкократизации и диоритизации в магматическую и постмагматическую стадии сменяются такситовыми средне-, грубозернистыми, гигантозернистыми и пегматитоидными габброидами от меланократового до лейкократового состава. В результате перераспределения темноцветов среди них по минеральному составу образуется ряд: от мелагаббро до лейкогаббро и диоритов. Переходы между породами этого ряда постепенные или резкие, но чаще с признаками метасоматического замещения. Породообразующими минералами габброидов являются: плагиоклаз (андезин, реже лабрадор), пироксен и реже кварц (до 5%). Из аксессуарных минералов встречаются сфен, апатит, магнетит. Вторичные минералы представлены несколькими генерациями амфиболов, альбитом, хлоритом, актинолитом, эпидотом, лейкоксеном.

Структура габброидов меняется от габбровой до гранобластовой.

Наименее измененные меланократовые габброиды отличаются от подобных им разностей рассыпнянского комплекса более низкими содержаниями TiO_2 , FeO и высокими MgO , K_2O и Al_2O_3 .

Диориты слагают небольшие сателлиты Мазарской и Кошенсайской интрузий и целый ряд мелких тел и даек. Они находятся в тесной пространственной связи с габброидами, часто образуя единые тела.

Диориты состоят из идиоморфных таблитчатых и призматических зерен роговой обманки – 20-40%, плагиоклаза 50-70%, иногда кварца 0-10%, калишпата 0-5% и биотита 0-5%. Состав плагиоклаза меняется, в зависимости от степени деанортизации, от альбита до анде-

зина. Структура их диоритовая иногда слабо порфириовидная, текстура такситовая, плоско-параллельная.

Диориты, кроме собственных тел, присутствуют в строении Мазарского, Кошенсайского и других массивов, слагая, как правило, их краевые части. Часть этих пород является останцами первой фазы, но основная часть является продуктом ассимиляции гранитоидами вмещающих пород.

Гранитоиды тоналит-гранодиоритового состава в Мазарском массиве и других интрузий комплекса составляют не менее 60-80% их объема. Взаимоотношения между породами этого ряда до конца не выяснены. В настоящее время больше данных за то, что между ними существуют постепенные переходы. Часто в пределах даже одной скважины наблюдается дискретность в составах гранитоидов варьирующих от кварцевых диоритов до гранодиоритов. Среди пород этого ряда преобладают биотит-роговообманковые разновидности. По облику гранитоиды представляют собой серые и темносерые среднезернистые иногда порфириовидные породы. Плаггиоклаз в них представлен порфириовыми выделениями таблитчатой формы с реликтовой зональностью и короткопризматическими зернами в основной массе. Преобладает андезин № 32-42. В краевых зонах кристаллов состав плаггиоклаза изменяется до № 23-27. Обычно плаггиоклаз замещен агрегатом сосюрита и точно установить состав его зон трудно.

Калиевый полевой шпат наиболее развит в кислых членах гранитоидного ряда. В основных разновидностях он распределен очень неравномерно. Калиевый полевой шпат представлен пертитовым ортоклазом ксеноморфных очертаний. Обычно калиевый полевой шпат корродирует и замещает плаггиоклаз. Реакционные взаимоотношения наиболее ярко проявлены в основных членах гранитоидного ряда. Здесь часто образуются пойкилобласты калиевого полевого шпата с корродированными реликтами зерен плаггиоклаза и других минералов. В кислых членах ряда замещение плаггиоклаза, калиевым полевым шпатом слабое, или совсем отсутствует.

Роговая обманка образует идиоморфные зерна размером до 2-3 мм.

Биотит в гранитоидах развит в небольших количествах. Преобладающим темноцветным минералом он становится только в гранитах.

Гранитоиды Кошенсайского массива образуют ряд от кварцевых диоритов до гранитов, в котором преобладают биотит-роговообманковые гранодиориты. Макроскопически они характеризуются беловато-светло-серой, розовато, желтовато-серой и красновато-бурой окраской, среднезернистой и крупнозернистой, часто порфириовидной структурой, массивной, реже гнейсоватой или такситовой текстурой. Среди гранитоидов широко развиты биотитовые, реже роговообманково-биотитовые и биотит-мусковитовые, лейкократовые до аляскинских и нормальные разновидности. Минеральный состав гранитоидов колеблется в очень широких пределах кварц 20-40%, плаггиоклаз – 20-60%, калишпат 10-45%, биотит 0-10%, роговая обманка 0-5%, мусковит 0-2%.

Обычно между отдельными разновидностями гранитоидов существуют постепенные переходы. По-видимому, широкие колебания минерального состава гранитоидов обусловлены неравномерным распределением кварца и калишпатов, а также процессами контаминации, гибридизма и калишпатизации.

Главными пороодообразующими минералами гранитоидов являются кварц, калишпаты и плаггиоклазы; второстепенными – биотит, роговая обманка, мусковит; акцессорными – магнетит, апатит, циркон, сфен, гранат и пирит. Среди вторичных минералов широко развиты серицит-мусковит, хлорит, глинистые минералы, эпидот-цоизит, альбит, калишпат, кварц, реже карбонат, лейкоксен и др.

Плаггиоклаз представлен двумя генерациями. Ранний плаггиоклаз образует идиоморфные таблитчатые и коротко-призматические кристаллы. Он часто зональный (прямая зональность). Многочисленными замерами на Федоровском столике установлено, что содержание анортитовой молекулы в плаггиоклазе ранней генерации колеблется от 24 до 41%. Закон двойникования альбитовый, реже периклиновый, $-2V = 83-89^\circ$. Плаггиоклаз в различной степени сосюритизирован. При этом наиболее интенсивно сосюритизируется более основной

плагиоклаз. Плагиоклаз другой генерации более кислый, содержит от 2 до 15% анортитовой молекулы, $+2V = 78-89^\circ$. Он часто развивается в межзерновом пространстве раннего плагио-клаза, нередко замещая его по периферии зерен. Плагиоклаз поздней генерации наиболее характерен для гранитов жильных пород гранодиорит-гранитного состава.

Калиевые полевые шпаты представлены микроклин-пертитами и микроклин-микропертитами. Макроскопически они беловато-серые, розовато-серые до мясо-красного цвета. Обычно они образуют крупные порфиробласты величиной до 1-2 см, нередко переполненные включениями плагиоклаза, реже биотита.

Биотит образует ксеноморфные чешуйки и более идиоморфные пластинки.

Роговая обманка в гранитоидах встречается редко. Она образует широкотаблитчатые и короткопризматические кристаллы, обычно нацело замещенные вторичными минералами.

Кварц встречается в виде ксеноморфных зерен, располагающихся в промежутках между зернами полевых шпатов, а также образующих закономерные сростки с полевыми шпатами (мирмекитовые и микропегматитовые). Для гранитоидов характерно неравномерное распределение кварца в породе. Нередко агрегаты мелких зерен кварца образуют крупные (до 1 см) «очки». Кварц обычно сильно трещиноватый, с волнистым погасанием, участками перекристаллизованный, чистый.

Описываемые гранитоиды характеризуются гипидиоморфнозернистой (гранитовой и призматическизернистой) структурой в сочетании с пойкилитовой и микропегматитовой. Мирмекиты широко развиты и образуются в плагиоклазе на контакте с калишпатом, реже кварцем. Широко развиты катакластические структуры.

Из вторичных процессов, кроме катаклаза, широко развиты калишпатизация и сосюритизация плагиоклазов, альбитизация, хлоритизация биотита и роговой обманки, реже грейзенизация, березитизация и пропилитизация гранитоидов.

Из приведенного описания видно, что гранитоиды Кошенсайского массива отличаются от подобных им пород в Мазарской интрузии более лейкократовым составом, преобладанием биотита над роговой обманкой и микроклина в калиевых полевых шпатах, более низкими содержаниями магнетита, ильменита, сфена, рутила и присутствием циртолита, монацита, торита, а также широким развитием мирмекитовых, реже постмагматических микропегматитовых сростаний полевых шпатов с кварцем. Эти данные свидетельствуют о более глубоких условиях (в мезозоне) формирования гранитоидов Кошенсайского массива, при большем парциальном давлении паров воды и при значительном участии пород сиалического основания в их формировании.

Условия формирования гранитоидов Кошенсайского массива проявляется и в их геохимических особенностях. Если для краснинского комплекса в целом характерна полиметаллическая специализация – содержание выше кларка Cu, Pb, Ni, Cr, то для гранитоидов Кошенсайского массива редкометалльно-полиметаллическая – Cu, Zn, Pb, Ti, Mo, Be, Y, Zr.

Редкометалльная специализация подтверждается наличием в северо-восточном эндоконтакте Кошенсайского массива Малдыгулсайского-III (Домбаровского) молибден-медно-порфирирового проявления.

Надежные определения абсолютного возраста комплекса отсутствуют. Определения калий аргоновым методом по «валу» (ЦХЛ «Уралгеология») дают следующие результаты: по Мазаровскому массиву – 282-382 млн. лет; по Кошенсайскому массиву – 269-359 млн. лет. [71].

Позднедевонский возраст комплекса определяется на основании геологических данных. Гранитоиды комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные живетфранские отложения урлядинской толщи (Бауздинский массив, сателиты Кошенсайского массива). В отложениях шумилинской свиты (D3-C1) интрузий комплекса не встречено. Сами они, в свою очередь, с размывом и их галькой в базальном горизонте, перекрываются верхнетурнейско-нижневизейскими отложениями брединской свиты (сателлит в южной части Мазарского массива).

Среднеушкотинский гранодиорит-гранитовый комплекс (D_{3su})

Представлен одноименным крупным массивом, являющимся петротипом комплекса и рядом более мелких линейно вытянутых массивов в пределах Адамовского и Ушкотинского блоков Кочкарско-Адамовской зоны.

Комплекс двухфазный. Первая фаза – гранодиориты гибридные, катаклазированные, образовавшиеся за счет глубинной ассимиляции пород среднего и умеренно-кислого состава. Вторая фаза – граниты нормального состава.

Жильные образования представлены мелкозернистыми аплитовидными мусковитовыми гранитами, реже гранит-порфирами, кварцевыми жилами.

Среднеушкотинский массив (№26) представляет собой довольно крупный лакколит, вытянутый в меридиональном направлении. На описываемой территории массив имеет размеры 33x8 км. Максимальная глубина его, по геофизическим данным составляет 8 км. Южная часть массива уходит за пределы описываемой территории. На севере и востоке массив прорывает ниже-среднеордовикские отложения маячной свиты, гнейсы бескрыковской толщи, гнейсо-плагиограниты крыклинского комплекса, на западе – мигматизированные гнейсы бескрыковской толщи, и гнейсо-плагиограниты крыклинского комплекса. Участками контакты массива тектонические.

В экзоконтактах массива отмечается мигматизация – инъецирование гранитного материала во вмещающие породы.

В южной части массив прорывается интрузиями джабыкско-санарского, кабанского комплексами и мелкими (0,5 км²) штоками диоритов урускискенского комплекса.

Породы комплекса представлены биотитовыми и биотит-мусковитовыми гранитами и гранодиоритами. Взаимоотношение различных по составу пород, внутри комплекса, дают основание предполагать двухкратное внедрение гранитоидного расплава.

Первоначально он имел неравновесный гибридный состав за счет глубинной ассимиляции пород среднего и умеренно-кислого состава. Во вторую фазу – внедрялись граниты нормального состава. Позже – образование жильной серии представленной мелкозернистыми аплитовидными мусковитовыми гранитами, редко гранит-порфирами.

Наиболее типичными представителями являются граниты. Они имеют белый, желтовато-белый цвет, иногда с очень слабым розоватым оттенком. Породы среднезернистые, часто порфировидные.

Граниты двуполевошпатовые, с примерно равным соотношением плагиоклаза и калий-натрового полевого шпата, представленного микропертитовым ортоклазом с пятнистыми пертитами замещения. Калишпаты часто образуют более крупные бесформенные ойкокристаллы, прорастаемые пойкилитовыми вростками мелкопризматических зерен плагиоклаза. Плагиоклаз, кроме того, образует идиоморфные короткопризматические и таблитчатые зерна.

При значительном увеличении доли плагиоклазов отмечаются переходы гранитов в гранодиориты, которые представляют, судя по наблюдениям, результат ассимиляции гранитами более ранних тоналитов и плагиогранитов. Об этом свидетельствует нахождение в гранодиоритах Среднеушкотинского массива различных по величине оплавленных, в разной степени переработанных, иногда «теневых» ксенолитов тоналитов и плагиогранитов.

Породы среднеушкотинского комплекса почти всегда катаклазированы, хотя степень катаклаза незначительная. Чаше это деформация двойников плагиоклаза, изгибание чешуек слюды. Реже, в линейных интрузиях и контактовой части Среднеушкотинского массива, катаклаз доходит до образования цементной структуры. В цементном агрегате появляется перекристаллизация, выражающаяся в образовании гранобластового агрегата кварца и новообразовании альбита.

В составе гранитов под микроскопом выделяются плагиоклаз 30-50%, калишпат 15-40%, кварц 25-35%, биотит и мусковит – до 10%.

Из аксессуарных минералов присутствуют: гранат, апатит, магнетит, ильменит, рутил, сфен, ксенотим, пирит, турмалин.

Химический состав гранитов приведен в таблице 4, физические свойства – в таблице 5.

По химическому составу граниты массива относятся к пресыщенному алюминием ряду, что проявляется в наличие даже в гибридных породах аксессуарного граната.

По геохимическим данным породы комплекса имеют Cu-Pb-Mo положительную специализацию и общую положительную специализацию на золото. Однако сам Среднеушкотинский массив имеет отрицательную золоторудную специализацию, объясняющуюся значительным эрозионным срезом [107]. Хотя почти во всех кварцевых жилах присутствует золото, но они являются низкозолотоносными, со средним содержанием золота 0,01 г/т.

Абсолютный возраст гранитов Среднеушкотинского массива калий-аргоновым методом (мусковит) – 382 млн. лет (лаборатория Баш. ФАН) [107], рубидий-стронцовым методом 345 ± 1 , 344 ± 1 и 287 млн. лет [49]. Так как данные абсолютного возраста противоречивы возрастное положение гранитоидов среднеушкотинского комплекса определяется по геологическим данным. Граниты массива (юго-восточный контакт) прорывают гранитоиды джабыгасайского комплекса (D2-3), а сами прорываются диоритами урускискенского комплекса (D3u). В конгломератах, подстилающих раннекаменноугольные известняки биргильдинской толщи к востоку от Среднеушкотинского массива, встречены гальки и валуны мусковитовых гранитов, аналогичных таковым в массиве [80].

Урускискенский монцодиоритовый комплекс (D3u)

Представлен Еленовским (№ 23) массивом и дайкообразными телами, приуроченными к тектоническим нарушениям. Кроме этого к нему отнесены два небольших (до 0,5 кв.км) штока диоритов, прорывающих Среднеушкотинский массив в южной его части и небольшое тело в Посадской структуре, прорывающее массив габбро-диоритов джабыгасайского комплекса.

Еленовский массив структурно приурочен к сводовой части антиклинальной складки внутри айдырлинской вулканогенной толщи ниже-среднедевонского возраста, а его линейные сателлиты к центральному магмовыводящему разлому.

В физических полях он выделяется отрицательной гравитационной аномалией и неконтрастной отрицательной магнитной аномалией интенсивностью – 100-200 нТл. Магнитное поле в южной части массива даже несколько выше, чем у вмещающих пород айдырлинской толщи.

Еленовский массив по данным количественной интерпретации имеет форму асимметричного лакколита с крупной дайкообразной восточной частью, которая залечивает главный магмовыводящий разлом и выделяется как зона линейных интрузий. Мощность пологозалегающей западной части массива более 1 км, а восточной подводящей зоны более 2 км. Краевая часть массива и часть дайкообразного тела сложена гранитоидами джабыгасайского комплекса.

Гранитоиды урускискенского комплекса прорывают габбродиориты, гранодиориты и плагиограниты джабыгасайского комплекса слагая часть дайкообразного тела и центральную большую часть основного массива. Вмещающими породами массива являются ниже-среднедевонские отложения айдырлинской толщи. В зоне экзоконтакта гранитоидов урускискенского комплекса наблюдаются довольно сильные изменения вмещающих пород в виде ороговикования, калишпатизации, окварцевания, турмалинизации, хлоритизации и эпидотизации.

Состав массива довольно разнообразен. Его слагают монцодиориты, кварцевые монцодиориты, кварцевые монцониты, гранодиориты, кварцевые сиениты, граносиениты. На современном эрозионном срезе преобладают кварцевые монцониты и гранодиориты. Между всеми вышперечисленными породами существуют постепенные переходы. Они объясняются с одной стороны ассимиляцией массивом интрузивных пород джабыгасайского комплекса, с другой стороны позднемагматической или постмагматической калишпатизацией.

Характерной особенностью всех перечисленных разновидностей, позволяющей довольно надежно отличать их от пород других комплексов, является розовый, красновато-

лиловый, розовато-бурый цвет, среднезернистая структура с элементами порфирированной за счет ксеноморфных выделений призматической роговой обманки, изометричных чешуй биотита и зеленовато-белых, иногда светло-зеленых, коротких призм плагиоклаза. Внешне породы комплекса почти всегда выглядят массивными, без каких-либо следов катаклаза.

Химический состав пород комплекса приведен в таблице 4, физические свойства – в таблице 5.

Наряду с типичными породами, принадлежащими по набору признаков к урускискенскому комплексу в Еленовском массиве можно видеть, что иногда похожие по составу монцодиориты и кварцевые монцониты образуются за счет калишпатизации более ранних гранитоидов джабыгасайского комплекса, что часто затрудняет их разделение.

Кроме вышперечисленных пород к урускискенскому комплексу нами отнесены небольшие интрузии диоритов, прорывающие Среднеушкотинский массив. Диориты не несут следов катаклаза, как и породы урускискенского комплекса, а в более молодых комплексах не встречаются.

По геохимическим признакам урускискенский комплекс имеет свинцово-медно-молибденовую специализацию. Кларки концентраций элементов составляют Pb – 3, Cu – 4,3, Ni – 7,5, Co – 10,5, Mo – 3,2, W – 1,6.

С зонами кварц-турмалиновых изменений в северном экзоконтакте массива связано Еленовское медно-молибденовое с золотом месторождение.

Позднедевонский (фаменский?) возраст комплекса определяется по геологическим данным. Гранитоиды комплекса в Еленовском массиве прорывают интрузии джабыгасайского комплекса имеющего средне-верхнедевонский возраст. Здесь же на дезинтегрированных гранитоидах комплекса залегают фаунистически охарактеризованные породы биргельдинской толщи (C₁). В середине их разреза в прослое конгломератов находятся гальки среднезернистых и мелкозернистых монцонитов, аналогичных породам комплекса [88, 107]. Диориты комплекса прорывают граниты Среднеушкотинского массива (D₃) [68].

Раннекаменноугольные интрузивные образования

Представлены куйбасовским габбро-диорит-гранитовым и мосовским монцонит-граносиенит-гранитовым комплексами.

Куйбасовский габбро-диорит-гранитовый комплекс (C_{1k})

Интрузии куйбасовского комплекса широко развиты в Ащebutакском блоке, в меньшей степени в других структурах Восточномагнитогорской зоны. Представлены они как самостоятельные массивы (Ащebutакский (№ 5), Тюлинский (№ 6)) и более мелкими безымянными интрузиями, так и входят в состав полихронных Иссыргужинского и Можаровского массивов.

В Камсакском блоке выделены два безымянных массива, входящих в состав Камсакского полихронного плутона. В Джусинском блоке комплекс представлен Безымянным массивом, в Домбаровском - Джаилганским (№ 8) массивом и отдельными более мелкими телами.

В гравитационном поле массивы комплекса фиксируются интенсивными минимумами силы тяжести амплитудой до 12-15 мГл. В магнитном поле площади массивов характеризуются мозаичным слабоконтрастным знакопеременным или отрицательным полем. Контакты массивов в большинстве случаев - контрастными положительными магнитными аномалиями фиксирующими поля развития эндоконтактовых роговиков.

Комплекс расчленен на три основных и жильную фазы. Первая фаза – габбро, габбро-диориты, диориты, монцодиориты; вторая фаза – кварцевые монцониты, кварцевые сиениты, граносиениты и гранодиориты; третья фаза – умеренно-щелочные граниты. Жильная фаза однообразна по составу и небогата по проявлению, представлена дайками сиенит-порфириров, граносиенит-порфириров и лампрофириров диоритового состава.

Химический состав пород комплекса приведен в таблице 4, физические свойства – в таблице 5.

Все три фазы вместе в отдельных массивах представлены редко (Тюлинский массив), преобладают двухфазные состоящие из пород первой и второй фазы, иногда первой и третьей, либо однофазные.

Тюлинский массив выделен авторами из состава Камсакского полихронного плутона. В структурном плане приурочен к крупным субмеридиональным разломам. На описываемой площади массив вытянут в субмеридиональном направлении на 25 км при ширине 8 км. Южная часть массива уходит за пределы описываемой площади на территорию Казахстана. Массив практически полностью перекрыт мезо-кайнозойскими отложениями. Описание его дается по редкой сети неглубоких скважин.

С запада массив ограничивается Байтинским сбросом и Восточно-Кизильским разломом. На севере массив прорывает базальты джусинской толщи, на востоке имеет тектонический и интрузивный контакты с Камсакским плутоном, прорывает гнейсодiorиты камсакского, плагиограниты рассыпнянского комплекса и в свою очередь прорывается раннепермскими гранитами джабыкско-санарского комплекса.

Породы первой фазы представлены мелко-среднезернистыми габбро и диоритами, первоначально имевшие форму линейных тел, приуроченных к тектоническим нарушениям Байтинскому и Западно-Камсакскому сбросам. Часть этих тел, выходящие на севере за пределы массива, сохранило свою первоначальную форму. Часть находится в виде ксенолитов внутри массива. Взаимоотношение между габбро и диоритами не выяснены, но скорее всего они представлены самостоятельными субфазами. В диоритах отмечаются участки монцодиоритов с постепенными переходами между ними.

Породы основной (второй) фазы внедрения по составу образуют непрерывный ряд от кварцевых монцонитов, кварцевых сиенитов до гранодиоритов, граносиенитов. Кварцевые монцониты распространены вдоль восточного и западного контактов массива. Центральную часть массива слагают граносиениты и гранодиориты.

Третья фаза представлена биотит-роговообманковыми, реже биотитовыми гранитами и распространена в северной части массива.

Жильная фация небогата по составу и представлена дайками сиенит-порфиров и лампрофиров диоритового состава.

Ащебутакский массив располагается в 8 км севернее Тюлинского массива. Массив имеет форму треугольника, обращенного основанием на север. Площадь массива 32,8 км². Северный и западный его контакты в общем плане согласны со структурой вмещающих вулканогенных пород александринской толщи, а восточный ограничивается Байтинской тектонической зоной. В гравитационном поле массив фиксируется интенсивным минимумом силы тяжести с амплитудой 15 мГл. Мощность массива превышает 3000 м. Контакты крутые, форма столбообразная.

Массив однофазный, сложен одной разновидностью пород, которая макроскопически отличается мясо-красным, розовато-серым цветом среднезернистой структурой с обильным развитием темноцветных минералов биотита и роговой обманки. Состав этих пород испытывает небольшие вариации в рамках ряда гранодиорит-граносиенит-кварцевый сиенит. Гранодиоритовые разности редки и представляют собой гибридные породы приуроченные к участкам, обогащенным мелкими шлирами-ксенолитами диоритового состава. Преимущественно гранодиоритовый состав имеет линзовидное тело, расположенное к югу от Ащебутакского массива. По геофизическим данным оно представляет единое целое с Ащебутакским массивом, представляя его крупную апофизу. По восточному контакту его развита мало-мощная оторочка диоритов, за счет ассимиляции которых и образовались, очевидно, гранодиориты. Там, где контаминация была минимальной, породы имеют состав, близкий к кварцевым сиенитам.

Безымянный массив расположен в южной части Джусинского блока. Он имеет сложную, причудливую в плане форму. При ширине 2-4 км он вытянут в северо-западном на-

правлении на 5-6 км. Внутреннее строение массива осложнено крупными выступами его подошвы и останцами кровли.

Вмещающими породами в пределах откартированной площади являются базальты, умеренно кислые вулканиты, туфы и тефроиды основного состава и осадочные породы среднедевонского возраста.

Безымянный массив сложен в основном биотит-роговообманковыми, реже биотитовыми гранитами, субщелочными гранитами, гранодиоритами и кварцевыми монцонитами. Указанный ряд гранитоидов не имеет четких разграничений и рвущих контактов, и по всей видимости, сформировался в одну фазу. В южной и юго-западной части массива распространены диориты и реже габбро, которые образовались в первую фазу.

Жильная фаза массива представлена лейкократовыми и аляскитовыми гранитами нормального и умеренно-щелочного состава и лампрофирами диоритового ряда. Микроструктура жильных гранитов микрогранитовая, аплитовая, гранофировая, реже сферолитовая.

Вмещающие породы превращены в роговики с минеральными парагенезисами роговообманково-роговиковой и альбит-эпидот-роговиковой фаций. Ширина контактового ореола не превышает 400 м.

Кроме описанных интрузивных тел, плутонические породы Куйбасовского комплекса занимают значительные площади в пределах более ранних массивов. Они или причленяются к этим палеомассивам, наращивая их площадь или прорывают их.

В Камсакском массиве кроме вышеописанного Тюлинского массива выделяется еще 2 поля развития пород комплекса представленные гибридными породами переменного состава: гранодиориты, сиенито-диориты, сиениты, монцониты.

В Можаровском массиве породы комплекса, гранодиориты и граносиениты, слагают центральную часть массива, прорывая плагиограниты рассыпнянского комплекса, и линейное тело размером 6х1 км, приуроченное к зоне разломов северо-западного простирания. Породы комплекса представлены в основном гранодиоритами, среди которых, вдали от контактов с плагиогранитами появляются разности близкие к граносиенитам, кварцевым сиенитам. Жильная фация представлена здесь граносиенитами и сиенит-порфирами. В пределах Иссиргужинского массива основное развитие имеют гранодиориты, на южном окончании обнажаются диориты и габбродиориты первой фазы, а в северо-западной части граносиениты. Среди плутонических пород куйбасовского комплекса здесь сохраняются частые, но мелкие останцы более ранних плагиогранитов рассыпнянского комплекса.

Петрографический состав интрузивных пород куйбасовского комплекса довольно постоянен в простых моноформационных телах и испытывает значительные изменения в плутонах со сложной историей формирования. Поэтому мы сначала опишем типичные петрографические разновидности, так сказать петротипы, а затем отклонения от них наблюдающиеся в различных массивах.

Габбро, габбродиориты представляют серые, темно-серые полнокристаллические среднезернистые до крупнозернистые породы, обладающие равномернозернистой, реже порфировидной структурой. Средний нормативный состав габбро: плагиоклаз 40,7%, моноклинный пироксен 18,75%; роговая обманка – 18%, магнетит 5,24%, апатит – 0,27%, сфен 2,68%, ортоклаз 4,5%. Иногда в габбро появляется кварц, в количестве не более 5%. Структура породы диоритовая, реже габбровая. По степени идиоморфизма минералы образуют следующий ряд: роговая обманка, пироксен, плагиоклаз, ортоклаз, кварц.

Граносиениты, кварцевые сиениты имеют характерный лиловато-серый, в выветрелом состоянии розовато-бурый кирпично-красный цвет. Они среднезернистые, часто порфировидные за счет развития более крупных зерен полевых шпатов или призм роговой обманки. Граносиенитовые разности имеют следующий минералогический состав: кварц 10-15%, калишпат 30-40%, плагиоклаз – 20-30%, роговая обманка и биотит 20-25%. Нередко наблюдается их переход в гранодиоритовые разности со следующим нормативным минералогическим составом: кварц – 22,5%, плагиоклаз – 42,6%, ортоклаз – 18,18%, роговая обманка – 3,26%, биотит – 8,06%, магнетит – 1,83%, сфен – 1,83%, апатит – 0,8%.

Структура этих пород гипидиоморфнозернистая, гранитная с элементами микропегматитовой. Наиболее идиоморфны зерна темноцветных минералов и плагиоклаза, представленного измененным в различной степени олигоклазом или андезином. Зерна калишпата менее идиоморфны. По форме выделения – это самостоятельные, довольно идиоморфные зерна, реже отмечаются каемки, обрастающие призмы плагиоклазов. По классификации А.С.Марфунина щелочные полевые шпаты относятся к промежуточному триклинному ортоклазу при явно подчиненном развитии промежуточного микроклина.

Кварц образует ксеноморфные, довольно крупные зерна, содержащие или пойкилитовые вроски полевых шпатов или образующий микропегматитовые сростания с калишпатом.

Роговая обманка имеет зеленый цвет и ясный плеохроизм. По данным рентгеноструктурного анализа она относится к группе гастингсита.

Биотит имеет темно-коричневый, зеленовато-коричневый цвет, частично хлоритизирован, по спайности лейкоксенизирован.

Гранитоиды третьей фазы представляют собой породы розовой и розовато-серой окраски, со среднезернистой, нередко порфирированной структурой, массивной, реже плоскопараллельной, однородной или полосчато-такситовой и пятнисто-такситовой текстурой. Минеральный состав описываемых гранитоидов колеблется в широких пределах: кварц – 20-30%, плагиоклаз – 18-65%, калишпат – 10-60%, биотит – 1-10%, роговая обманка – 0-20%, магнетит – 0,23-4,8%, ильменит – до 1,05%, циркон – до 0,64% циртолит – до 0,7%, сфен – до 0,56%, пирит – до 0,006%; гранат, корунд, хромит, рутил, лейкоксен, сфалерит, халькопирит, барит – редкие знаки. Из вторичных минералов в гранитоидах широко развиты эпидот, калишпат и шахматный альбит.

Микроструктура гранитоидов гранитная, графическая. Плагиоклаз в гранитоидах представлен двумя генерациями. Наиболее ранний плагиоклаз I имеет идиоморфные таблитчатые очертания, часто зональное строение, содержит 25-30% анортитовой составляющей, серицитизирован. Он ассоциируется с роговыми обманками двух разновидностей: сине-зеленой до густо-зеленой; темно-зеленой до черной, сильно опацизированной. Вышеописанная, минеральная ассоциация (плагиоклаз I и роговые обманки) цементируются и замещаются более ксеноморфным и свежим плагиоклазом II, содержащим 10-15% анортитовой молекулы, калишпатом (микропертитовый ортоклаз), кварцем и биотитом. Последний развивается по роговой обманке. В зонах эндоконтактов на гранитоиды накладывается микроклинизация с образованием слабо решетчатого микроклина, которая позже сменяется альбитизацией калишпатов с замещением их шахматным альбитом.

Помимо описанных петротипов, в сложных полихронных массивах широко развиты ореолы гибридных пород.

В Можаровском и Иссыргужинском массивах кроме типичных габбродиоритов и граносиенитов, играющих явно подчиненную роль, развиты гибридные породы, имеющие состав близкий к гранодиориту. Они образовались при взаимодействии граносиенитов (кварцевых сиенитов) с диоритами и плагиогранитами рассыпнянского комплекса. От пород рассыпнянского комплекса они наследуют характерную призматически зернистую структуру с высокой степенью идиоморфизма плагиоклаза. Влияние куйбасовских сиенитов – выражается в появлении широких каемок розовато-серого калишпата вокруг призм плагиоклаза и в повышении содержания темноцветных минералов, представленных биотитом и зеленой роговой обманкой. Характер выделения этих минералов заставляет предполагать, что гранодиориты образовались без переплавления, путем замещения некоторых минеральных видов в твердом состоянии на уровне формирования массива. Создается впечатление, что сиенитовый расплав как бы пропитывал проницаемые породы рассыпнянского комплекса, видоизменяя их [105,106].

Гранодиориты внутри Камсакского плутона и Тюлинского массива имеют изменчивый облик. Они то похожи на диориты, то на граносиениты. С первыми их сближает большое количество темноцветов и присутствие «очковых» порфирированных выделений полевого шпата, а со вторыми – наличие крупных порфиробластов роговой обманки и наблюдаемый иногда розовый оттенок. Чаще же эти породы имеют серый, беловато-серый цвет, среднезернистую

порфировидную структуру и слабо выраженную гнейсовидную текстуру, обусловленную субпараллельным расположением агрегатов темноцветных минералов. Характерны для этих пород округлые, иногда линзовидные, гнезда биотита имеющего вторичный характер.

Характер минерального состава, а также структурно-текстурные особенности этих гибридных пород позволяет предположить их происхождение путем глубокой контаминации и ассимиляции породами первой и второй фаз комплекса диоритов и габбродиоритов первой фазы и более древнего гнейсовидного интрузивного субстрата.

Жильная серия куйбасовского комплекса однообразна по составу и небогата по проявлению и представлена дайками сиенит-порфиров, кварцевых сиенитов и лампрофиров диоритового состава.

Дайки сиенит порфиров имеют от долей метра до 10 метров, протяженность от нескольких метров до 100-200 м.

Сиенит-порфиры имеют темно-бордовый, лиловато-серый цвет и полифировую структуру с частыми фенокристаллами. Основная масса их полнокристаллическая зернистая с призматически зернистой или таблитчато-ортофириновой структурой. Редко встречаются разности в зернистой основной массе которых находятся полевошпатовые сферолиты, обрастающие призмы бурого плагиоклаза. Дайки лампрофиров встречаются чаще. Мощность их меняется от долей метра до 10-15 м. Наиболее мощные дайки имеют зональное строение с тонкозернистой плотной приконтактной зоной и яснозернистой порфировидной центральной частью, имеющей микродиоритовую структуру основной массы, в которой выделяются довольно крупные частые вкрапленники белого измененного полевого шпата, и редкие – хлоритизированной роговой обманки.

Глубина становления массивов куйбасовского комплекса была относительно небольшой (гибабиссальной). Об этом можно судить по следующим фактам:

1. Для них характерны микропегматитовые структуры, что говорит о быстром охлаждении.
2. В интрузивных породах кислого состава часто отмечаются порфировидные структуры.
3. При формировании пород комплекса широко проявлены процессы ассимиляции и контаминации.
4. В контактах с интрузиями куйбасовского комплекса развиты пироксен-плагиоклазовые роговики с магнетитом. Условия их образования соответствуют пироксен-роговиковой фации, для которой характерны температуры около 700°, при давлении флюида 500 бар, что соответствует глубине около 2000 м.

Относительно возраста имеются следующие данные. Самыми молодыми породами, прорванными интрузиями граносиенитов и сиенит-порфиров комплекса, являются низы разреза вулканитов шумилинской свиты содержащих фауну фамен - нижнетурнейского возраста. Такое тело закартировано у северной кромки планшета. Верхняя возрастная граница определяется на основании нахождения гальки аналогичных пород в базальных конгломератах брединской свиты имеющей верхнетурнейский – нижневизейский возраст [105, 106]. То есть время внедрения интрузий куйбасовского комплекса ограничивается ранним турне. Абсолютный возраст пород комплекса калий-аргоновым методом определялся в лаборатории ИГиГ УрО РАН (калий-рентгеноспектральным методом, радиогенный аргон – методом изотопного разбавления). Абсолютный возраст кварцевых монцонитов Ащebutакского массива составил: по биотиту 356±10 млн. лет, по амфиболу 360±13 млн.лет; кварцевых монцонитов Тюлинского массива по биотиту - 349±9 млн. лет [34].

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

С габбродиоритами и диоритами Иссыргужинского массива связано медно-порфировое проявление.

Московский монзонит-граносиенит-гранитовый комплекс (C_1m)

На описываемой территории представлен двумя массивами Тумаркольским (№ 4) расположенным в Ащебутакском блоке и Малоакжарским (№ 9), расположенным на границе Джусинско-Акжарского и Джусинского блоков Восточномагнитогорской зоны.

Тумаркольский массив состоит из двух самостоятельных тел, имеющих южное приключение к Можаровскому массиву. Тела имеют форму, близкую к изометричной. Размеры тел по длинной оси составляют 4 и 3 км. По геофизическим данным, особенно четкий локальный минимум силы тяжести, совпадает с северным телом, а южное фиксируется относительно повышенным полем.

Северное тело имеет цилиндрическую форму и прослеживается с глубины 3000-4000 м. Оно, по всей вероятности, выполняет корневую часть интрузии, унаследованную от более раннего времени, когда образовывался Можаровский массив.

В южной части массива прорывают интрузивные породы рассыпнянского и куйбасовского комплексов, в северной – среднедевонские – раннекаменноугольные вулканиты александринской толщи и шумилинской свиты.

В эндоконтактах массивов развиты роговики, фиксируемые положительными магнитными аномалиями.

Тумаркольский массив имеет очень простой состав. Обе его части сложены гранитами розового, желтовато-розового цвета, средне-крупнозернистыми нормального состава: кварц – 35,9%, плагиоклаз №18 - 39,5%, ортоклаз – 17,27%, биотит – 6,14%, акцессорные: сфен – 0,41%, магнетит – 0,74%.

Малоакжарский массив в плане имеет округлую форму с размером 3-4 км в поперечнике. Контакты массива дугообразные, ровные. Форма массива и характер контактов, видимо, связаны с какой-то кольцевой структурой высокого порядка, существовавшей до внедрения интрузии.

Падение контактов, по данным интерпретации геофизических полей крутое. Мощность массива составляет не менее 1500 м.

Вмещающие породы представлены на юго-востоке и востоке метабазами и тефроидами нижнего-среднего девона, на севере – осадочными образованиями нижнего карбона. На контактах вмещающие породы ороговикованы. Роговики по основным породам выделяются интенсивной магнитной аномалией подковообразной формы.

Севернее Малоакжарского массива откартировано небольшое интрузивное тело гранитоидов извилистой удлиненной формы, являющееся, видимо, его сателлитом.

Малоакжарский массив сложен в основном роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, в незначительном количестве кварцевыми диоритами и тоналитами. Контакты между указанными разностями пород постепенные, за счет изменения в количественных соотношениях породообразующих минералов. Массив, скорее всего, относится к типу однофазных. Жильные образования представлены лейкократовыми гранодиоритами, аляскитовыми, пегматитоидными гранитами и микрогранитами.

Гранодиориты представляют собой породы розовато-серой окраски, среднезернистые, с порфировидной структурой, массивной, плоско-параллельной и пятнисто-полосчатой текстурой. Минеральный состав их колеблется в широких пределах: кварц – 20-25%; плагиоклаз – 25-55%; калишпат – 15-50%; биотит – 5-10%; роговая обманка – 2-8%. Из акцессорных минералов встречаются: сфен, циркон, апатит, ильменит; из вторичных – калишпат, биотит, эпидот, альбит, хлорит и серицит. Структура основной массы чаще гипидиоморфнозернистая, текстура пятнисто-такситовая. Последняя обусловлена частыми шлировидными включениями размером от 5 до 30 мм в поперечнике более меланократовых пород типа микродиоритов и кварцевых диоритов.

Вмещающие интрузию базальты и тефроиды превращены в плагиоклаз-роговообманковые и альбит-эпидот-роговообманковые роговики, а нижнекаменноугольные углисто-глинистые сланцы – в андалузит-графит-биотитовые (с кварцем) роговики.

Химический состав гранитоидов Малоакжарского массива соответствуют среднему составу гранодиоритов, по Дэли, и в целом характеризуются незначительными колебаниями в содержании большинства петрогенных элементов, большой дисперсией железистости, отношения калия к натрию (от 0,5 до 1,7) и высокой суммарной щелочностью (от 6,2 до 10,2).

По легенде Южно-Уральской серии граниты Тумаркольского и гранодиориты Малоакжарского массивов соответствуют второй фазе мосовского комплекса. Средний химический состав их приведен в таблице 4, физические свойства – в таблице 5.

Гранитоиды комплекса характеризуются железорудной и никель-кобальт-циркониттриевой и бериллиевой геохимической специализацией. Каких-либо проявлений полезных ископаемых, связанных с комплексом на описываемой территории не обнаружено.

Определения абсолютного возраста на описываемой площади отсутствуют. К северу от площади определения калий-аргоновым методом граносиенитов Шиликтинского массива – 300 ± 14 , 292 ± 14 , гранитов Бриентского и Базарбайского массивов – 233, 299, 274, 297, 277 млн. лет, что не соответствует возрасту по геологическим данным.

Возраст комплекса по геологическим данным принят раннекаменноугольный.

Малоакжарский массив прорывает верхнетурнейские-нижневизейские отложения брединской свиты, а Тумаркольский нижнекаменноугольные гранитоиды куйбасовского комплекса. Кроме того южное тело Тумаркольского массива, по данным бурения, на глубине также прорывает отложения брединской свиты.

Данные о верхней возрастной границе комплекса в описываемом районе отсутствуют. В более северных районах (Челябинская область) возраст ограничен серпуховским ярусом [4, 49].

Раннепермские интрузивные образования

Представлены **джабыкско-санарским лейкогранитовым комплексом (P_{1ds})**. Интрузии комплекса широко представлены в Кочкарско-Адамовской зоне, входят в состав полихронных массивов – Верхнеушкотинского (№ 28), Среднеушкотинского (юго-восточная часть) и слагают самостоятельные массивы – Нижнеушкотинский (№ 25), Верхненурундиновский (№24), Аласайский (№ 19), Славенский (№ 18), Сандырбекский (№ 16) и более мелкие тела. В Камсакской подзоне интрузии комплекса представлены Архангельским массивом и более мелкими телами. Небольшие линейные тела отмечаются в восточной части Домбаровской подзоны, приурочены к зоне Джарлинского разлома.

В гравитационном поле массивы комплекса, даже небольшие, выделяются отрицательными локальными аномалиями высокой интенсивности, что говорит о их большой мощности. В магнитном поле они характеризуются отрицательными полями небольшой интенсивности и часто среди полей вмещающих пород не выделяются.

По форме массивы делятся на изометричные и линейные. Изометричные массивы (Архангельский, Верхнеушкотинский, тело в юго-восточной части Среднеушкотинского массива) приурочены к активизированному сиалическому блокам, как правило имеют форму штока и большую мощность до 6000 м.

Линейные тела приурочены к разрывным нарушениям или являются апофизами изометричных тел.

Граниты комплекса прорывают породы различного состава и формационной принадлежности – гранитоиды почти всех формаций, метаморфические породы бескрыковской, энбекшинской толщ и маячной свиты, нижнедевонские вулканиты и нижнекаменноугольные отложения.

Контактные изменения проявлены в перекристаллизации вмещающих пород и грейзенизации как в экзоконтактах, так и в эндоконтактах.

Из приведенных в легенде Южно-Уральской серии двух фаз гранитов джабыкско-санарского комплекса на описываемой площади развиты только лейкократовые граниты вто-

рой фазы и жильные образования, представленные лейкократовыми гранит-порфирами, аплитами и пегматитами.

Химический состав лейклгранитов приведен в таблице 4, физические свойства – в таблице 5.

Лейкограниты описываемого комплекса – двуполевошпатовые с примерно равным соотношением плагиоклаза и К-На полевого шпата, иногда с некоторым преобладанием последнего. Состав щелочных полевых шпатов – решетчатый и нерешетчатый микроклинпертит с четкожилковатой формой пертитов распада. Пятнистая форма пертитов встречается реже. Плагиоклазы (олигоклазы, альбит-олигоклазы) почти всегда зональные, свежие.

Для гранитов этого комплекса весьма характерно обильное развитие мирмекитов, что служит еще одним типоморфным признаком.

Они обладают большим разнообразием структур: мелкозернистые, среднезернистые равнозернистые, 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 породы. Биотитовые граниты имеют серый, коричневато-серый цвет.

Микроструктура гранитов адамовского комплекса, так же как синорогенных гранитов более ранних комплексов, имеет катакластический характер, проявляющийся в деформации зерен, корродированных ограничениях кристаллических индивидов и в образовании цементных структур с разным соотношением цементного агрегата и бластопорфировых зерен. Катаклиз сопровождается, как обычно, перекристаллизацией раздробленного материала.

Пегматиты – крупноблоковые биотитовые и мусковитовые с белыми, желтыми, светло-коричневыми, розовато-коричневыми полевыми шпатами и дымчатым темно-серым кварцем.

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.

Граниты комплекса имеют ярко выраженную редкометальную 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, прорываемые интрузиями комплекса являются раннекаменноугольные отложения брединской свиты. За пределами площади интрузии комплекса прорывают отложения серпуховского возраста. Сами граниты прорываются интрузиями кабанского комплекса.

По данным определения абсолютного возраста (лаборатория Баш. ФАН) калий-аргоновым методом по полевым шпатам возраст гранитов Нижнеушкотинского массива составляет 290 ± 30 , 280 ± 30 млн. лет [107]. С учетом этих данных возраст комплекса принят раннепермский.

Позднепермские интрузивные образования

Представлены **кабанским гранит-пегматитовым комплексом (P₂kb)**.

Интрузии комплекса пространственно тесно связаны с вышеописанным джабыкско-санарским комплексом.

На описываемой территории они представлены Шотинской (№ 27) интрузией и мелкими телами в Верхнеушкотинском и Нижнеушкотинском массивах.

Шотинская интрузия на современном эрозионном срезе состоит из двух тел размером 2x0,6 км и 1,5x1 км. Общее простирание тел – северо-западное.

По данным бурения и геофизическим данным контакты тел падают под вмещающие породы. На глубине тела соединяются в общую интрузию, и размер ее значительно увеличи-

вается. Интрузии прорывают гранитоиды джабыкско-санарского, среднеушкотинского и крыклинского комплексов, рифейские гнейсы бескрыковской толщи. В эндоконтакте массивов картируются широкие ореолы мусковитовых грейзенов.

Интрузии состоят из крупнозернистых порфирированных рапакививоподобных гранитов.

Жильные образования представлены аплитовидными резкопорфирированными гранитами.

Все граниты комплекса имеют довольно отчетливые типоморфные особенности, позволяющие уверенно диагностировать их. К таким особенностям относятся: 1) ярко-красный, кирпично-красный цвет K-Na полевого шпата, определяющий цвет породы в целом; 2) темно-серый, иногда с коричневым или фиолетовым оттенком, цвет кварца, образующего чаще всего округлые зерна и скопления. Особенно отчетливую круглую «гранулитовую» форму имеют зерна кварца в мелкозернистых аплитовидных гранитах. Содержание темноцветных минералов в гранитах не превышает 5%. Соотношение биотита и мусковита варьирует, но чаще преобладает биотит.

Полевые шпаты лейкогранитов представлены плагиоклазами (альбит, альбит-олигоклаз), образующими короткие идиоморфные призмы и таблицы, и щелочными разностями, среди которых выделяются две разновидности: решетчатый микроклин и микропертитовый ортоклаз с тонкими жилковатыми пертитами. Последний иногда имеет гофрированную фестончатую структуру.

Калишпаты в шлифах почти всегда имеют розовато-серый цвет за счет пелитизации. Плагиоклазы - часто зональные с нечеткими границами зон, иногда без них. Они слабо пелитизированы и имеют чуть сероватый «запыленный» вид. В мелкозернистых гранитах описываемой группы довольно часто встречаются мелкие зернышки розового, темно-розового граната.

Химический состав гранитов приведен в таблице 4, физические свойства – в таблице 5.

Граниты комплекса имеют ярко выраженную редкометальную геохимическую специализацию. Средние содержания молибдена, вольфрама, ниобия и урана в гранитах выше, чем в джабыкско-санарского комплексе. Характерны высокобериллиевые акцессорные магнетиты.

С Шотинской интрузией связано молибденовое месторождение «Восток», с телами в Верхнеушкотинском массиве генетически связано вольфрам-молибденовое проявление «Поток».

Интрузии комплекса прорывают раннепермские граниты джабыкско-санарского комплекса [P1ds]. Абсолютный возраст гранитов комплекса (небольшое тело в Верхнеушкотинском массиве), определенный в лаборатории Баш ФАН калий-аргоновым методом по полевому шпату, составляет 259 ± 26 млн. лет [107].

На основании этих данных, и не имея более точных сведений возраст комплекса принят позднепермским.

3.2. Метаморфизм

Породы допалеозойского возраста, принимающие участие в геологическом строении складчатого фундамента района, испытали глубокое перерождение, вызванное многократным проявлением процессов метаморфизма.

Устанавливается несколько этапов метаморфизма, связанных с разновозрастными этапами тектонической и магматической деятельности.

Каждому тектоно-магматическому этапу свойственны проявления регионального, контактового метаморфизма, динамометаморфизма. В целом для района характерны явления наложенного метаморфизма, что создает трудности при определении состава и возраста исходных пород и восстановлении последовательности геологических событий.

По анализу результатов работ предшественников [4, 66, 67] и по собственным наблюдениям выделяются три этапа метаморфизма. Внутри каждого этапа отмечается усиление и

ослабление метаморфизма, что позволяет устанавливать фазы внутри этапов, которые не везде удается проследить.

I этап – позднерифейский – раннепалеозойский. Достоверно отмечается одна фаза метаморфизма (что не исключает и более ранних его проявлений). Верхний возрастной предел – граница кембрия-ордовика. Характеризуется амфиболитовой фацией метаморфизма.

II этап – среднепалеозойский. Выделяется 3 фазы метаморфизма: 1) Верхнеордовикско-силурийская. Характеризуется зеленосланцевой фацией регионального метаморфизма, эпидот-амфиболитовой фацией локального динамо-термального метаморфизма, ультраметаморфизмом (камсакский и крыклинский комплексы); 2) нижнедевонско-эйфельская. Характеризуется региональным метаморфизмом зеленосланцевой фации, локальным динамо-термальным метаморфизмом зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой фаций; 3) среднедевонско(живетско)-франская фаза характеризуется низкотемпературным региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом в породах Кочкарско-Адамовской зоны.

III этап – верхнепалеозойский. Выделяются две фазы: 1) Каменноугольная – региональный метаморфизм цеолитовой и частично зеленосланцевой фаций; 2) послекламенноугольная – региональный эпигенез и метагенез.

Региональный метаморфизм и локальный динамотермальный метаморфизм

Процессы регионального метаморфизма оказали наиболее существенное влияние на характер перерождений развитых в районе пород.

Часто региональный метаморфизм (в краевых частях тектонических блоков) сопровождался динамометаморфизмом, что приводило к перерождению пород в РТ-условиях, соответствующих более высокой фации метаморфизма.

Амфиболитовая фация метаморфизма

Амфиболитовая фация метаморфизма характерна для образований яршалинской и бескрыковской толщ.

Породы яршалинской толщи представлены силлиманит-полевошпатовыми, биотит-силлиманит-полевошпатовыми с гранатом сланцами и гнейсами, образовавшимися по песчанисто-глинистым отложениям. Для них характерны следующие минеральные ассоциации: биотит + плагиоклаз + кварц; биотит + силлиманит + плагиоклаз + (кварц+микроклин); силлиманит + плагиоклаз _ гранат + кварц.

По классификации Н.Л. Добрецова [12] данные ассоциации свойственны верхней температурной границе амфиболитовой фации.

Породы бескрыковской толщи представлены двуслюдяными и биотитовыми гнейсами и сланцами, слюдястыми кварцитами часто с большим количеством андалузита, граната, ставролита и реже силлиманита. Породы характеризуются следующими минеральными ассоциациями: кварц + биотит + плагиоклаз + гранат; кварц + мусковит + андалузит + силлиманит; кварц + мусковит + биотит + андалузит + ставролит. Указанные ассоциации устойчивы, выдержаны в пределах рифейских пород и отвечают РТ-условиям нижней границы амфиболитовой – верхней границе эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма.

Верхнеордовикско-силурийская фаза динамотермального метаморфизма для рифейских пород является регрессивной и проявляется в раскислении плагиоклаза до альбита-олигоклаза с выделением минералов группа эпидота, замещением силлиманита мусковитом, биотитизацией граната. Наиболее широко процесс проявляется в приразломных зонах с созданием по границам блоков рифейских пород оторочки из кварц-мусковитовых сланцев.

Эпидот-амфиболитовая фация

Породы эпидот-амфиболитовой фации локального динамо-термального метаморфизма верхнеордовикско-силурийского ряда развиты в узких тектонических блоках на западной границе Кочкарско-Адамовской зоны, выполненных породами маячной свиты и энбекшинской толщи.

В целом для этих зон характерны постепенный переход эпидот-амфиболитовой фации к зеленосланцевой и несовпадение границ фаций метаморфизма с границами напластования пород.

Породы в этих блоках претерпели региональный метаморфизм фации зеленых сланцев, а на более позднем этапе – локальный (динамо-термальный) метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации.

В процессе интенсивных пластических деформаций в условиях высоких температур и давлений породы были перекристаллизованы в кристаллические сланцы и гнейсы.

Для пород маячной свиты характерны следующие ассоциации: биотит + мусковит + альбит + кварц, альбит + эпидот + актинолит, биотит + хлорит + кварц, биотит + хлоритоид + мусковит + кварц.

Они являются типоморфными и охватывают диапазон низких, средних и высоких температур эпидот-амфиболитовой фации.

Для пород энбекшинской толщи, представленных метаморфизованными вулканогенными образованиями, характерны следующие ассоциации: актинолит + плагиоклаз + эпидот; роговая обманка + кислый плагиоклаз + эпидот, участками с гранатом и биотитом.

Фация зеленых сланцев Верхнеордовикско-силурийская фаза

В результате этой фазы песчано-глинистые осадки маячной свиты подверглись рассланцеванию и частичной перекристаллизации с превращением в кварц-серицитовые сланцы, бластосаммитовые сланцы и кварцитопесчаники. Минеральные ассоциации этих пород – кварц + серицит (мусковит) + хлорит, кварц + хлорит + кальцит и другие.

В энбекшинской толще основные эффузивы и субвулканические тела претерпели метаморфизм с образованием следующих минеральных ассоциаций – кварц + хлорит + альбит, кварц + серицит + хлорит, кварц + хлорит + эпидот + альбит.

Эти ассоциации позволяют характеризовать обстановку метаморфизма как среднетемпературную эпидот-мусковит-хлоритовую субфацию зеленосланцевой фации метаморфизма.

Нижнедевонско-эйфельская фаза

Породы тюлькубайской толщи в нижнедевонско-эйфельскую фазу метаморфизма претерпели интенсивную перекристаллизацию в условиях высоких ступеней зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, а в краевых частях Домбаровского блока – динамо-термальный метаморфизм зеленосланцевой, участками эпидот-амфиболитовой фаций. Характерными минеральными ассоциациями для них являются: эпидот + альбит + актинолит, биотит + актинолит + альбит, кварц + биотит + альбит и биотит + эпидот + альбит + роговая обманка.

Породы киембаевской свиты и кукбуктинской толщи подверглись региональному метаморфизму биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Их парагенетические ассоциации следующие: актинолит + биотит + альбит, альбит + эпидот + актинолит, альбит + эпидот + хлорит, альбит + хлорит + серицит, альбит + цоизит и другие.

Для киембаевской свиты характерно практически полное замещение пород новообразованными минералами, а для кукбуктинской толщи – частичное замещение.

Положение пород джусинской толщи в краевых частях тектонических блоков определило их перерождение в условиях высоких ступеней зеленосланцевой фации и эпидот-амфиболитовой фации локального динамо-термального метаморфизма. Характерными минеральными ассоциациями являются: роговая обманка + биотит + плагиоклаз + кварц, актинолит + эпидот + альбит + кварц, роговая обманка + плагиоклаз + эпидот.

Для пород александринской толщи характерно неполное замещение минералов исходной породы. Местами в них наблюдаются реликты пироксенов и полевых шпатов, участками

наблюдается перекристаллизация стекловатого базиса. Породы метаморфизованы в условиях низких ступеней фации зеленых сланцев - эпидот – мусковит – хлоритовой и пумпеллиит-стильпномелановой [13].

Наряду с обычными парагенезисами альбита, эпидота и хлорита, в них появляются ассоциации с пренитом и пумпеллиитом.

Живет-франская фаза метаморфизма

Отложения урлядинской толщи метаморфизованы очень слабо. Они претерпели региональный метаморфизм пумпеллиит-стильпномелановой фации и участками, судя по парагенезисам с альбитом, хлоритом, эпидотом, – метаморфизм эпидот-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

С живет-франской фазой связано образование полигенно метаморфизованных пород в западной части Кумакского блока, между Малоакжарским и Мазарским массивами. Здесь в результате динамометаморфизма и внедрения интрузий краснинского комплекса породы кукбуктинской и джусинской толщ перекристаллизованы в плагиоклаз-эпидот-амфиболовые, плагиоклаз-амфиболовые, эпидот-амфибол-полевошпатовые и амфибол-кварц-полевошпатовые сланцы и роговики, иногда обогащенные магнетитом.

Каменноугольная фаза метаморфизма

Вулканоогенные породы шумилинской, березовской свит и биргильдинской толщи практически не несут следов регионального метаморфизма. В них отмечаются разложение стекла до пелитовых продуктов, частичное раскисление основных и средних плагиоклазов, замещение пироксенов хлоритом. Миндалины выполнены цеолитом, кальцитом, хлоритом, пренитом. В кислых эффузивах заметны слабое окварцевание, частичное замещение полевых шпатов серицитом, а темноцветных минералов хлоритом. Такие изменения могут быть следствием автометаморфизма цеолитовой фации и отвечать начальным стадиям зеленокаменного изменения.

Послекаменноугольная фаза метаморфизма

К фазам регионального метаморфизма отнесена условно. Изменения, наблюдающиеся в нижнекаменноугольных карбонатных и терригенных породах, могут характеризовать обстановку эпигенеза (позднего диагенеза) или могут сопоставляться с явлениями метагенеза. В них отмечаются гидрослюды, серицит и хлорит.

Ультраметаморфизм

Процессы ультраметаморфизма в исследованном районе проявлены широко. Они выразились в явлениях мигматизации и гранитизации рифейских и ордовикских гнейсов и амфиболитов. Процессы ультраметаморфизма знаменуют собой моменты наиболее интенсивных тектонических движений, вызывающих повышение температуры и давления в породах и создающих условия для появления селективных выплавов. Они предшествуют (или сопутствуют) внедрению гранитоидного материала.

Широкое пространственное развитие мигматитов говорит о региональном характере процессов ультраметаморфизма.

Минеральный состав мигматитов зависит от состава исходных пород и воздействующего на них мигматизирующего материала.

Поля развития мигматитов обнажены довольно плохо. Там, где имеются хорошие коренные обнажения, можно проследить все известные типы инъекционных и метасоматических мигматитов: послойные, тневые, порфиробластические, глыбовые и другие.

По времени формирования на площади выделяются две наиболее широко проявленные фазы ультраметаморфизма – позднеордовикско-силурийская и позднедевонская.

Позднеордовикско-силурийская фаза связана с формированием ранней островной дуги. Геодинамические условия в зонах субдукции привели к региональной мигматизации микроконтинентальных блоков. Процесс мигматизации сопровождался и завершался формированием в краевых частях микроконтинентов интрузий известково-щелочной габбро-гранитоидной серии камсакского и крыклинского комплексов.

Позднедевонская фаза ультраметаморфизма проявлена более локально – в краевой западной части Кочкарско-Адамовской зоны. Мигматизация пород происходила в зоне субдукции и сопровождалась формированием интрузивных тел садкского комплекса. Завершается фаза внедрением в мигматизированные породы интрузий среднеушкотинского комплекса.

Динамометаморфизм

Динамометаморфизм широко проявился в исследованном районе. Этот тип метаморфизма протекает в условиях интенсивного бокового давления и обычно сопровождается рассланцеванием пород и привнесом в них воды и летучих компонентов. В результате в породах происходит структурная и текстурная перестройка, изменяется их минералогический состав.

Можно видеть все постепенные переходы от первичных пород до тонколистоватых динамосланцев. Породы приобретают линейные и полосчатые структуры.

Процесс динамометаморфизма сопровождается кливажем, катаклизмом, брекчированием и милонитизацией.

Процессы катаклаза, милонитизации и рассланцевания затрагивают не только осадочные и метаморфические породы, но и массивные интрузивные породы. В последних в процессе динамометаморфизма образуются катакластические структуры, а при воздействии на еще не остывшие массивы – кристаллизационная сланцеватость и гнейсоватость.

Дальнейшие процессы дислокационного метаморфизма приводят к широкому развитию процессов перекристаллизации, образованию слюдистых минералов, хлоритов, эпидотов, карбонатов. В пластичных осадочных породах происходят ориентировочное расположение некоторых минералов (чаще всего чешуек слюды), появление стресс-минералов – хлоритоидов, дистена, стильпноелана.

При совпадении по времени процессов динамо- и регионального метаморфизма породы претерпевают более сильные (прогрессивные) изменения, по сравнению с характерными для данной фазы регионального метаморфизма.

Контактный метаморфизм

Контактный метаморфизм пород проявляется в образовании вблизи интрузий ореолов контактово измененных пород.

В зависимости от состава интрузии и вмещающих пород образуются различные роговики, гибридные породы, мигматиты, а метасоматоз постмагматических стадий приводит к образованию грейзенов и скарнов.

Мигматизация и постмагматические изменения охарактеризованы в главе «Интрузивный магматизм». Подробнее остановимся на процессах ороговикования.

Интрузии рассыпнянского, джабыгасайского, урусиксенского комплексов не создают широких ореолов роговиков. Процесс ороговикования заключается в перекристаллизации вмещающих пород, их биотитизации и окварцевании.

Контактные изменения интрузий краснинского комплекса широко наблюдаются в контактах Мазарского и Кошенсайского массивов и их сателлитов. Контактные изменения альбит-эпидот-роговообманковой и роговообманково-роговиковой фаций привели к почти полному изменению минерального состава пород с сохранением первичных структур и текстурно-морфологических особенностей (подушечного строения). Породы, претерпевшие контактовый метаморфизм, часто, но крайне неравномерно, обогащены вкрапленностью магнетита.

По времени внедрение интрузий краснинского комплекса совпадает с региональным метаморфизмом пород фации зеленых сланцев. Поэтому ореолы контактовых изменений нельзя относить к чисто роговиковым. Они являются полиформационными (региональный + контактовый + динамометаморфизм).

Наиболее широко процессы ороговикования проявлены в контактах интрузий куйбасовского комплекса. Ороговикованием подвергаются долериты, туффиты, эффузивы кислого состава. Мощность зон ороговикования часто превышает 500 м. В роговиках наблюдается зональность. Высокотемпературные пироксен-плагиоклазовые роговики по мере удаления от контакта переходят в амфибол-плагиоклазовые, а затем в альбит-эпидот-хлоритовые роговики.

Наличие в роговиках вкрапленности свободного магнетита позволяет хорошо устанавливать их ореолы в магнитных полях.

Аналогичные процессы ороговикования вулканических пород характерны и для вулканических пород, прорываемых интрузиями мосовского комплекса. Помимо этого интрузии комплекса, прорывая гранитоиды рассыпнянского и куйбасовского комплексов, ороговикуют их. Ороговикование проявляется в биотитизации и появлении вкрапленности магнетита.

Роговики в контактах интрузий джабыкско-санарского и кабанского комплексов на изучаемой площади практически не отмечаются. Вмещающие породы здесь биотитизированы и серицитизированы, часто полностью изменены процессами грейзенизации.

4. ТЕКТОНИКА

Территория листов М-40-ХІІ и ХVІІІ (северная часть) занимает восточную часть Магнитогорского прогиба и западную часть Восточно-Уральского поднятия. В ее пределах выделяются следующие тектонические зоны (с запада на восток): Западномагнитогорская, Восточномагнитогорская и Кочкарско-Адамовская.

Западномагнитогорская зона представлена восточным крылом Магнитогорского синклинория, сложенным нижнекаменноугольными преимущественно карбонатными отложениями, собранными в пологие, вытянутые в субмеридиональном направлении, складки. Структура этого крыла осложнена наложенной депрессией (Орской), выполненной осадочными отложениями юры.

Восточномагнитогорская зона занимает центральную большую часть описываемой территории и отделена от Западномагнитогорской Восточно-Кизильским региональным сбросом, а от Кочкарско-Адамовской – Домбаровским структурным швом. Эта зона имеет весьма сложное строение и включает 7 структурно-формационных блоков: Ащebutакский, Камсакский, Джусинско-Акжарский, Джусинский, Домбаровский, Кошенсайский, Джарлинско-Домбаровский.

Кочкарско-Адамовская зона занимает восточную часть территории, относится к Восточно-Уральскому поднятию и состоит из 4 структурно-формационных блоков: Адамовского, Ушкотинского, Еленовско-Кумакского и Актастинского.

В геологическом разрезе описываемой площади выделяются структурно-вещественные комплексы трех этажей: раннерифейского, ордовикско-пермского и мезозойско-кайнозойского.

4.1. Раннерифейский структурный этаж

Образования раннерифейского этажа на современном эрозионном срезе развиты в Камсакском, Кошенсайском, Адамовском, Ушкотинском и Актастинском структурных блоках. В них они слагают ядра магматизированных горст-антиклиналей, ограниченных поясами разновозрастных интрузивных тел от габбро-гипербазитового до гранитоидного состава. Наиболее крупные и хорошо сохранившиеся выступы докембрийского фундамента расположены в Адамовской подзоне, в Карагачинской, Славенской и Шандашинской горст-антиклиналях. В остальных структурах (Камсакской, Кошенсайской, Карагандысайской) встречаются только его фрагменты, заключенные в интрузивные породы преимущественно гранитоидного состава.

Этаж слагают в различной степени мигматизированные гнейсы и кристаллосланцы яршалинской и бескрыковской 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 ядрах указанных выше горст-антиклиналей и представлены пологими слабо удлиненными складками, вытянутыми в северо-западном направлении. Углы падения крыльев складок колеблются от 30 до 50°. По периферии крупных горст-антиклинальных блоков с ограничениями субмеридиональных направлений развита линейная, часто изоклиальная, складчатость более поздних стадий геодинамического развития, сопровождаемая зонами дислокационного метаморфизма, мигматизации и удлиненными телами интрузивных пород. В узких линейных структурах типа Шандашинской указанные деформации и проявления интрузивного магматизма иногда полностью охватывают площадь развития раннерифейских пород.

В поле силы тяжести блоки раннерифейских образований выделяются глубокими минимумами до 40 мГал. Магнитное поле на их площадях в основном отрицательное (от 50 до 200 нТл), и только в шовных зонах их обрамления и разломах внутри блоков с поясами даек

и мелких тел габбро-гипербазитовой ассоциации появляются линейные положительные аномалии интенсивностью до 500 нТл.

4.2. Ордовикско-пермский этаж

Большое разнообразие отложений, магматических образований и структурных форм ордовикско-пермского этажа сформировалось в течение полного геодинамического цикла, от континентального рифтогенеза и океанического спрединга до коллизионной стадии. Среди них выделяются структурно-вещественные комплексы четырех ярусов: ордовикско-силурийского, раннедевонско-раннекаменноугольного, раннекаменноугольного и пермского.

4.2.1. Ордовикско-силурийский ярус

Породы, слагающие этот ярус, образуют ряд формаций, сформировавшийся в период внутриконтинентального, а затем океанического бассейна, и закончившегося в конце силура – начале девона частной инверсией, формированием зон субдукции и островодужных ассоциаций. Этот ряд состоит из ордовикских формаций (флишеидной олигомиктовой метаморфизованной, амфиболит-зеленосланцевой, дунит-гарцбургитовой) и силурийской (углисто-глинисто-кремнистой метаморфизованной), отвечающих стадии раздвигания и создания океанического бассейна с системой континентальных блоков. Завершают указанный ряд гнейсодиорит-гнейсоплагиогранитовая и габброамфиболит-гнейсоплагиогранитовая формации фронтальных зон субдукций островных дуг.

Образования ордовикско-силурийского яруса распространены в основном по периферии структурных блоков, сложенных породами раннерифейского этажа. Наибольшие площади их развития наблюдаются на пологих северных и южных погружениях этих блоков. Здесь отмечаются относительно спокойная складчатость, осложняющая моноклинальное и периклинальное залегание пород, и интрузивные залежи пластообразной формы, фиксирующие пологие зоны тектонических несогласий между структурными этажами (Среднеушкотинский, Камсакский, Верхнеушкотинский массивы). В субмеридиональных зонах обрамлений блоков породы яруса слагают пояса напряженной изоклинальной складчатости, в которую вовлечены и интрузивные образования и серпентиниты (Домбаровская шовная зона и др.). Реже зоны смятий встречаются в пределах горст-антиклинальных структур, расчленяя их на блоки более высокого порядка. Примером такой зоны является сильно сжатая магматизированная Сандырбекская грабен-синклиналь в Адамовском блоке. В геофизических полях полосы и поля развития пород ордовикско-силурийского яруса обычно выражаются градиентными зонами разной интенсивности.

4.2.2. Раннедевонско-раннекаменноугольный ярус

Структурно-вещественные комплексы этого яруса образовались 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.

Вулканогенные, интрузивные и осадочные формации яруса слагают Ащебутакский, Джусинский, Домбаровский и Еленовско-Кумакский структурные блоки. Низы разрезов этих подзон сложены относительно глубоководными отложениями (осадочно-телепирокластическая, черносланцевая формации) и подушечными лавами базальтовой и кремнисто-базальтовой формаций, иногда в сочетании с породами дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциаций. Этот ряд формаций составлял основание и нижнюю часть разреза островных дуг зон вулканизма.

Остальная часть разреза указанных подзон состоит из сложного наслоения экстрюзий, лав и пирокластики базальт-андезит-дацит-риолитовой, андезит-дацитовой формаций, сменяющихся в самых верхах вулканогенным флишем с линзами рифогенных известняков. Этот ряд формаций характерен для верхней части разреза зрелых островных дуг. Завершается он локально развитой трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формацией позднефаменско-раннетурнейского возраста.

Интрузивные образования раннедевонско-раннекаменноугольного структурного яруса представлены породами среднедевонских габбро-плагиогранитовой и габбро-диорит-плагиогранитовой, позднедевонских диорит-гранодиорит-гранитовой, монцодиорит-граносиенитовой, гранодиорит-гранитовой и плагиомигматит-гнейсоплагиогранитовой формаций междепресссионных поднятий и зон субдукции островодужных систем.

Ащебутацкий блок представляет собой антиклинорий, ограниченный с запада моноклиналью, осложненной Восточно-Кизильским сбросом и сложенной фаменнижекаменноугольными отложениями, с востока - Западно-Акжарской системой разломов. В геофизических полях она выделяется положительной аномалией интенсивностью до 40 мГал и знакопеременным магнитным полем с преобладающими положительными значениями ΔT . Последние образуют кольцеобразные аномалии интенсивностью до 500 нТл, связанные с ореолами ороговикования вокруг интрузивных тел. Интрузии сложного состава, чаще изометричной формы характеризуются в основном отрицательными значениями магнитного поля.

В юго-восточной части подзоны встречаются реликты лавовых построек, сложенные подушечными лавами александринской толщи (Тюлинское лавовое поднятие). В осевой зоне антиклинория выделяются остатки глубоко эродированных интрузивно-вулканокупольных структур: Иссыргужинской, Тумаркольской и Ащебутацкого вулканокупола [106].

Тумаркольская структура представляет собой почти изометричную брахискладку до 20 км в поперечнике с ядерной частью, сложенной кислыми вулканитами экстрюзивно-лавовой и пирокластической фаций. Крылья складки сложены порфиоровыми базальтами и их туфами, собранными в радиальную систему периклиналей.

Иссыргужинская структура расположена севернее, в долине р.Кумак, имеет облик брахиантиклинали с размерами до 8 км в поперечнике, сложена прижерловыми фациями вулканитов основного состава. Центральные части обеих структур прорваны интрузиями габбро-гранитовой и монцодиорит-граносиенитовой серий позднедевонского и раннекаменноугольного возраста.

Ащебутацкий купол расположен в 7 км юго-западнее Тумаркольской структуры. Размеры его 4-5 км в поперечнике. Ядро купола сложено эффузивами основного состава, склоны постройки слагают лавы и туфы преимущественно кислого состава. В основании толщи кислых вулканитов располагается ряд рудопроявлений меди (Центральное, Аномалия 10 и др.).

Джусинский блок на описываемой территории представлена своим южным замыканием и имеет ярко выраженные черты положительной вулcano-тектонической структуры, вытянутой в субмеридиональном направлении. С запада она ограничена Восточно-Акжарской системой разломов, с востока – Восточно-Карабутакаксим сбросом Андреевской зоны смятия. Осевая часть структуры состоит из системы сближенных вулканических построек, осложненных кальдерами проседания. Наиболее крупные из них (4-5 км в поперечнике) представлены хорошо сохранившимися вулканокуполами (Радужный и Каменнодольский), сложенными андезидацитами и дацитами среднедевонской непрерывно дифференцированной формации. Остальные постройки разрушены в стадию кальдерообразования и представлены отдельными фрагментами, наиболее крупные из которых имеют форму подковообразных остаточных горстов (Правобережный, Левобережный и др.). Из кальдер наиболее отчетливо выделяются Бустандыкская, Западно-Карабутацкая и Рудная. Они имеют округлую или

овальную форму с размерами от 2 до 6 км в поперечнике, сложены вулканитами умеренно кислого, а в центральных частях основного состава.

Вулканогенное поднятие Джусинской подзоны по периферии обрамляется отрицательными вулканогенными тектоническими структурами: с запада – Джаналыкской депрессией, с востока – Восточно-Карабутацким грабеном. В разрезе этих отрицательных структур преобладают образования вулканогенного флиша и вулканиты повышенной щелочности.

В геофизических полях Джусинская подзона выделяется положительными значениями Δg от 2 до 10 мГал и в основном отрицательными значениями ΔT (от -50 до -200 нТл), с редкими положительными аномалиями интенсивностью до 500 нТл.

Домбаровский блок занимает центральную часть описываемой территории и протягивается в субмеридиональном направлении на 90 км, от среднего течения р. Кумак до границы с Казахстаном, при ширине 15-25 км.

В геофизических полях эта структура выделяется положительной аномалией интенсивностью от 4 до 28 мГал и сильно дифференцированным магнитным полем (от -400 до $+1000$ нТл).

Домбаровская подзона представляет собой крупную удлиненную биклираль, ограниченную с востока одноименной шовной зоной с узким линейным грабеном, с запада - Восточно-Карабутацким и Архангельским разломами. Эта сложная структура, по данным сейсмического зондирования, приурочена к линейному трогу (Джаилганско-Кутебайскому), вытянутому на 65-70 км при ширине 20-25 км. Трог имеет асимметричное строение: западное крыло его наклонено под углом 20° , восточное – $35-40^\circ$ и осложнено системой тектонических уступов. Относительное погружение его ложа составляет не менее 6 км. В осевой части трога отмечается зона потери ориентировок площадок, фиксирующая систему вертикальных разломов и сопряженных с ними поясов интрузивных тел основного состава. Нижняя часть разреза трога сложена сланцами по вулканогенно-осадочным образованиям тюлькубайской толщи осадочно-телепирокластической формации, верхняя – наслоением лав киембаевской свиты базальтовой формации раннего девона. Разрез завершают лавово-пирокластические образования и тефроиды кукбуктинской толщи базальт-дацит-риолитовой формации ранне-среднего девона. Сланцы тюлькубайской толщи западнее полосы развития вулканитов слагают одноименный горст, имеющий сложное складчато-глыбовое строение.

Базальты киембаевской свиты образуют в междуречье р.р. Жарбутац, Киембаи и Камсак лавовое поднятие, ограниченное с юга, востока и запада разломами и полого погружающееся в северо-восточном направлении под образования кукбуктинской толщи. Лавовое плато состоит из сложного наслоения моногенных лавовых щитовых построек, образующих вулканогенные поднятия типа остаточных горстов, сохранившихся при опусканиях депрессионных структур на поздних этапах вулканизма базальтовой и базальт-дацит-риолитовой формаций [22, 71]. Отчетливо обособляются Чиликтинско-Киембаевское, Нурундиновское и Западно-Кукбуктинское поднятия. В их пределах выделяются вершинные части лавовых щитов от изометричной до подковообразной и другой неправильной формы с размерами 1,5-3 км в поперечнике (Верхне- и Нижнекукбуктинские, Восточно-Джаилганский, Верхнечиликтинский, Южно-Тюлькубайский, Курмантауский, Нурундиновский, Жарбутацкий).

Отрицательные формы палеорельефа лавового плато, ограничивающие горстообразные поднятия, представлены вулканогенными тектоническими депрессиями, развитыми как по его периферии (Западно-Камсакская, Чиликтинская, Жарбутацкая, Родниковая), так и в центре (Джаилганская, Кукбуктинская). Обычно они приурочены к висячим бокам магмовыводящих зон, и проседание их обусловлено оттоком расплавов из магматических камер в системы дренирующих разломов. Форма впадин преимущественно изометричная или овальная, размер их 3-6 км в поперечнике. Борты чаще крутые (углы $60-80^\circ$), переходящие во флексурные

уступы, иногда сорванные сбросами, реже пологие, с углами 20-40°; днища пологие, всхолмленные небольшими лавовыми постройками.

Большинство впадин имеет полигенный характер, сложное телескопированное строение, осложнено кальдерами проседания и обрушения с системами кольцевых поясов даек и интрузий. Верхняя часть их разрезов сложена образованиями кукбуктинской толщи, прорванными комагматичными им субвулканическими телами от основного до кислого состава.

Кальдеры проседания представляют собой овальные, округлые или слабо удлиненные локальные депрессии с крутыми бортами, с размерами 1,5-2 км в поперечнике. Большинство из них имеет длительную историю формирования, до завершения становления ассоциаций непрерывной формации раннего-среднего девона (кальдеры Осеннего и Летнего месторождений, Западно-Джаилганская, Джаилганская). Наиболее длительная тектоно-магматическая активность проявлена в Джаилганской кальдере, расположенной в центральной части одноименной депрессии. Активность закончилась в раннем карбоне формированием в центре структуры кольцевой интрузии трахириодацитов и штока кварцевых монцонитов.

Кальдера Летнего месторождения расположена на западном склоне Верхнечиликтинского вулканического поднятия, сложенного базальтами киембаевской свиты; имеет удлиненную форму с размерами 2x4 км². Кальдера вытянута в северо-западном направлении вдоль Чиликтинского сброса, наклоненного на запад под углом 45°. Становление последнего сопровождалось мощными излияниями базальтов и гидроэксплозиями, закончившимися проседаниями блока, расположенного западнее раскола. При проседании этого блока образовались многочисленные межпластовые отслоения, заполненные пластовыми залежами габбродиабазов. На западном фланге структуры синвулканические разрывы проявлены слабее и часто сменяются флексурными уступами. Здесь излияния лав чередовались с фонтанирующими извержениями жидких расплавов, образующих гиалокластитовые потоки и конуса. В большинстве своем борта кальдеры крутые (30-60°) и ограничены синвулканическими сбросами. Днище ее очень неровное, осложнено флексурными уступами и разломами. Формирование кальдеры продолжалось и в ранне-среднедевонский этап вулканизма при накоплении лав и пирокластов кукбуктинской толщи, которые выполняют локальное понижение на ее южном фланге.

Западно-Джаилганская и Осенняя кальдеры приурочены к бортам Джаилганской депрессии. Первая из них унаследует в основном нисходящие движения депрессии и отчетливо обособляется от нее только в период становления вулканической ассоциации кукбуктинской толщи. Северный и западный ее борта крутые, подсорванные разломами. Южное крыло очень пологое (20-40°), без уступов и разломов. С востока кальдера оборвана интрузией габброидов.

Кальдера Осеннего месторождения приурочена к магмовыводящей зоне юго-восточного борта Джаилганской депрессии и обособляется от последней в результате интенсивного погружения на поздних этапах становления киембаевской свиты. Опускание происходило по Южно-Джаилганскому сбросу северо-восточного простирания и сопровождалось затопляющими и нивелирующими палеорельеф излияниями афировых и плагиофировых базальтов. Мощность наслоений лав верхней подсвиты киембаевской свиты в кальдере достигает 800 м. Нисходящие движения в кальдере продолжались в среднем девоне, сопровождалась накоплением вулканогенно-осадочных пород кукбуктинской толщи и формированием пластообразных залежей дацитов и риодацитов непрерывной формации. Северная часть кальдеры уничтожена кольцевой интрузией трахириодацитов раннего карбона.

Северная часть Домбаровского блока на современном эрозионном срезе сложена в основном пирокластами, реже лавами и тефроидами кукбуктинской толщи ранне-среднедевонской непрерывной формации. Базальты киембаевской свиты здесь фрагментарно прослеживаются только вдоль Домбаровской шовной зоны. В долине р.Кумак в поле их раз-

вития выделяются реликты линейной вулкано-тектонической депрессии (Шандашинской). Севернее последней, уже в Адамовской подзоне, наблюдаются реликты корневой зоны глубоко эродированной базальтовой постройки с системой субвулканических тел габбродиабазов.

Лавово-пирокластические образования кукбуктинской толщи в северной части подзоны слагают пояс аккумулятивных построек, составляющих непрерывную вулканогенную гряду. Типичным представителем насыпных построек ранних этапов формирования мощного разреза толщи является Западно-Кутебайский стратовулкан (его восточный фрагмент) с размерами от 10 до 12 км в поперечнике и системой мелких (паразитических) построек на его южном и северном склонах. Слагающие постройку глыбовые и агломератовые туфы основного и смешанного состава имеют периклинальное залегание с углами падения 30-50° в северном направлении и 50-70° в восточном. Восточный склон постройки осложнен линейной складчатостью с вертикальным и даже обратным падением пород. Жерловина вулкана размером до 2 км в поперечнике фиксируется по подковообразной цепочке субвулканических и экструзивных тел основного и кислого состава. Выполняют ее глыбовые туфы смешанного и кислого состава, прорванные телами магматических брекчий риодацитов. Другие постройки нижней части разреза толщи уничтожены деструктивными движениями поздних этапов.

Осевая зона гряды осложнена Центрально-Кутебайским вулкано-тектоническим грабеном. Грабен при ширине 3-6 км вытягивается в субмеридиональном направлении на 25 км. На юге, в зоне пересечения с широтным Аласайским разломом, он осложнен крупной до 7 км в поперечнике Исимбайской кальдерой. Внутреннее строение грабена характеризуется телескопированной системой узких линейных грабенов высокого порядка, осложненной поперечными и диагональными разрывными нарушениями типа сбросов, сбросо-сдвигов и сдвигов. Борты грабена сложены туфами нижней половины разреза кукбуктинской толщи, внутренняя часть – лавами и туфами верхней половины, образующими небольшие постройки, реликты которых сохранились только в северной части структуры (Верхнекаменная и Верхнекутебайская постройки). В южной части грабена вулканические аппараты уничтожены при формировании Исимбайской кальдеры. Последняя ограничена системой кольцевых разломов, имеет крутые борты, осложненные сбросами и субвулканическими телами андезито-дацитового состава. Внутреннее ее строение сложное, телескопированное, с системой мелких блоков, по форме близких к сегментам. Выполнена она породами верхней части разреза кукбуктинской толщи, среди которых большую роль играют пирокласты и экструзивно-лавовые тела умеренно кислого состава. В юго-восточном сегменте кальдеры они слагают небольшой, до 2 км в поперечнике, экзогенный вулканокупол (Центрально-Исимбайский).

В геофизических полях Исимбайская кальдера выделяется несколько пониженными значениями поля силы тяжести и подковообразными и кольцевыми магнитными аномалиями.

Структурная позиция кальдеры, ее высокая проницаемость, длительное становление, широкое развитие на ее площади метасоматитов и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации позволяют считать ее весьма перспективной структурой на оруденение колчеданного типа.

В южной части Домбаровского блока, в полях развития базальтоидов среднедевонской кремнисто-базальтовой формации, выделяется ряд щитообразных лавовых поднятий до 2 км в поперечнике. Большинство из них относится к лавовым щитам эмбрионального типа, не прошедшим стадию кальдерообразования (Северо- и Южно-Алимбайские, Меловая просадка, Центральный, Тассайский, Боярский).

Расположенный в западной части Домбаровского блока, на границе ее с Джусинским блоком, Тюлькубайский блок представляет собой типичный остаточный горст с активным магматическим обрамлением. При ширине до 10 км в южной части он вытягивается в субмеридиональном направлении на 23 км, постепенно выклиниваясь в северном направлении. Все границы блока представлены разломами, большинство из которых имеет характер местных

сбросов. И только самый крупный из них, ограничивающий горст с юга представлен взбросом (Северо-Джаилганским) с падением сместителя под углом 65° в северном направлении. Горст имеет асимметричное строение, с крутыми, оборванными сбросами, взбросами и сбросо-сдвигами большой амплитуды, западным и южным крыльями и относительно пологим, осложненным складчатостью высоких порядков и малоамплитудными сбросами, восточным. К северу он испытывает постепенное погружение, распадаясь на систему более мелких тектонических блоков. В слагающих его сланцах тьюлькубайской толщи отчетливо проявлена линейная складчатость общего смятия. Оси складок, осложняющие их разломы, кливаж и сланцеватость имеют северо-восточное простирание.

Еленовско-Кумакский блок расположена в пределах Кочкарско-Адамовской зоны Восточно-Уральского поднятия и представляет собой грабен-синклинорий, сложенный в основном вулканогенно-осадочными образованиями айдырлинской толщи ранне-среднедевонской базальт-дацит-риолитовой формации. Со всех сторон эта структура ограничена региональными разломами с поясами разновозрастных интрузий. При ширине 15 км, в верховьях р.Киембай, она протягивается в меридиональном направлении на 50 км и обрывается на севере Еленовским разломом северо-восточного простирания. У южной границы площади она сужается до 3 км и переходит в шовную зону, разделяющую Карагандысайкую и Актастинскую магматизированные горст-антиклинали.

Форма Еленовско-Кумакской структуры в пределах описываемой территории близка к биклиальной и обусловлена образованием ее вулканогенного разреза в линейном рифтогенном грабене, глубина которого достигала не менее 4-6 км. Верхняя часть разреза грабена слагает крупное горстообразное вулканогенное поднятие (Еленовское), которое расположено в осевой зоне структуры. При ширине 6-8 км оно вытянуто в субмеридиональном направлении на 18 км. Центральная часть поднятия сложена вулканитами базальтового состава нижней части разреза айдырлинской толщи и прорвана интрузией гранитоидов. Крылья поднятия оборваны разломами. Сохранившийся его северный склон осложнен мелкими неровностями вулканического палеорельефа, глыбовой складчатостью и апофизами интрузивных пород. К одному из разломов этого склона приурочено Еленовское медно-порфиоровое месторождение.

Структуры более высокого порядка отчетливо выделяются в основном в северной части подзоны [88]. Здесь, севернее Еленовской интрузии, откартирован ряд брахиантиклиналей, из которых наиболее крупная Северо-Западная до 2 км в поперечнике расположена у Еленовского регионального разлома. Ядро ее сложено туфами, лавами и экструзивными телами от риолитового до андезитового состава средней части разреза айдырлинской толщи. Сохранившееся юго-восточное крыло слагают лавы, лавобрекчии, шлаковые туфы пироксен-плагиофировых базальтов верхней части разреза толщи. Широкое развитие в этой структуре прижерловых фаций вулканитов указывает на то, что она первоначально представляла вулканическую постройку, которая позже претерпела складчатые деформации. Южнее, между двумя крупными апофизами Еленовского массива, располагается еще один фрагмент подобной структуры, сложенной прижерловыми фациями вулканитов умеренно кислого состава. Породы второй подтолщи здесь слагают восточное опущенное крыло субмеридионального сброса. Вскрытая их мощность превышает 600 м. Слагаемый ими фрагмент положительной структуры при ширине 0,5-1,0 км протягивается вдоль разлома на 5 км.

В верховьях р.Киембай вулканогенные структуры в породах второй кислой подтолщи айдырлинской толщи проявлены в виде небольших экструзивных куполов андезидацитов и дацитов. Они образуют ядра брахиантиклиналей с крыльями, сложенными тефроидно-вулканомиктовыми отложениями с обломочным материалом вулканитов второй и третьей подтолщ. Наиболее значительным из них являются Верхнекиембаевский и Водораздельный

вулканокупола. К ним относится также вулканокупол Южный, расположенный восточнее оз.Тритиколь, на северном склоне долины р.Ушкота.

Верхнекиембаевская постройка представляет собой экструзивный купол с ядром 400x500 м, сложенным массивными, а по периферии брекчиевидными и флюидално-полосчатыми, андезидацитами. Породы купола с некоторым несогласием перекрываются относительно полого залегающими (под углами 25-30°) вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами с прослоями кремнисто-глинистых сланцев, горизонтами лав и лавобрекчий андезидацитов. Вулканокластический материал в вулcano-терригенных породах имеет умереннокислый состав.

Остальные вулканокупольные структуры (Водораздельная, Южная и другие более мелкие) по своему строению и составу слагающих их вулканитов близки к Верхнекиембаевской постройке.

Отрицательные структуры развиты также в основном в северной части подзоны. Наиболее крупной и хорошо изученной из них является Кудуксайская брахисинклиналь, расположенная на северном склоне долины р.Киембай. Размеры ее от 2,7 до 4 км в поперечнике. Крылья падают под углами 30-40°. Южное и юго-восточное крылья осложнены разломами и апофизами интрузии гранитоидов. Брахисинклиналь сложена туфами и лавобрекчиями пироксен-плагиофировых базальтов верхней части разреза айдырлинской толщи, мощность которых достигает 650 м. Прижерловые фации слагающих ее вулканитов, большие их мощности, широкое развитие субвулканических тел указывают на то, что первоначально центриклиналь представляла собой отрицательную вулcano-тектоническую структуру типа депрессии или кальдеры проседания.

Фрагменты подобных отрицательных синвулканических структур в восточной части подзоны встречаются к югу от долины р.Киембай и на водоразделе ее с р.Ушкота. В них также установлены центриклинальное залегание вулканитов третьей подтолщи, преимущественное развитие прижерловых фаций в сочетании с субвулканическими телами габбродиабазов и габбродиоритов.

Складчатые деформации и разломы регионального типа развиты в основном по периферии подзоны и представлены на западе Ушкотинской грабен-синклиналью, Западно-Еленовским грабеном, на востоке - юго-западным фрагментом Дусбайской синклинали, а в долине р.Ушкота - моноклинальным блоком с западным падением пород под углом 60-80°.

В отрицательном поле силы тяжести Восточно-Уральского поднятия со значениями Δg (-38-42 мГал) Еленовско-Кумакский блок выделяется резким уменьшением отрицательных значений Δg , до -14 мГал. Магнитное поле в пределах подзоны в основном отрицательное (от -100 до -400 нТл), и только на площадях развития серпентинизированных гипербазитов оно отмечается положительными аномалиями интенсивностью до 3000 нТл.

Интрузивные образования раннедевонско-раннекаменноугольного яруса представлены среднедевонскими габбро-плагиогранитовой и габбро-диорит-плагиогранитовой и позднедевонскими диорит-гранодиорит-гранитовой, гранодиорит-гранитовой, монцодиорит-граносиенитовой и плагиомигматит-гнейсоплагиогранитовой формациями. Интрузии указанных формаций (Камсакский, Мазарский, Среднеушкотинский, Акжарский и др. массивы) образуют внешние пояса зон тектоно-магматического обрамления магматизированных блоков раннерифейских пород. Фрагменты этих поясов, видимо, являются реликтами палеозон субдукций ранне-позднедевонской островодужной системы, в значительной степени уничтоженных процессами тектогенеза коллизионной стадии.

4.3. Раннекаменноугольный структурный ярус

Структурно-вещественные комплексы раннекаменноугольного структурного яруса в пределах описываемой территории развиты в Западномагнитогорской зоне, Джусинско-Акжарском, Джарлинско-Домбаровском и Еленовско-Кумакском блоках и представлены в основном раннекаменноугольными формациями прибрежно-морской угленосной молассы, карбонатно-терригенной, известняковой.

Реже встречаются вулканогенные образования базальт-риолитовой и трахидацит-трахириолитовой формаций. Последние слагают Акжарскую депрессию в Джусинско-Акжарском блоке и в небольшом объеме развиты в Ушкотинской грабен-синклинали и в Западно-Еленовском грабене Еленовско-Кумакского блока.

Западномагнитогорскую зону слагают в основном отложения известняковой и в меньшей степени карбонатно-терригенной и прибрежно-морской угленосной молассы. В пределах описываемой территории она представлена Новоорской моноклиной восточного крыла Магнитогорского синклинория, осложненной мезозойской Орской депрессией. Залегание пород в основном спокойное, с западным падением под углами 20–40°, участками осложненное линейными пологими складками и флексурными уступами субмеридионального простирания. В поле силы тяжести восточное крыло Магнитогорского синклинория характеризуется положительными значениями Δg (от 15 до 25 мГал), в магнитном поле – отрицательными значениями ΔT (от 200 до 1000 нТл).

Джусинско-Акжарский и Джарлинско-Домбаровский блоки представляют собой узкие, линейные, вытянутые в меридиональном направлении грабен-синклинории, ограниченные региональными разломами глубинного заложения. Большинство из последних первоначально имело характер сбросов, по которым были выведены пояса тел габбро-гипербазитовой ассоциации. В последующие стадии тектогенеза эти разломы претерпели инверсию и превратились в надвиги и взбросы, по которым выполняющие грабены нижнекаменноугольные отложения были перекрыты более древними образованиями соседних горстообразных выступов.

Джусинско-Акжарский блок на описываемой территории протягивается от р.Кумак до р.Камсак, где выклинивается, сменяясь южнее системой мелких линейной формы грабенов, приуроченных к зоне Архангельского регионального разлома. Наибольшей ширины (до 15 км) эта структура достигает в верховьях р.Акжарка, где на пересечениях субмеридиональных и субширотных разломов она осложнена Акжарской вулcano-тектонической депрессией.

Внутреннее строение подзоны характеризуется сложным сочетанием складчатых и разрывных дислокаций. С севера на юг, до широты Акжарской депрессии, в ней выделяется три блока синклиналичного строения: Нижнеакжарский, Среднеакжарский, Верхнеакжарский. Каждый из них представляет собой синклиналь, сложенную в центральной части породами карбонатно-терригенной и известняковой формаций. На крыльях обычно развиты образования прибрежно-морской угленосной молассы раннего карбона. Синклинали со всех сторон ограничены разломами субмеридионального, северо-восточного и северо-западного до субширотного направлений. Степень дислоцированности пород в блоках резко возрастает к их западным и восточным тектоническим ограничениям. Относительно спокойная складчатость в их центральных частях к зонам ограничивающих субмеридиональных разломов сменяется напряженной изоклиналичной складчатостью с широким развитием линейных, наклонных, запрокинутых и лежащих складок, осложненных взбросами, взбросо—сдвигами и надвигами.

В пределах южной выклинки подзоны тектонические блоки утрачивают следы центриклиналичного строения и приобретают характер грабенов с крутым моноклиналичным залеганием пород (Среднекамсакский и другие более мелкие грабены).

Акжарская вулcano-тектоническая депрессия сложена вулканическими ассоциациями раннекаменноугольных базальт-риолитовой и трахидацит-трахириолитовой формаций [73]. Депрессия имеет овальную форму, слабо вытянутую в северо-западном направлении, с размерами 8x12 км. С юго-востока структура ограничена системой дугообразных сбросов, оборванных с юго-запада и северо-востока более молодыми сбросами и сбросо-сдвигами. Внутреннее строение депрессии очень сложное и состоит из сочетания конседиментационных глыбовых складок, вулcano-тектонических структур высоких порядков, вулканических построек, различной формы мелких горстов, грабенов и систем кольцевых, радиальных и других типов разломов. Породы базальт-риолитовой формации с типичным зеленокаменным типом изменения, слагающие нижнюю часть разреза депрессии, сменяются к его верхам образованиями трахидацит-трахириолитовой формации с краснокаменным изменением, содержащими горизонты пород вулcanoгенной молассы. Породы последней ассоциации слагают в северо-западной части структуры вулcanoкупольную постройку размером до 5 км в поперечнике. Ядро купола состоит из массивных трахириолитов, риодацитов. По периферии его развиты флюидално-брекчиевые разности этих пород, чередующиеся с игнимбритами, режетуфами. В обрамлении постройки распространены вулcano-терригенные отложения с обломочным материалом пород, слагающих ядро купола.

Джарлинско-Домбаровский блок представляет собой узкий грабен-синклинорий, расположенный на границе Магнитогорского прогиба и Восточно-Уральского поднятия, в подвижной шовной зоне глубинного регионального Домбаровского разлома. При ширине 3-4 км эта структура протягивается в субмеридиональном направлении, от долины р.Кумак до верховьев р.Кугутык, уходя за пределы РФ. В южной части общее ее субмеридиональное простирание осложняется ответвлениями северо-западного простирания. В пределах Карабулак-Кумакского водораздела структура приобретает фрагментарный характер, обусловленный развитием надвигов, полностью перекрывающих раннекаменноугольные образования. Грабен-синклинорий сложен в основном породами прибрежно-морской угленосной молассы и известняковой формации раннего карбона. Мраморизованные известняки и мраморы последней развиты только в северной части площади. С востока грабен-синклинорий ограничен Домбаровской шовной зоной с дайкообразными телами габброидов, серпентинитов и гранитов. Падение этой зоны в основном западное, участками сменяется на вертикальное, а на северном отрезке - на пологое восточное. С запада она оборвана системой взбросов и надвигов. Последние преобладают в южной части подзоны, от долины р.Киембаи до пос.Домбаровский.

Внутреннее строение грабен-синклинали характеризуется сочетанием линейной, изоклинальной складчатости и разломов. Складки - асимметричные до лежачих, обычно запрокинуты на восток и сорваны взбросами и надвигами. Падение слоистости и слоевого кливажа в южной части структуры в основном западное и северо-западное, под углами 40-75°. Обратные восточные и северо-восточные падения под углами 30-75° встречаются на севере, в долине р.Кумак.

Черты синклинального строения наиболее отчетливо выражены на севере подзоны, в Джарлинской грабен-синклинали. Осевая зона последней сложена известняками кизильской свиты, а фрагменты западного и восточного крыльев - терригенно-осадочной кугутыкской свитой раннего карбона. Южнее, начиная от верховьев р.Каменка и до южной границы площади, грабен-синклинорий представлен системой узких, 0,18-2,4 км в поперечнике, линейной формы грабенов с преобладающим моноклинальным западным падением пород (Киембаевская, Домбаровская системы). И только в северо-западном ответвлении структуры, в долине балки Малдыгулсай, грабены снова приобретают черты синклинального строения (Малдыгулсайская система).

В Еленовско-Кумакском блоке осадочные и вулканогенно-осадочные породы раннекаменноугольного яруса образуют полосу шириной 2-3 км, протягивающуюся вдоль восточного обрамления Карагандысайской горст-антиклинали на 35 км, от южной границы площади до правобережья р.Киембай. С обеих сторон эта полоса ограничена взбросами с поясами тектонизированных тел серпентинитов и в целом представляет собой шовную зону южного тектонического выклинивания Аниховско-Кумакского грабен-синклинория, расположенного северо-восточнее Киембаевского гипербазитового массива за пределами описываемой территории. Южная часть шовной зоны имеет характер узкой сильно дислоцированной грабен-синклинали (Ушкотинская). Северная представляет собой грабен (Западно-Еленовский), расчлененный на серию клиновидных блоков, которые срезаются к северу северо-восточным продолжением Еленовской шовной зоны.

Ушкотинская грабен-синклиналь имеет сложное, участками асимметричное, строение. В долине р.Ушкота западная часть структуры представляет собой наиболее прогнутую часть синклинали, выполненную верхневизейской-серпуховской толщей известняков. Сохранившееся ее западное крыло относительно полого (под углами 40-60°), несогласно залегает на гранитоидах Среднеушкотинского массива, восточное оборвано меридиональным взбросом. Восточная часть грабен-синклинали и ее южное продолжение состоят из системы линейных грабенов и горстов с преобладающим крутым (60-80°) восточным падением пород.

Еленовский грабен является северным продолжением Ушкотинской грабен-синклинали и представляет собой сочетание тектонических блоков линейной или линзовидной формы. Сложены они самыми разными частями разреза брединской свиты, биргильдинской толщи, относящимися к ассоциациям угленосной молассы, базальт-риолитовой, трахидацит-трахиориолитовой и карбонатно-терригенной формаций. Восточная часть грабена в основном оборвана интрузией гранитоидов, и только в долине р.Киембай сохранился фрагмент крыла, падающего на северо-запад под углом 30-40°. Северо-западнее расположен узкий блок, сложенный породами терригенно-карбонатной ассоциации. Западнее, у пос.Еленовский, следующий блок шириной 0,6 км сложен динамосланцами по базальтам, с восточным падением сланцеватости под углом 70°. Против западной окраины того же поселка расположен блок шириной 750 м, сложенный рассланцованными филлитизированными песчаниками, алевролитами и углисто-глинистыми сланцами с восточным падением слоистости под углами 30-70°, и только у западного ограничивающего разлома падение становится крутым (60-80°) западным и северо-западным.

В геофизических полях описанные грабен-синклинорные структуры в связи с их положением на границах микроконтинентальных сиалических и вулканогенных террейнов выражаются линейными зонами градиентов поля силы тяжести с перепадами от 5 до 6 мГал/км и полосчатыми знакопеременными магнитными полями со значениями ΔT от -500 до +1000 нТл.

Интрузивные породы описываемого яруса относятся к габбро-граносиенит-гранитовой и монцонит-граносиенит-гранитовой раннекаменноугольным формациям. Они образуют пояс интрузий на южном продолжении Джусинско-Акжарской структуры, в зоне сочленения Камсакского выступа с Ащebutакской подзоной (Ащebutакский, Тюлинский и др. более мелкие массивы), а также небольшие тела в пределах центральных частей глубоко эродированных интрузивно-купольных структур последней (Бауздинский, Иссиргужинский, Можаровский, Тумаркольский массивы).

4.4. Пермский структурный ярус

Образования пермского структурного яруса представлены исключительно гранитами раннепермской гранитовой и позднепермской лейкогранитовой формаций коллизионной

стадии геодинамического цикла. Интрузии гранитов этих формаций развиты в основном в зонах тектоно-магматического обрамления блоков, сложенных раннерифейскими образованиями, реже в их центральных частях. В первом случае они имеют удлиненную дайкообразную форму и представляют собой межформационные пластовые залежи (Сандырбекский, Славенский, Нижнеушкотинский массивы). Во втором случае они представлены изометричными телами разных размеров от крупных батолитов (Верхнеушкотинский массив) до небольших удлиненных тел, штоков, являющихся выступами кровли слабо эродированных батолитов (Шотинский, Аласайский, Архангельский массивы).

В геофизических полях массивы гранитоидов выделяются отрицательными аномалиями поля силы тяжести интенсивностью от -20 до -110 мГал и отрицательными значениями магнитного поля (100-200 нТл).

4.5. 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 Домбаровский, Еленовский, Ушкотинский, Верхнекиембаевский и Актастинский 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 по широтным профилям через Летнее и Весенне-Аралчинское месторождения Домбаровский разлом и ряд других региональных нарушений с глубиной (более 4 км) значительно выполаживаются, приобретая иногда характер надвигов или шарьяжей (Ю.П. Меньшиков, [77]). 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 $30-40^\circ$ и прослеживаются до глубин 40 км и более [16]. На завершающих стадиях развития островодужного вулканизма вдоль них формируются линейные грабены. В коллизионную стадию, в связи с общей инверсией и всплыванием гранито-гнейсовых куполов, большинство пологопадающих нарушений в процессе скупивания и закрытия грабенов претерпело инверсию и приобретают характер взбросов, взбросо-сдвигов переходящих участками в надвиги и покровы (Домбаровский, Еленовский и др.).

Домбаровский структурный шов разделяет Магнитогорский прогиб и Восточно-Уральское поднятие и представляет собой глубинный сброс восточного борта рифтогенного грабена, заложившегося в раннем ордовике. Характер сброса с пологим ($40-50^\circ$) западным падением этот разлом сохранял вплоть до коллизионной стадии и сыграл решающую роль в формировании Джарлинско-Домбаровского грабен-синклинория. К нему приурочен пояс тектонизированных тел, пород габбро-гипербазитовой ассоциации (Карабулакский дайкообразный массив и другие более мелкие тела). Со всплыванием магматизированных Шандашинского и Карагачинского горст-антиклинальных блоков северная часть разлома приобретает характер взброса с крутым ($65-80^\circ$) восточным падением, переходящим севернее р.Кумак в надвиг с восточным падением сместителя под углами $35-45^\circ$.

Еленовский и Ушкотинский структурные швы ограничивают Ушкотинско-Еленовскую полосу развития раннекаменноугольных отложений, являющуюся фрагментом сильно сжатого и закрытого блоками более древних пород грабена. Указанные разломы первоначально представляли собой сбросы глубинного заложения с поясами тектонизированных тел гипербазитов. В коллизионную стадию они претерпевают инверсию и становятся взбросами с углами падения $50-60^\circ$, по которым происходило закрытие грабена.

Верхнекиембаевский структурный шов в районе представлен небольшим фрагментом между Киембаевской и Верхнеушкотинской интрузиями и имеют характер сброса, круто падающего на северо-запад. К югу и к северу этот шов представлен поясом интрузий разного возраста и состава. На описываемой площади -это Верхнеушкотинская интрузия гранитоидов, Киембаевский массив гипербазитов, Верхнекиембаевская и Акжарская интрузии гранитоидов, а также серия мелких тектонизированных тел, пород габбро-гипербазитовой ассоциации севернее, в Кумакском рудном районе. Судя по контактам интрузивных тел шовная зона образована системой разломов со сложной меняющейся во времени кинематикой, в настоящее время еще недостаточно изученной.

Актастинский структурный шов расположен в юго-восточном углу территории и представлен поясом линзовидных тектонизированных тел серпентинитов северо-восточного простирания. Основная часть этого пояса расположена за пределами РФ, в Казахстане, и основные черты его строения остались не изученными.

Региональные разломы, не обладающие чертами шовных зон и имеющие более простую кинематику, являются тектоническими границами зон, подзон и крупных структурно-формационных блоков в их пределах.

К ним относится Восточно-Кизильский сброс меридионального простирания, разделяющий Западно- и Восточномагнитогорские зоны и выделяемый под мезозойскими образованиями только по геофизическим данным. Единую пространственно обособленную систему образуют крутые сбросы и сбросо-сдвиги, ограничивающие Джусинско-Акжарский грабен-синклинорий и Камсакский выступ (Западно-Камсакский, Архангельский, Курмансайский, Западно- и Восточно-Акжарский разломы).

Джусинский и Домбаровский блоки на севере территории разделены Восточно-Карабулакским сбросом, переходящим на южном окончании в систему дуговых сбросов внешней зоны Акжарской кольцевой структуры.

Система разломов, ограничивающих с запада Джарлинско-Домбаровский грабен-синклинорий, представлена сбросами, претерпевшими инверсию, превратившимися в итоге во взбросы, взбросо-сдвиги (Кошенсайский, Кугутыкский, Восточно-Кутебайский, Джарлинский) и надвиги (Тассайский, Жарбутакский) с западными падениями сместителей.

В Адамовской подзоне региональные разломы представлены крутопадающими сбросами (Карагачинский, Бистюбинский, Верхнеаласайский, Сандырбекский, Коянсайский), ограничивающими горст-антиклинальные блоки высоких порядков. Эти разломы контролируют

пояса тел и даек габброамфиболитов, гнейсодиоритов и удлиненной формы интрузии гранитоидов разного возраста.

Местные разломы (меридианальные, широтные и субширотные) 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 (Южно-Джаилганский, Чиликтинский, Акжарские и Исимбайские дугообразные и кольцевые сбросы). Другие ограничивают блоки с различной мощностью девонских вулканогенных отложений. По широтным и субширотным нарушениям в коллизионную стадию происходило неравномерное вертикальное перемещение тектонических блоков, сыгравшее значительную роль в формировании современного глыбово-блокового геологического строения территории.

Местные разломы выделяются при интерпретации аэрофотоснимков, геофизических полей и подтверждаются данными бурения.

4.6. Мезозойско-кайнозойский структурный этаж

Складчатые комплексы домезозойского фундамента района перекрыты рыхлыми продуктами коры выветривания мезозойского возраста и осадочными отложениями юры, мела, палеогена, неогена и четвертичного периода. Эти образования слагают мезозойско-кайнозойский структурный этаж. Суммарная их мощность колеблется от 10 до 150 м, и только в Орской депрессии достигает 350 м. Залегают они в основном горизонтально, нивелируя неровности поверхности погребенного фундамента.

Главной структурой, которую слагают отложения мезозойско-кайнозойского этажа, является Орская депрессия, крайняя восточная часть которой протягивается в субмеридиональном направлении вдоль западной границы описываемой территории. Восточная часть депрессии выполнена в основном поздне триасовыми и ранне-среднеюрскими отложениями. Локально в ней развиты палеогеновые, неогеновые и повсеместно четвертичные образования. Эта часть структуры представлена весьма пологим склоном, погружающимся в западном направлении под углами 3-5°, осложненным небольшими выступами и грабенами шириной от 2 до 4,5 км, с амплитудой от 30 до 150 м. Грабены выполнены поздне триасовыми-раннеюрскими осадками.

В пределах развития нижнекаменноугольных образований, особенно в приконтактных частях карбонатной толщи, 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.

5. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития района выделяются три крупных этапа, соответствующие трем структурным этажам: раннерифейский, ордовикско-пермский и мезозойско-кайнозойский.

5.1. Раннерифейский этап (R₁)

Древнейшие геологические события в районе связаны с формированием раннерифейской части стратиграфического разреза. Метаморфические породы яршалинской и бескрыковской 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 [4, 23].

В конце рифея зона осадконакопления испытала общий подъем, охвативший всю зону Южного Урала, и превратилась в область пенеплена [39].

5.2. Ордовикско-пермский этап (O-P)

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 складчатой горной области [39, 15].

5.2.1. Стадия рифтогенеза и образования океанического бассейна (O-S₁)

В раннем ордовике в результате подъема мантийного диапира происходят разрыв и раздвижение блоков древней континентальной коры. Формируется сложная рифтовая зона, в систему которой входили Домбаровский, Сандырбекский, Коянсайский, Архангельский, Верхнекиембаевский и Актастинский разломы.

Образовавшийся бассейн первоначально был нешироким и состоял из нескольких впадин, разобщенных 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 углисто-кварцевых аргиллитов энбекшинской толщи (амфиболит-зеленосланцевая формация), глубоководные осадки (углисто-глинисто-кремнистые, глинисто-кремнистые) среднеордовикской новооренбургской толщи (развитой севернее, в долине р.Суундук) и раннесилурийской булатовской толщи.

5.2.2. Стадия формирования системы ранней островной дуги (O₃-S₂)

Предположительно, с середины ордовика и до конца силура в восточной части описываемой территории, в зоне Киембаевского и Актастинского глубинных разломов восточного обрамления Адамовского микроконтинентального блока, 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 (камсакского и крыклинского комплексов). Эти пояса приурочены к периферии микроконтинентальных блоков южной

части площади (Камсакский, Ушкотинский, Актастинский) и связаны с субширотным фрагментом зоны субдукции. Продукты наземного вулканизма известково-щелочной серии в районе отсутствуют. Об их существовании в более северных районах (правобережье р.Суундук и др.) свидетельствует присутствие переотложенной пирокластике андезитового состава в верхах разреза булатовской толщи.

5.2.3. Стадия вторичного спрединга и образования системы модифицированной островной дуги (D₁-C₁)

В раннем девоне в образовавшемся окраинном морском бассейне закладываются новые зоны спрединга. В пределах описываемой территории одна из них проходила западнее Домбаровского глубинного разлома, вторая – между Еленовским и Верхнекиембаевским разломами. С первой из них связано формирование грабенообразной Джаилганско-Кутебайской впадины. На ранних этапах образования этого трога в нем накапливались глубоководные осадки, обогащенные перемытым гиалокластитовым и пепловым материалом, чередующиеся с маломощными потоками лав базальтов (тюлькубайская толща метаморфизованной осадочно-телепирокластической формации). По мере развития рифтовой структуры спокойное осадконакопление сменилось мощными подводными излияниями подушечных лав базальтов (киембаевской свиты), образовавшими лавовое плато в южной части Домбаровской подзоны. На завершающих этапах становления раннедевонской базальтовой формации излияния лав концентрируются в отдельных центрах, образуя крупные лавовые щиты с вершинными кальдерами проседания. Формирование последних сопровождалось пульверизирующими извержениями гиалокластитов, образованием конусов и некков, сложенных гидроэксплозивными брекчиями, кольцевых поясов тел и пластовых залежей габбродиабазов, гигантоофитового габбро, интенсивной гидротермальной деятельностью. В наиболее прогнутых частях кальдер происходило образование кремнистых, тонкослоистых, мелкообломочных гиалокластитовых тефрогенных осадков и колчеданных руд.

Со второй, восточной рифтогенной зоной связано формирование базальтовой ассоциации нижней части разреза айдырлинской толщи Еленовско-Кумакской подзоны. С зонами вторичного спрединга связано также образование пластовых и дайкообразных тел пород раннедевонских дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой формаций.

В конце раннего девона в восточной части Джаилганско-Кутебайского трога зарождается субмеридиональная сейсмо-фокальная зона с крутым западным падением, над которой формируется островная гряда, состоящая из насыпных вулканов, сложенных пирокластами кукбуктинской толщи (ранне-среднедевонской базальт-дацит-риолитовой формации). Западнее этой дуги, в задуговом бассейне, накапливаются тефрогенные отложения, сменяющиеся в северном секторе впадины углисто-глинистыми осадками (андреевской толщи). В раннем эйфеле в этом бассейне образуется новая зона спрединга с мощными излияниями базальтов джусинской толщи и отложениями кремнистых пород (кремнесто-базальтовой формации). Расположенная восточнее островная вулканогенная гряда в этот этап рифтогенеза осложняется вулканотектоническим грабеном (Центрально-Кутебайским). Во второй половине эйфельского века в западном секторе бассейна формируется новая островодужная система, сложенная вулканитами александринской и урлядинской толщ (последовательно дифференцированных формаций) [36]. Эта система состояла из четырех гряд: Курмансайской, Джусинской и Ащebutакской. Первая из них состояла из цепочки лавовых щитовых построек базальтов, остальные – из лавово-пирокластических построек вулканитов от основного до кислого состава. В долгоживущих центрах вулканизма последних, с отчетливо выраженной стадией кальдерообразования и извержений продуктов кислого состава, происходила интенсивная гидротермальная деятельность и формирование залежей колчеданных руд.

В Еленовско-Кумакском рифтогенном троге в конце раннего девона-эйфеле также образовалась система островной дуги северо-восточного, близкого к субмеридиональному, простиранию. Лавово-насыпные и экструзивно-купольные вулканические аппараты были

сформированы вулканическими породами средней и верхней части разреза айдырлинской толщи непрерывно дифференцированной формации.

В живете и раннем фране вулканическая деятельность в указанных грядках продолжалась, но с меньшей интенсивностью, и сопровождалась накоплением в соседних впадинах вулканогенного флиша. В фамене вулканогенная деятельность в восточных секторах островодужных систем затухает, смещаясь к западу в Джусинско-Акжарский, Ащebutакский блоки и в Ушкотинско-Еленовский грабен на востоке. В них формируются ассоциации вулканитов повышенной щелочности (трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации). В восточных секторах магматическая деятельность продолжалась формированием в зонах субдукций интрузивных ассоциаций габбро-плагиогранитовой, габбро-диорит-плагиогранитовой, диорит-грано-диорит-гранитовой, гранодиорит-гранитовой и плагиомигматит-гнейсо-плагио-гранитовой формаций.

5.2.4. Стадия затухания островодужного вулканизма и развития терригенно-карбонатной седиментации (C₁)

В раннем карбоне вулканическая деятельность в районе резко затухает и продолжается только в проницаемых узлах пересечений разломов субмеридионального направления с широтными, северо-западным и северо-восточным. К такому узлу была приурочена Акжарская вулканогенно-тектоническая депрессия, в которой формировались ассоциации в начале базальт-риолитовой, а в конце трахидацит-трахириолитовой формаций. Широкое развитие в последней игнимбритов и краснокаменный характер изменений пород свидетельствуют о том, что на завершающих этапах развития островодужной системы извержения происходили в наземных условиях.

Второй центр раннекаменноугольного вулканизма находился в Еленовско-Кумакском блоке, в долине р.Киембай, у пос.Еленовка. Основание вулканической постройки здесь сложено подушечными лавами базальтов, а верхняя часть – туфами и туфоконгломератами трахиандезитов, трахидацитов с отчетливо выраженным краснокаменным изменением. Таким образом, появление продуктов наземного вулканизма в раннем карбоне указывает на общий подъем ареала его развития и обмеление морского бассейна.

Процессы интрузивного магматизма в этот период были сконцентрированы в основном в западном секторе островодужной системы, в Ащebutакском блоке. Формировавшиеся здесь интрузивные ассоциации куйбасовского и мосовского комплексов были сконцентрированы в ослабленной тектонической зоне западного обрамления Камсакского выступа и в корневых зонах долгоживущих вулканокуполов, зародившихся еще в среднем девоне.

Затухание вулканизма и общее обмеление бассейна обусловили интенсивное развитие процессов осадконакопления. В шельфовых зонах впадин накапливаются терригенные осадки прибрежно-морской угленосной молассы, а вблизи центров вулканизма – вулканогенной молассы. Во второй половине визе продолжавшееся обмеление бассейна и резкое уменьшение поступления терригенного материала в область осадконакопления обусловило формирование мощных разрезов карбонатно-терригенной и известняковой формаций.

5.2.5. Коллизионная стадия (C₂-P)

В среднем, позднем карбоне и в перми в условиях сжатия и аккреции структурно-формационных блоков развивается интенсивная складчатость общего смятия в сочетании со взбросами, взбросо-сдвигами, надвигами и тектоническими покровами. Эти процессы сопровождалась гранитизацией, интенсивным палингенезом и формированием батолитов калий-натровых гранитов. Увеличение мощности формирующейся континентальной коры привело к ее изостатическому поднятию и образованию в регионе складчатой горной системы [16].

5.3. Мезозойско-кайнозойский этап (MZ-KZ)

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. В позднем триасе слабые растягивающие движения привели к образованию Орской депрессии с системой небольших грабенов, выполненных перемытыми продуктами коры выветривания поздне-триасового-раннеюрского возраста.

Раннемезозойский (Т3-Ј1) 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, сформировались наиболее полные и мощные разрезы продуктов гипергенеза.

С верхнего мела до палеоцена происходит окончательное расчленение территории. В Орской депрессии и прилегающих к ней понижениях палеорельефа происходит трансгрессия моря, в восточных районах продолжаются процессы денудации. 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.

6. ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листов М-40-ХІІ и М-40-ХVІІІ по геоморфологическому районированию относится к области Уральского горного сооружения, к зоне пенеплена. Западная (меньшая) часть территории получила название погребенного пенеплена Южного Урала (пенеплен перекрыт мезо-кайнозойскими породами почти сплошным чехлом), а восточная (большая) часть территории получила название пенеплена (водораздельные пространства ее, как правило, покрыты корой выветривания). Орографически зона пенеплена характеризуется незначительными перепадами рельефа, а водораздельные пространства плоские, иногда лишь слегка всхолмленные.

Рельеф территории листов М-40-ХІІ и М-40-ХVІІІ подразделяется на две основные категории: выработанный (денудационный) и аккумулятивный.

Денудационный рельеф образован сочетанием субгоризонтальных поверхностей выравнивания и денудационных склонов, сформированных на породах палеозойского возраста.

Аккумулятивный рельеф представлен речными террасами, озерно-аллювиальными равнинами, образованными на различных этапах формирования рельефа от средней юры до среднего неоплейстоцена, и эоловой равниной голоценового возраста.

Денудационный рельеф

Поверхность выравнивания мезозойского возраста. Значительную часть территории занимает мезозойская поверхность выравнивания - пенеплен, фиксированный корой выветривания.

Пенеплен представляет собой плоскую, иногда холмистую поверхность с абсолютными высотными отметками 280-340 м, сложенную породами складчатого основания с корой выветривания по ним. Осадочный чехол на поверхности пенеплена отсутствует, отмечается лишь маломощный, грубый по механическому составу элювий. В западной части территории и на юге кора выветривания выходит непосредственно на поверхность. Пенеплен занимает водораздельные пространства с невысокими (8-12 м) денудационными останцами и грядами палеозойских пород. Понижения между останцами представляют собой очень пологие седловины. Значительное место занимают склоны к долинам. Большинство из них имеет уклон 2-3° и слабо выпуклую форму. Мезозойский возраст пенеплена доказывалось достаточно убедительно предыдущими исследователями [37,79] тем, что в Орской и других депрессиях Оренбургского Урала пенеплен перекрыт поздне триасовыми и юрскими континентальными отложениями, сформировавшимися за счет фиксирующей пенеплен коры выветривания.

Денудационные склоны миоцен-голоценового возраста, образованные плоскостным смывом, 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 склонов зависит от литологического состава палеозойских пород, преобладает грядовая форма, характерная для магматических кислых пород. Участки размыва неогеновых отложений сложены красноцветными маломощными глинами и развалами гидрогетитовых бобовин.

Образование этого типа рельефа началось в миоцене, во время пятого (по классификации А.П. Сигова [37]) 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, на которых смыты отложения неогенового возраста, сформировались в процессе рельефообразования в течение квартала.

Денудационно-эрозионные склоны эоплейстоцен-голоценового возраста занимают значительную часть территории в связи с хорошо развитой сетью рек и временных потоков. Различная форма склонов (прямая, выпуклая, выпукло-выгнутая) обусловлена возрастом склонов и литологией субстрата. Наиболее характерными являются выпуклые склоны моло-

дых речных долин. Прямые склоны наблюдаются в бассейне р. Кумак, выпукло-вогнутые – в бассейнах рек Ушкота и Киимбай. Уклон поверхности склонов от 2-3° до 10°. Поверхность склонов интенсивно изрезана оврагами и промоинами; весьма характерны для склонов ложбины стока, денудационные останцы, гряды и гребни на отпрепарированных кварцевых жилах и дайках кислых пород.

На поверхности склонов в течение квартера сформированы элювиальные и делювиальные образования незначительной мощности.

Денудационно-эрозионные склоны среднелепистоценового возраста. Этот тип рельефа, иначе называемый склоновый мелкосопочник, образовался в связи с новейшими движениями позднего плиоцена-эоплейстоцена, вызвавшими рост локальных поднятий. Мелкосопочник наиболее развит в западной части территории: на правом берегу рек Камсак и Акжарка, в приустьевой части р. Тюлькубай, а также на севере – правом берегу рек Кумак и Соленая; приурочен к водораздельным склонам. Мелкосопочник представляет собой серию вытянутых в гряды холмов, густо изрезанных крутыми и узкими ложбинами стока и долинами. Склоны долин крутые, задернованные, являются одновременно и склонами сопки. В долинах и на сопках часты выходы палеозойских пород. В отдельных случаях в межсочных понижениях отмечаются раннелепистоценовые пески. Возраст мелкосопочника определяется среднелепистоценовым, о чем свидетельствует смыв раннелепистоценовых осадков. Это предположение подтверждается V-образным профилем сухих долин и выпуклой формой водораздельных склонов, характерными для молодой гидрографической сети.

Аккумулятивный рельеф

Речные террасы

Реки Ор и Кумак являются важнейшими водными артериями. Характерной чертой морфологии террас названных рек и их притоков является асимметричное строение, выражающееся в различной крутизне склонов.

Асимметрия наиболее четко выражена в широтном течении р. Кумак.

В долинах рек выделяются низкая и высокая поймы и три надпойменные террасы. В современном рельефе сохранились лишь незначительные фрагменты пойм, осложненные старицами и береговыми оврагами. На геоморфологической схеме поймы показаны объединенными. Ширина русел рек не превышает нескольких метров, а ширина водотока не более 20 м. Все долины характеризуются наличием врезанных меандр, небольших островов, песчано-галечниковых кос. Долины небольших рек представляют собой корытообразные понижения без отчетливо обозначенного тальвега.

Терраса раннелепистоценового возраста имеет ограниченное распространение, приурочена к склонам долин и водоразделам с абсолютными отметками 270-280 м. В рельефе выражена слабо, элементы террасы на местности не просматриваются. В долине рр.Кумак и Бол.Кумак на высокой террасе развиты эоловые образования.

Третья надпойменная терраса отмечается в долине реки Ор, севернее поселка Кужанберля. В рельефе терраса выражена нечетко, сливаясь со второй надпойменной террасой и склоном долины; прослежена на разной высоте (от 1 до 35 м) над урезом воды профилем картировочных скважин, пересекающим долину. Площадка террасы слабо наклонена в сторону русла и имеет ширину до 4 км, бровка террасы на местности не просматривается.

Вторая надпойменная терраса развита на всех крупных реках территории. Относительная высота ее над уровнем воды составляет обычно 4-6 м, в отдельных случаях, на реках Бол.Кумак и Камсак, достигает 10 м. Ширина террасы колеблется от 0,5 км до 3-4 км на правом берегу реки Ор. Тыловой шов обычно закрыт покровными образованиями и терраса без видимой границы постепенно сливается со склонами водоразделов и равнинами. Поверхность террасы расчленена балками, оврагами и промоинами, в которых хорошо прослежива-

ется разрез образований террасы. На относительно ровной поверхности террасы р. Орь развиты мелкие озерные котловины и западины. На остальных реках терраса имеет заметный уклон в сторону русла.

Первая надпойменная терраса почти непрерывной полосой протягивается по обоим берегам рек Кумак, Орь, Камсак и некоторым их притокам. Высота террасы редко превышает 3,5 м, ширина непостоянна и колеблется от 10 м до 4 км. Терраса имеет четкий восходящий уступ и в большинстве случаев – хорошо выраженный тыловой шов.

Высокая пойма обычно отделяется от низкой поймы отчетливым уступом, высотой 2-2,5 м, ширина поймы в пределах 100 м, в редких случаях увеличивается до 1 км (р.Бол.Кумак).

Низкая пойма имеет высоту над меженным уровнем 1,5-2 м, ширина ее 20-30 м. На поверхности поймы наблюдаются невысокие (не более 1 м) прирусловые валы, протоки, эрозионные останцы.

Равнины

Озерно-аллювиальная равнина среднеюрского возраста

Реликты этой равнины отмечаются на левобережье р.Орь и сформированы озерными и аллювиальными осадками, образованными в Орской депрессии. Это небольшие участки - менее 2 км в долине реки Орь, в отдельных случаях перекрытые отложениями II надпойменной террасы.

Озерно-аллювиальная равнина миоцен-плиоценового возраста

Этот тип рельефа развит на территории повсеместно, с преобладанием на юго-востоке и юге территории. В раннем миоцене на Орь-Кумакском водоразделе в понижениях пенепленизированного рельефа существовала серия разрозненных недолговечных озер, в которых формировались красноцветные озерные отложения. В раннем и среднем плиоцене в связи с воздыманием территории произошло перераспределение речной сети, которая резко отличалась от прежней и имела широтную ориентировку главных речных артерий; в то же время верховья и многие притоки плиоценовых рек заимствовали древние меридиональные долины. Миоценовые озера были дренированы новообразованной речной сетью, что послужило развитию озерно-аллювиальных равнин в пределах озерных ванн миоценового возраста.

Озерно-аллювиальная равнина среднечетвертичного возраста

Равнина развита в западной части площади в виде двух пятен на обширных по площади территориях. Равнины сформированы на поверхностях выравнивания мезозойского возраста и подстилаются корами выветривания. Равнины занимают участки водоразделов с гипсометрическими отметками 240-265 м. Сложены озерно-аллювиальными отложениями, представленными глинами, песками и галечниками. Возраст равнины определяется возрастом слагающих ее отложений.

Эоловая равнина голоценового возраста

В пределах этого генетического типа выделяются водораздельные пространства, склоны и долины. Формы склонов и водоразделов на эоловой равнине сглажены и упрощены эоловой аккумуляцией. Поэтому преобладают плоские и плоско-выпуклые формы водоразделов и прямые склоны. В пределах равнины отмечаются денудационные останцы и отпрепарированные дайки. Пески образуют своеобразный рельеф в виде небольших бугров высотой до 0,5 м, преимущественно в зоне развития кустарниковой растительности. Возраст дан на основании возраста голоценовых эоловых песков.

Формы рельефа

На рассматриваемой территории развиты техногенные, просадочные и эоловые формы рельефа.

Техногенные формы распространены вокруг промышленных предприятий в крупных поселках и городе Ясный. Здесь естественный рельеф полностью сменился техногенным. Формы рельефа подразделяются на насыпные и отрицательные. К насыпным относятся дамбы водохранилищ, отвалы карьеров и площадок под промышленные объекты, насыпи шоссейных и железных дорог. Отрицательные формы – карьеры строительных материалов, выемки дорог.

Просадочные формы – карстовые и суффозионные - развиты локально. Карстовые – в пределах выхода на поверхность или близко к ней расположенных известняков нижнего карбона. Карстовые воронки и впадины представляют собой неглубокие замкнутые понижения с пологими задернованными склонами или небольшие степные озера, заросшие влаголюбивой растительностью.

Суффозионные просадочные западины во множестве образованы на междуречье Орь-Камсак-Домбаровка, в верховьях реки Киембаи и балки Курмансай, приурочены к зонам развития карбонатизированных суглинков.

На водоразделах, водораздельных склонах и долинах наблюдаются денудационные останцы, сложенные метаморфическими и магматическими породами или неогеновыми глинами.

Размеры останцов – в пределах 100 метров, высота 5-8 м. Имеют куполообразную форму с крутизной склонов до 30°.

Характерной формой рельефа для данной территории являются бугры пучения овальной формы, высотой до 0,5 м и радиусом в пределах 1 м. Они приурочены к понижениям в рельефе, в долинах рек Тюлькубай, Ушкота и балке Соленой.

Площади распространения достигают 1 км². Образование бугров пучения по мнению И.И.Никитина [80] связано со способностью глин неравномерно разбухать при увлажнении.

Эоловые формы представлены бугристыми песками, развитыми в пределах эоловой равнины.

Среди форм палеорельефа необходимо отметить реликтовую долину, выработанную пра-Кумаком. Это, так называемая, мертвая долина предположительно первой половины раннечетвертичного времени (батуринская?), которая фиксируется на междуречье рр.Акжарка-Ащебутак. На водоразделе этих рек имеется широкая седловина – остаток ложа древнего потока, ныне ставшего водоразделом. В настоящее время она использована рр.Акжаркой и Ащебутак.

История геологического развития последнего новейшего (четвертичного) этапа начинается продолжающимися с плиоцена активными тектоническими движениями, которые привели к деформации пенеплена и создали современный рельеф. В целом новейшие движения в течение всего четвертичного периода проявляются в слабодифференцированном поднятии территории, на фоне которого выделяется ряд зон новейших прогибов и поднятий, причем зонам палеозойских антиклиналей соответствуют новейшие поднятия, а зонам палеозойских синклиналей – новейшие прогибы, что свидетельствует о наследовательности развития новейших структурных форм.

Наиболее характерные черты современного рельефа сформировались в эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовом этапе. К этому времени относится, вероятно, образование реликтовой (мертвой) долины пра-Кумака, а также образование черноскутовской террасовой поверхности.

В средненеоплейстоценовом – современном этапе сформировались третьи, вторые, первые и пойменные террасы основных рек данной территории. В это время происходит перестройка речной сети. Река Кумак, протекавшая до этого по Акжарской депрессии, была

перехвачена притоком р.Урал, благодаря чему 2-ю надпойменную террасу сейчас можно наблюдать на всем протяжении долины р.Кумак.

С аллювиальными террасовыми песчано-гравийными образованиями (чернокутовской и пойменной) связаны месторождения песка, месторождения пресных вод, с водораздельными суглинками – месторождения кирпичных и черепичных глин. С нижнеплейстоценовыми песчано-гравийным и валенно-галечным аллювием чернокутовской террасы связаны непромышленные россыпи золота. Таким образом именно эти геоморфологические формы рельефа можно считать перспективными на поиски выше перечисленных полезных ископаемых.

7. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На изученной площади известны месторождения и проявления 38 видов полезных ископаемых. Важнейшими из них являются средние по запасам колчеданные месторождения меди, цинка, свинца с сопутствующим золотом, крупное месторождение асбеста хризотилового, среднее месторождение молибдена грейзенового типа, среднее месторождение никеля и кобальта остаточного типа, крупные и средние месторождения каолина и известняка (флюс). Кроме того, известны мелкие месторождения: молибден-медное гидротермального типа, инфильтрационное железа, доломита огнеупорного, каменного угля, строительных материалов, месторождения пресных вод. Остальные виды полезных ископаемых представлены проявлениями.

7.1. Горючие ископаемые

7.1.1. Твердые горючие ископаемые

7.1.1.1. Уголь каменный. На площади Домбаровской продуктивной угленосной структуры, расположенной в южной части Джарлинско-Домбаровского блока, известны Домбаровское месторождение и Малдыгулсайское проявление каменного угля. Западно-Акжарское проявление находится в юго-западной части Джусинско-Акжарского блока.

Месторождение Домбаровское (IV-3-11) расположено в окрестностях пос. Домбаровского, состоит из нескольких полей, основное из которых (поле шахты № 4) расположено в 2,5 км юго-восточнее пос. Домбаровского. Месторождение разрабатывалось в 1939-1960г.г.

Первые сведения об углях Домбаровского месторождения относятся к началу XX столетия, когда уголь здесь добывался старателями Кумакского золотого прииска. Структура месторождения представляет синклинальную складку, шахтное поле 4 располагается на западном крыле этой складки. Меридиональное нарушение делит площадь шахтного поля на 2 части: западную, осложненную брахиантиклинальной складкой II порядка, и восточную – крутопадающую моноклираль. Падение пород западного крыла брахиантиклинальной складки пологое (25° - 40°), восточного – крутое. Оси вторичных брахискладок полого погружаются в северном направлении. Восточная моноклиральная структура представлена приподнятым узким (60 м) блоком, имеющим форму горста, ограниченного с запада и востока нарушениями 1 и 2 порядка. Падение моноклиальной структуры крутое (70° - 85°) на восток.

Промышленная угленосность связана с нижними горизонтами продуктивной толщи турнейского яруса (домбаровская свита) общей мощностью 170 м. Установлено 8-12 рабочих пластов угля мощностью от 0,45 до 10 м. По мощности пласты не выдержаны, падение их крутое восточное. Породы кровли, подошвы, межпластовые и внутривластовые прослои представлены углисто-глинистыми сланцами, реже аргиллитами и алевролитами. Угольные пласты выклиниваются на глубине 205-285 м.

По химическому составу угли месторождения относятся к антрацитам и к высокоуглефицированным тощим каменным углям с преобладанием антрацита. Содержание углерода – 90%, водорода – 17%, азота – 1,4%, кислорода – 1,4%, серы – 0,9%. По условиям накопления угленосных отложений месторождение относится к лимническому типу.

Запасы были подсчитаны и утверждены ГКЗ в 1940г. до глубины 300 м и составили по категории А+В+С₁ – 662 тыс.т., по категории С₂ – 695 тыс.т. До 1960г. основная часть запасов была выработана. На 01.01.1960г. запасы составляли по категории В – 41,6 тыс. т до глубины 95 м в охранных целиках под зданиями и сооружениями, на горизонте 95-130 м – 30,2 тыс.т по категории В и до глубины 300 м по категории С₁ – 49,9 тыс.т и С₂ –

181,7 тыс.т. В 1962г. запасы угля были сняты с государственного баланса ввиду ограниченности запасов, а также ввиду отсутствия в стране свободных мощностей добычи и переработки угля.

Проявление Малдыгулсайское (IV-2-9) расположено в 7 км юго-западнее ж.д.станции Профинтерн (пос.Домбаровский).

В строении участка проявления принимают участие отложения турнейско-го возраста, представленные продуктивной домбаровской и вышезалегающей кугутыкской свитами.

Домбаровская свита представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми, углистыми и углисто-глинистыми сланцами. Пласты угля залегают среди углистых и углисто-глинистых сланцев. Мощность домбаровской свиты около 350 м.

Кугутыкская свита представлена известковистыми сланцево-песчаниковыми отложениями с прослоями известняков и углисто-глинистых сланцев с тонкими прослоями угля. Мощность свиты 400 м.

В районе проявления еще в 1939г. были проведены работы методами естественного электрического поля и магнитометрии, по результатам которых был выделен участок площадью 2 кв.км как наиболее перспективный для поисков каменного угля. В 1940-42г.г. на участке были пройдены шурфы и пробурены скважины по трем профилям. По данным этих работ, участок представляет собой крутую моноклиналиную складку, осложненную более поздними дислокациями. Простираение пород и структур близкое к меридиональному. Скважинами на участке встречено до 93 пластов и прослоев каменных углей, из которых 21 пласт имеет рабочую мощность (более 0,45 м), суммарная мощность их 23,82 м. Пласты угля чаще всего имеют сложное строение. По степени углефикации каменные угли относятся к типичным антрацитам. По качеству угли относятся к высокозольным. Содержание золы на сухое топливо составляет 36,4%, летучих на горючую массу – 5,5%, влага лабораторная – 5,48%, содержание серы общей – 0,4%, удельная масса угля 1,9-2,5 т/м³ (средняя 2,11), теплота сгорания в среднем 4520 ккал/кг, теплота сгорания сухого топлива – 4966 ккал/кг.

В 1992-93г.г. проводилась детализация участка, намеченного под открытую разработку. Пройдено 10 скважин механического колонкового бурения глубиной 42-75 м. Скважинами вскрыты пласты угля мощностью от 5 см до 3 м. С учетом данных 1940-43г.г. был околонтурен участок протяженностью до 1 км, наиболее перспективный для разработки карьером. В 1995г. был пройден небольшой опытный карьер, который показал, что увязка пластов по скважинам была выполнена неправильно. Пласты угля представляют собой быстро выклинивающиеся линзы в пределах первых метров, редко 10-15 метров, что в значительной степени понижает коэффициент угленасыщенности, снижает объем ранее подсчитанных запасов и усложняет условия отработки.

На основании материалов, полученных при проходке опытного карьера, был сделан вывод о нецелесообразности разработки углей Малдыгулсайского участка из-за сложных условий залегания углей [91]. В отчете по теме: «Оценка и учет прогнозных ресурсов категорий Р₃, Р₂, Р₁ основных твердых полезных ископаемых Оренбургской области по состоянию на 01.01.1998г.» [119] предлагается:

1) Прогнозные ресурсы каменного угля Малдыгулсайского участка поставить на учет по категории Р₁ в объемах, подсчитанных Домбаровской ГРЭ (33,5 млн.т., в т.ч. под открытую разработку – 8 млн.т).

2) Считать, что прогнозные ресурсы каменного угля Малдыгулсайского участка не могут служить сырьевой базой для строительства типового угледобывающего предприятия.

Проявление Западно-Акжарское (II-2-6) расположено в западном борту Джусинско-Акжарского блока. Поисковые работы на уголь были проведены здесь в 1941г. с целью расширения перспектив Домбаровского месторождения. Было пройдено 20 шурфов, 47 дудок, 102 скважины ручного бурения и 1 скважина механического бурения глубиной 38 м. Угле-

носная свита (брединская) изучена по простиранию на 5 км, вкрест простирания на 1 км. Сложена она здесь преимущественно глинистыми сланцами и песчаниками с подчиненными прослоями углисто-глинистых и углистых сланцев, алевролитов и известняков. Породы сильно перемяты, плейчатые, с зеркалами скольжения, рассланцованны, пронизаны сетью кварцевых прожилков. Угли в виде тонких (0,02-0,3 м) и редких прослоев приурочены к углисто-глинистым сланцам, представлены сажистыми, загрязненными разностями. Появление в верхней части угленосной свиты известняков свидетельствует о трансгрессии в период ее образования, что является неблагоприятным условием для углеобразования.

В 1977-80г.г. в наиболее широкой части грабена на площади 43 км² были проведены общие поиски каменного угля с применением геофизических исследований методом ВЭЗ по сети 500x100 м и каротажа методами КС, ПС, ГК и НГК. Пробурено 15 скважин глубиной 60,6-803 м в 4 широтных профилях, отстоящих друг от друга на 3,5 км.. Из 11 проб, подвергшихся анализу, 6 не зажглись, а по 5 получена очень низкая теплотворная способность (от 651 до 1776 ккал), содержание золы превышает кондиционное в 1,5-2 раза [48].

В 1986-88г.г. в пределах Джусинско-Акжарского блока на площади 305 км² были снова поставлены геофизические работы масштаба 1:25000 методами гравиметрии, магнитометрии и электроразведки (ЗМПП). Были также пробурены 224 скважины КГК глубиной от 7 до 198 м и 6 колонковых скважин глубиной 200-309 м. Бурением кондиционных углей встречено не было, но по результатам геофизических работ выделено 7 участков, перспективных на поиски угля. Суммарные прогнозные ресурсы категории Р₃ были оценены в 438 млн.т., в т.ч. участка № 3 (Западно-Акжарское проявление) в 238 млн. т [84].

Глубина подсчета 600 м. Протоколом НТС ПГО «Оренбурггеология» от 29.10.1988г. суммарные ресурсы были снижены до 250 млн.т.

В 1988-90г.г. на Западно-Акжарском проявлении было пробурено 8 скважин с применением специализированного комплекса каротажа (ГГК-С и ГГК-П) и отбором проб угля из стенок скважин стреляющим грунтоносом (ГБС). На проявлении отобраны 382 пробы грунтоносами и 41 ядерная проба. Зольность проб от 74,14% до 95,17%, теплотворная способность от 363 до 1379 ккал/кг, т.е. по зольности угли относятся к весьма высокозольным или некондиционным, по теплотворной способности – к углисто-глинистым породам [42].

На основании изложенных фактов при пересчете прогнозных ресурсов по состоянию на 01.01.1993г. ранее подсчитанные прогнозные ресурсы каменного угля в пределах Джусинско-Акжарского блока были сняты с учета [125].

Авторы настоящей записки также считают площадь Джусинско-Акжарского блока бесперспективной (в т.ч. и Западно-Акжарского проявления) на поиски промышленных месторождений каменного угля.

7.1.1.2. Уголь бурый **Проявления** (III-I-3 и IV-1-2) установлены двумя скважинами среди отложений юрского возраста. Угли залегают на глубине 25-30 м среди серых глин, мощность пластов 0,2-0,5 м [121]. В районе поселка Соколовка (за западной рамкой листа М-40-47-В), бурые угли подсечены скважинами треста «Южуралуглеразведка». Рабочая мощность наиболее крупного пласта - 0,9-2,7 м. Уголь матовый, отмечаются прослои угля землистого строения и лигнита. Средняя зольность 20%, калорийность до 5000 ккал/кг. Уголь горит в обычных топках и может быть использован для местных нужд. Промышленного значения указанные проявления не имеют.

7.2. Металлические ископаемые

7.2.1. Железо

В районе известны одно мелкое непромышленное месторождение инфильтрационного типа, одно проявление метаморфогенного типа и два пункта минерализации скарнового и осадочного типов.

Месторождение Новоорское (Яшкина мельница) (I-1-3) разведано скважинами механического колонкового бурения в 1949-1950г.г. [83]. Оруденение приурочено к юрским глинисто-охристым отложениям, выполняющим карстовые воронки в известняках брединской свиты, мощность последних в пределах месторождения более 300 м. Юрские отложения представлены пестроцветными глинами, часто обохренными, с прослоями песка, реже с маломощными (до 10 см) прослоями бурых углей. Мощность юрских отложений достигает 25 м. Рудное тело имеет пластообразную форму, залегание горизонтальное, размер 300 x 200 м, мощность от 0,5 до 9 м, глубина залегания 4-24 м. Руда представлена бурым железняком плотным, местами кавернозным и омарганцованным; в верхней части рудного тела залегают глинисто-охристые руды. Содержание железа до 43,0%, марганца до 5,11%, никеля до 0,19%, кобальта до 0,02%, SiO₂ до 46,0%, Al₂O₃ до 13,17%. Генетический тип месторождения - инфильтрационный, рудная формация - бурожелезняковая. Запасы бурого железняка категории С₁ составляют 49 тыс.т. Запасы поставлены на балансовый учет в 1950г, переведены в забалансовые из-за сложности гидрогеологических условий отработки и неизученности технологии, сняты с балансового учета в 1951г.[83].

При геологических съемках масштаба 1:50000 бурые железняки пластового типа среди юрских глин встречены и в некоторых других местах, но из-за небольшой площади распространения и незначительной мощности прослоев бурые железняки среднеюрского возраста практического значения не имеют [104].

Проявление Тюлькубайское (II-3-11) выявлено в 1989г. при проведении поисков медноколчеданных руд на Кустарниковой площади [117]. На проявлении пробурены 4 скважины общим метражом 1568 п.м., проведены скважинные геофизические исследования.

Участок проявления сложен метаморфическими породами тюлькубайской толщи: тонкое переслаивание биотит-кварц-альбитовых, кварц-амфибол-альбитовых сланцев и углефицированных микрокварцитов, туфо- и терригенных метапесчаников.

Совместно с образованием осадочных пород сформировалась залежь бедных кварц-магнетитовых и кварц-гематит-магнетитовых руд (метаморфизованных металлоносных осадков). Рудная залежь состоит из двух тел линзовидной формы, простирание их северо-восточное, падение крутое (60°-70°) северо-западное, длина 600 м, ширина 250 м, средняя мощность 9,5 м, глубина залегания кровли 4-60 м. Содержание закиси железа 9,8%, окиси 18,6%, содержание железа от 8,07% до 28,98%, среднее 15,6%.

Генетический тип проявления - метаморфогенный, рудная формация – кремнисто-гематит-магнетитовая.

Прогнозные ресурсы руды категории Р₂ составляют 8,8 млн.т. Промышленного значения проявление не имеет ввиду низкого содержания железа и незначительных прогнозных ресурсов [117].

Пункт минерализации I-2-3 представлен прослоем сидеритов мощностью 1 м, залегающим среди углисто-глинистых сланцев, алевролитов и аргиллитов брединской свиты. Содержание закиси железа 46,89%, окиси – 2,95%.

Пункт минерализации II-3-1 приурочен к юго-восточному экзоконтакту Безымянной интрузии гранитов, где среди сильно измененных пород основного состава первой подтолщи александринской толщи встречены прожилки скарнов мощностью 1-5 см гранат-эпидот-

пироксенового состава с вкрапленностью магнетита. Содержание магнетита в скарновых прожилках - 2,8 кг/т.

7.2.2. Марганец

На изученной площади известны два проявления марганца.

Проявление Северо-Исимбайское (II-3-6) выявлено в 1980г. при проведении маршрутных исследований в процессе глубинного картирования масштаба 1:50000. На участке проявления пробурены 2 скважины колонкового бурения, 2 скважины роторного бурения, пройдено 8 шурфов.

Участок проявления сложен кремнистыми туффитами, кремнями, туфами лапиллиевыми, грубообломочными, крупнообломочными с редкими покровами плагиофировых и пироксен-плагиофировых метабазальтов кукбуктинской толщи. Кремнисто-марганцевые породы залегают среди горизонта кремнистых туффитов. Рудное тело имеет форму линзы протяженностью по простиранию 105 м, мощностью от 0,8 до 1,5 м, падением под углом 50°-65° по азимуту ЮВ 130°-135°, протяженностью по падению до 90 м. Рудным минералом является браунит, псиломелан образует единичные скопления среди браунита. Текстура руд - слоистая, плейчатая. Содержание марганца от 14,2 до 29,51%. Выход рудных тел на поверхность свидетельствует о том, что проявление является эродированным; судя по отсутствию зоны окисления, эрозия продолжается и в настоящее время в результате новейших тектонических движений.

Генетический тип проявления - вулканогенно-осадочный, рудная формация – марганценовая вулканогенно-кремнистая, геолого-промышленный тип - оксидный.

Прогнозные ресурсы марганца категории Р₂ составляют 4490 т [73].

Проявление Кукбуктинское (II-3-17) расположено на участке, сложенном кремнями, кремнистыми туффитами, туфогенными песчаниками и алевролитами с единичными мало-мощными прослоями туфов и лав пироксен-плагиофировых метабазальтов кукбуктинской толщи. Канавой партии № 3 [47] вскрыт прослой марганцевых руд мощностью 1 м, залегающий согласно с вмещающими кремнями и кремнистыми туффитами. Падение руд и вмещающих пород под углом 55°-70° по азимуту СЗ 340°. Рудная зона по простиранию и падению не прослежена, предположительно протяженность ее по простиранию порядка нескольких метров или первых десятков метров.

Содержание марганца в рудах - 53,2%. Высокое содержание марганца объясняется тем, что руды состоят из плотного или ноздреватого пиролюзита с примесью сажистых его разновидностей и представляют собой зону окисления («марганцевую шляпу») первичных руд, скорее всего браунитовых, аналогичных слагающим проявление Северо-Исимбайское.

Генетический тип проявления - остаточный, рудная формация – марганценовые коры выветривания, промышленный тип руд – оксидные вторичные.

7.2.3. Хром

Пункт минерализации III-3-8 располагается в полосе серпентинитов, являющейся южным окончанием Карабулакского массива серпентинитов. Ширина полосы серпентинитов около 300 м, простирание ее северо-восточное. Среди элювиальной щебенки антигоритовых серпентинитов, скорее всего аподунитовых, встречен обломок размером 4x8 см густовкрапленных среднезернистых хромитов полосчатой текстуры [71].

7.2.4. Титан

Пункт минерализации II-3-5 связан с корой выветривания плагиоклаз-амфиболовых сланцев тюлькубайской толщи (второй подтолщи), где в скважине № 8597 Ореховской партии при штуфном опробовании были встречены содержания ильменита до 155 кг/т. Для вы-

яснения распространения титаноносной коры выветривания по площади и на глубину Джаилганской партией на этом участке пробурено 13 скважин шнекового бурения и 6 шурфов, проведено керновое и бороздовое опробование. Результаты получены отрицательные. Максимальное содержание ильменита (0,8 кг/т) выявлено в скважине 3736 Б, пробуренной рядом со скважиной 8597, в интервале 0,0-6,0 м; в остальных скважинах и шурфах содержание ильменита от 0 до 0,7 кг/т. Был сделан вывод о том, что ранее штучными пробами в скважине 8597 опробовались отдельные гнезда, обогащенные ильменитом [73].

7.2.5. Титан, цирконий

В районе известны три непромышленные россыпи титана и циркония.

Проявления Тюлинское (III-1-2), Кужанберлинское (IV-1-8) и Боярское (IV-1-11) связаны с одноименными проявлениями стекольных песков, выявленных Хмелевской партией [132]. Россыпи титановых минералов и циркона залегают в отложениях казацкой свиты эоцена, представленных песками кварцевыми, песчано-гравийно-галечными отложениями, песчаниками кварцитовидными, глинами каолиновыми. Мощность вскрыши на проявлениях Кужанберлинском, Боярском и Тюлинском соответственно: 4,2 м, 3,1 м и 2,7 м. В таблице 5 приведены средние содержания и результаты подсчета количества титановых минералов (ильменита, лейкоксена, рутила) и циркона [132].

Таблица 6

Средние содержания и запасы титановых минералов и циркона в россыпях

Название проявлений	Среднее содержание в кг/м ³		Объемы		
	Суммы титановых минералов	Циркона	Песков в млн./м ³	Суммы титановых минералов в тыс.т	Циркона в тыс.т
Кужанберлинское	0,6	0,9	19,00	11,40	17,10
Боярское	0,44	0,81	14,20	6,25	11,50
Тюлинское	1,08	0,21	32,0	34,56	6,72

Ввиду низких содержаний россыпи циркона и титановых минералов являются непромышленными. Они могут использоваться лишь как попутное сырье в случае добычи песков в качестве стекольных.

7.2.6. Медь

В районе известны два проявления меди.

Проявление Северо-Караусское (I-2-2) локализуется в габбро-диоритах и диоритах юго-восточного контакта Иссыргужинского массива. На проявлении проведены геофизические исследования методами ВП, МЗТ, гравиразведка, поисковое и картировочное бурение общим объемом 10710 м. Оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное. Размер гнезд и прожилков - 1,5-2 см. Главные рудные минералы – халькопирит, пирротин, пирит, магнетит. Содержание меди - 0,1-0,13 %. Из сопутствующих минералов отмечаются цинк (0,05%), кобальт (0,06%), молибден (0,001%). Генетический тип проявления - гидротермальный плутоногенный, рудная формация - медно-порфировая.

В.Е.Щепетновым, проводившим поисковые работы на участке проявления в 1972-73г.г., перспективность проявления оценивается отрицательно [136].

Проявление Кызыл-Аше (IV-4-8) выявлено в 1937г., поисково-ревизионные работы проведены в 1950-51г.г. Еленовской партией. Установлено, что рудная минерализация приурочена к многочисленным кварцевым и кварц-полевошпатовым прожилкам мощностью от 0,5 до 30 см, пронизывающих амфибол-хлоритовые и хлоритовые сланцы айдырлинской толщи. Рудная минерализация представлена малахитом в ассоциации с редкой вкрапленностью гематита, пирита, халькопирита, галенита. Содержание меди от 0,1 до 2%. Площадь распространения пород с подобной минерализацией около 1 км². По результатам поисково-ревизионных работ участок признан бесперспективным [80].

Генетический тип проявления гидротермальный плутоногенный, рудная формация - медно-кварц-сульфидная.

7.2.7. Медь, цинк

На изученной территории открыты 3 средние месторождения и 32 проявления меди и цинка. Все они относятся к медно-цинковой колчеданной формации, по классификации колчеданных месторождений Урала – к домбаровскому (кипрскому) геолого-промышленному типу. Все месторождения и 22 проявления расположены в Домбаровском рудном районе, 10 проявлений – в Ашебутакском рудном районе. Одно месторождение (Летнее) разрабатывается, два находятся в государственном резерве.

Месторождение Летнее (III-2-3) разведывалось и доразведывалось Домбаровской ГРЭ [86, 61].

Залегают месторождение среди базальтоидов Чиликтинской вулканической депрессии (кальдеры проседания). В плане кальдера имеет удлиненную форму с размерами 2x4 км, вытянута в северо-западном направлении. Борты кальдеры крутые (30°-60°), часто ограниченные синвулканическими сбросами. Днище очень неровное, осложнено флексурными уступами и разрывными нарушениями.

В строении месторождения принимают участие:

- 1) вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования кукбуктинской толщи;
- 2) вулканы киембаевской свиты;
- 3) пара- и ортосланцы тюлькубайской толщи;
- 4) субвулканические и жильные образования.

Кукбуктинская толща залегают в верхней части разреза на рудовмещающей третьей толще киембаевской свиты, представлена тонкослоистыми туфогенными песчаниками, алевролитами (мощность до 30 м) и туфами грубообломочными и агломератовыми пироксен-плагиоклазовых базальтов, горизонтами лав основного состава (мощность до 160 м).

В составе киембаевской свиты выделяются 3 подсвиты. Рудовмещающей является верхняя подсвита, сложенная в низах туфами основного состава, сменяющимися выше шаровыми и подушечными лавами базальтов плагиопорфировых. Основная масса руд концентрируется между двумя покровами плагиопорфировых базальтов, мощность которых от 10 до 50 м. Мощность рудовмещающей толщи - 300 м. Средняя толща сложена средне- и мелкоподушечными лавами базальтов, подушечными брекчиями и гиалокластитами с горизонтами яшмокварцитов и кремнистых туффитов. Нижняя толща представлена шаровыми и подушечными лавами базальтов с редкими горизонтами гиалокластитов и яшмокварцитов.

Общая мощность вулканических киембаевской свиты около 2100 м.

В основании разреза залегают парасланцы и ортосланцы тюлькубайской толщи.

Основная масса субвулканических образований представлена согласными пластовыми телами киембаевских габбродиабазов. Намного меньше развиты пластовые, реже секущие тела кукбуктинских габбродиабазов. Дайки риодацитов встречаются очень редко в виде маломощных секущих и согласных тел в восточном и южном бортах депрессии.

Рудовмещающая толща Летнего месторождения претерпела интенсивный региональный метаморфизм зеленокаменного типа. На фоне зеленокаменного изменения пород четко выделяются околорудные кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты, развитые со стороны лежащего бока рудных тел, редко со стороны висячего. Колчеданные руды месторождения локализируются в верхней подсвите киембаевской свиты. На месторождении известны 4 основных рудных тела, которые располагаются цепью с севера на юг, образуя рудную зону протяженностью 1500 м при ширине 600 м. Глубина залегания рудных тел от 0 до 143 м, форма их пластообразная, длина 200-600 м, ширина 50-200 м, мощность 20-40 м. Рудное тело I выходит на поверхность в западной части кальдеры и фиксируется бурными железняками “шляпного” типа. Залегание рудных тел - субгоризонтальное или с пологим (15° - 20°) падением на восток и юго-восток; по вертикальным разломам они иногда смещены.

Руды сплошные и вкрапленные. Сплошные руды составляют 91% от всех запасов. Структуры руд - гранобластовые от микро- до среднезернистых, текстуры - массивные, полостчатые и брекчиевидные. По вещественному составу и количественному соотношению минералов руды подразделяются на медные и медно-цинковые.

Минеральный состав руд следующий: пирит (65-70%), халькопирит (10%), магнетит (10%), сфалерит (2%), в зоне вторичного сульфидного обогащения встречаются ковеллин и халькозин. Второстепенные: пирротин, кубанит, маккиновит, галенит, клаусталит, борнит, молибденит, гематит; нерудные: кварц, хлорит, роговая обманка, биотит, кальцит, альбит, гранат, эпидот, мусковит, апатит, сфен, рутил.

Средние содержания в рудах: меди - 3,32%, цинка - 1,29%, серы - 40,47%. Сопутствующими являются кобальт 0,095%, серебро 12,6 г/т, селен 69 г/т, теллур 6 г/т, кадмий 0,0042%, германий 9 г/т, галлий 9 г/т, индий 0,6 г/т.

На месторождении выявлены эндогенные согласные с рудными телами ореолы меди, цинка, свинца, молибдена, кобальта, серебра, мышьяка. Они асимметричны, преимущественно развиты в лежащем боку, где их мощность достигает 25-30 м, тогда как в висячем - 5-12 м. Четко выраженной вертикальной и горизонтальной зональности не установлено. “Столбообразные” зоны, обогащенные медью, цинком, свинцом, барием, серебром фиксируют крутопадающие тектонические зоны, которые могли служить рудоподводящими каналами.

На месторождении установлены также аномалии ВП, МППО, гидрохимическая аномалия.

Месторождение открыто в 1969г. геофизиками Орской экспедиции при проведении геохимических работ масштаба 1:10000.

Генетический тип месторождения колчеданный, рудная формация - медно-цинковая колчеданная, геолого-промышленный тип по классификации колчеданных месторождений Урала - домбаровский (кипрский) [26].

Запасы категории А+В+С₁ составляют: руды 6047 тыс.т., меди 231,1 тыс.т, цинка 76,5 тыс.т, серы 2372 тыс.т. Перспективы прироста ресурсов по флангам и на глубину ограничены. Запасы категории С₂ составляют: меди - 9,3 тыс.т., серебра - 89,9 т [83]. Месторождение эксплуатируется с 2000г. По состоянию на 1.01.2001г. добыто меди 10,1 тыс.т., цинка - 1,1 тыс.т., серебра - 3 т.

Вскрышные породы месторождения Летнего, как сырьё для производства щебня, оконтурены границами карьера и на основании лабораторных исследований. Запасы строительного камня (диабаз) по категории С₁ - 7,588 млн.куб.м. Марка щебня по дробимости в цилиндре от 1200 до 1400, по истираемости в пологом барабане И-1, по сопротивлению удару на копре У-75, по морозостойкости МРЗ-150 [83].

Месторождение Осеннее (III-3-10) расположено в 4 км юго-восточнее месторождения Летнего. Оно приурочено к локальной кальдере в юго-восточном борту Джайилганской де-

прессии. Кальдера имеет почти изометричную форму, диаметр ее около 1 км. В основании разреза вулканитов, слагающих кальдеру, залегают среднеподушечные лавы базальтов с прослоями капельных лав и гиалокластитов – средняя подсвета киембаевской свиты, вскрытая мощность ее - 400 м. Выше залегает верхняя подсвета, состоящая из верхней и нижней пачек. Нижнюю слагают шаровые лавы плагиофировых базальтов, мощность ее до 150 м. Верхняя рудовмещающая пачка состоит из шаровых лав базальтов, преимущественно спилитовидных, мощность ее до 200 м. Завершают разрез вулканогенно-осадочные отложения кукбуктинской толщи – туфогенные песчаники и алевролиты, псефо-псаммитовые туфы плагиоклаз-пироксеновых базальтов, прослой кремнистых туффилов, туфопелитов.

Субвулканические и интрузивные тела широко развиты в пределах месторождения: силлы киембаевских габбродиабазов, пластовые, реже крутопадающие тела кукбуктинских андезидацитов, андезибазальтов, риолитов; в западной части месторождения к Южно-Джайлганскому разлому приурочено крутопадающее тело граносиенитов куйбасовского комплекса. Северная часть кальдеры срезана телом трахириодацитов раннего карбона.

Разрывные нарушения развиты в периферийных частях кальдеры, имеют сбросовый характер, образуют полукольцо, к которому приурочены рудные залежи.

Рудные тела сопровождаются зонами метасоматитов, имеющими в вертикальном разрезе форму крутопадающих колонн. Метасоматиты развиты преимущественно в лежачем боку рудных тел, имеют состав серицит-хлоритовый, кварц-серицит-хлоритовый, кварц-серицитовый, серицит-хлорит-альбит –карбонатный. Переход метасоматитов к неизменным породам постепенный.

Стратиграфический уровень оруденения определяется приуроченностью рудных тел к пачке шаровых лав преимущественно спилитовидных базальтов верхней подсветы киембаевской свиты, иногда к контакту этой пачки с тонкослоистыми туфогенно-осадочными отложениями кукбуктинской толщи, залегающими непосредственно на руде.

Залегание рудных тел горизонтальное или пологое, согласное с напластованием вмещающих пород.

Взаимоотношения оруденения с субвулканическими телами более сложные, часто устанавливается их рвущее положение по отношению к руде, иногда наблюдается наложение оруденения на субвулканические тела.

На месторождении выявлены две рудные залежи, расположенные в северо-западной части кальдеры. В плане форма залежей неправильная, с выступами и заливами; размеры по горизонтали южной залежи - 400x360 м, северной - 400x100 м. Обе залежи образуют единую рудную зону, вытянутую в северо-восточном направлении. В вертикальном разрезе залежи представляют пластообразные тела с раздувами в центральных частях и выклиниванием и разветвлением к периферии. Мощность рудных тел от первых десятков сантиметров до 25 - 30 м, местами до 70 м.

Промышленные сорта руд представлены сплошными (60%) и прожилково-вкрапленными (40%) разностями. Глубина залегания рудных тел от 20 до 220 м.

Главными рудообразующими минералами являются пирит, халькопирит, магнетит, пирротин. Спорадически встречаются борнит, ковеллин, галенит, гематит. Нерудные минералы представлены кварцем, амфиболом, эпидотом, карбонатами, хлоритом, серицитом.

По сочетанию основных рудообразующих минералов выделяются типы руд: 1) халькопирит-пиритовый со сфалеритом, реже борнитом; 2) магнетит-пирротин-халькопирит-пиритовый со сфалеритом; 3) пиритовый; 4) кварц-пиритовый.

Основная масса руд представлена первым типом. Пирит (80-90%) средне- и мелкозернистый, халькопирит (3-6%) и сфалерит (2-3%) в тонкозернистых агрегатах выполняют промежутки между зернами пирита, образуют прожилки и скопления.

Второй тип встречается в зоне экзоконтакта интрузивного тела гранитоидов; для него характерны крупно- и среднекристаллические структуры.

Пиритовый тип встречается в виде реликтов среди халькопирит-пиритовых руд, выделяясь стально-серым цветом и тонкозернистым, иногда близким к колломорфному, сложением.

Кварц-пиритовый тип имеет мелко- и тонкозернистое строение, в виде прожилков наложен на остальные типы руд, иногда полностью их замещая.

Для руд месторождения характерно широкое развитие полосчатых и пятнисто-полосчатых текстур, обусловленных разномзернистостью или распределением рудных, а также нерудных минералов.

Рудные тела месторождения Осеннего сопровождаются развитыми во вмещающих породах высокоаномальными ореолами меди и цинка, среднеаномальными – свинца, низкоаномальными – кобальта, молибдена, бария; содержания серебра в ореолах достигают 10 г/т. Форма ореолов близка к грибообразной. Мощность ореолов над рудой 5-15 м, под рудой 25-30 м, «столбообразные» ореольные зоны не оконтурены по падению.

Генетический тип месторождения - колчеданный, рудная формация – медно-цинковая колчеданная, геолого-промышленный тип – домбаровский (кипрский).

Месторождение Осеннее открыто в 1967г. при проверке бурением аномалии метода МПП, выявленной Орской геофизической экспедицией. Детальная разведка проведена в 1977г. Домбаровской ГРЭ.

Средние содержания меди 3,86%, цинка – 0,79%, серы – 33,15%, золота – 0,3 г/т, серебра – 26,4 г/т. Кроме золота и серебра, среди сопутствующих отмечаются кобальт 0,076%, кадмий 0,0023%, селен 60 г/т, теллур 5 г/т.

Запасы категории А+В+С₁ составляют: меди – 247,2 тыс.т., цинка – 50,9 тыс.т., серы – 2077 тыс.т., золота – 1685 кг, серебра – 133,8 т.

Запасы категории С₂ составляют: меди – 33,6 тыс.т., цинка – 6,3 тыс.т., золота – 232 кг, серебра – 18,6 т. Перспективы прироста запасов по флангам и на глубину ограничены [83].

Месторождение Весенне-Аралчинское (V-2-3) расположено на восточной окраине Кошенсайской горст-антиклинали. Рудное поле месторождения ограничено с запада контактом Кошенсайского массива гранитоидов, с востока - Домбаровским грабеном. Вулканические постройки разного порядка сильно деформированы и частично уничтожены складчатыми и разрывными дислокациями и внедрением Кошенсайской интрузии гранитоидов. Эти вулканические постройки и пояса субвулканических тел контролируются магмовыводящей зоной меридионального простирания.

Рудное поле месторождения сложено базальтоидами киембаевской свиты. Рудные тела залегают согласно среди подушечных лав базальтов и плагиофировых базальтов, завершающих разрез верхней подсвиты киембаевской свиты. Мощность верхней подсвиты около 800 м. Субвулканические тела представлены габбродиабазами, очень редко – риолитами и дацитами.

Рудовмещающие породы в пределах рудной зоны превращены в кварц-серицит-хлоритовые, карбонат-хлоритовые и хлоритовые породы, а вблизи контакта с гранитоидами скарнированы. Рудная зона имеет близмеридиональное простирание и западное падение под углом 40°-80°, залегая в основном согласно с поверхностью контакта гранитоидов.

На месторождении выделены одно промышленное тело (№ 3), которое включает все балансовые запасы месторождения, и 9 непромышленных.

Рудное тело № 3 имеет сложную линзовидную форму, крутое западное падение (30°-85°), глубина залегания кровли от 50 до 250 м. Мощность тела от 2 до 86 м, средняя 21,8 м, длина по простиранию 1100 м, по падению – от 50 до 520 м, средняя 253 м.

Руды представлены в основном тремя минеральными типами: 1) халькопирит-пиритовым; 2) халькопирит-сфалерит-пиритовым; 3) пиритовым. Промышленные сорта представлены сплошными (90%) и прожилково-вкрапленными (10%) рудами со средними

содержаниями меди 2,52%, цинка 1,99%, серы 37,41%, золота 0,2 г/т, серебра 14 г/т, селена 40 г/т, теллура 8 г/т, кадмия 0,011%. Зона окисления на месторождении отсутствует, лишь по зонам трещиноватости слабо проявлены процессы окисления.

В становлении месторождения можно выделить 2 этапа. Первый – это собственно колчеданный этап, связанный с подводными излияниями вмещающих оруденение шаровых лав базальтов. Второй этап протекал при внедрении Кошенсайского массива, когда происходили складчатые и разрывные дислокации, процессы контактового метасоматоза. С этим этапом связаны перекристаллизация и некоторое перераспределение рудного вещества, изменение положения рудных тел из горизонтального в наклонное, образование вокруг руд ореола антофиллит-кордиеритовых роговиков.

Рудные тела месторождения сопровождаются высокоаномальными ореолами в коренных породах меди, цинка, свинца, среднеаномальными – молибдена, низкоаномальными – кобальта и бария; содержание серебра в ореолах достигает 10 г/т. Устанавливается вертикальная зональность в распределении элементов в ореолах (от подрудных сечений к надрудным: (Co, Mo, Ba) – (Zn, Pb) – Cu – Ag, в целом отвечающая ряду зональности для колчеданных месторождений [17]. Исключение составляют только медь и барий.

Открыто месторождение Весенне-Аралчинское в 1964г Восточной ГРЭ при проверке бурением комплексной аномальной зоны, выявленной геофизической (1:25000) и литохимической (1:50000) съемками.

Генетический тип месторождения - колчеданный, рудная формация – медно-цинковая колчеданная, геолого-промышленный тип по классификации колчеданных месторождений Урала [26] – домбаровский (кипрский).

Месторождение детально разведано Домбаровской ГРЭ [85]. Запасы категории А+В+С1 составляют: меди – 345,1 тыс.т., цинка – 310,4 тыс.т., серы – 5209 тыс.т. Запасы категории С2 составляют: меди – 21,6 тыс.т., цинка – 13,7 тыс.т., золота – 0,104 т, серебра – 11,48 т. Перспективы прироста запасов по флангам и на глубину отсутствуют.

Сведения о 9 перспективных проявлениях меди и цинка приведены в каталоге (таблица 6). 23 проявления меди и цинка оценены как неперспективные. Проявления Кустарниковое (II-3-14) и Сурчиное (III-3-4) залегают в отложениях средней подсвиты киембаевской свиты D1km2; Западно-Джаилганское (III-3-5), Водопадное (III-3-9) и Посадное (IV-3-4) – в отложениях верхней подсвиты киембаевской свиты D1km3; Аул-Кумакское (I-3-11) и Аномалия IX (II-2-13) в отложениях кукбуктинской толщи D1-2kt; Бурожелезняковское (II-2-10), Майское (IV-1-12), Лучистое (IV-2-2) Домбаровское II (IV-2-10) – в отложениях джусинской толщи D2dž; Заречное (II-1-12) и Шн-419 (II-1-3) – в отложениях первой подтолщи александринской толщи D2al1, Аномалия X (II-1-5) и Центральное (II-1-8) – второй, Ащebutак-I (II-1-14) – третьей, Можаровское (II-1-1) и Аномалия XIV (II-1-7) – четвертой подтолщи александринской толщи D2al4; Ретросляторное (II-3-3), Курмансайское (IV-2-3), Тассайское (IV-2-7) и Малдыгулсайское (IV-2-12) – в нерасчлененных образованиях александринской толщи D2al.

С медно-цинковым колчеданным орудением связаны 16 площадных литохимических аномалий в коренных породах меди, цинка, иногда свинца с содержаниями элементов, превышающими фоновые в 2-10, реже более 10 раз; 9 площадных аномалий в почвенном слое с содержаниями меди и цинка в 2-10 раз выше фоновых; 14 площадных гидрохимических аномалий с повышенными содержаниями Cu, Zn, Mo, реже As и SO₄; одна аномалия метода заряженного тела и одна аномалия метода переходных процессов в скважинном варианте.

Таблица 7

Каталог колчеданных проявлений меди и цинка

№№ п/п	Индекс на карте, назва- ние проявле- ния	Изученность	Струк- турная привязка	Вмещаю- щие породы (литологи- ческий со- став, свита, толща), околоруд- ные изме- нения	Строение, морфоло- гия и размеры руд- ных тел, условия залегания	Минераль- ный состав руд	Содержа- ние эле- ментов, %	Запасы и прогнозные ре- сурсы, тыс.т.; Au, Ag		
								C ₂	P ₁	P ₂
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	I-1-7 Иссиргужин- ское	Проведены общие и де- тальные по- иски: бурение 415 картиро- вочных и 44 поисковых (гл.до 485 м) скважин, гео- физические площадные (электрораз- ведка, грави- разведка, магнитораз- ведка) и скважинные исследования	Ащебу- такский блок, Иссир- гужин- ская интру- зивно- куполь- ная структу- ра	Пирокла- стические породы ки- слового соста- ва, мощ- ность их 100-400 м. (D ₂ aI ₄). Серицити- зация, хло- ритизация, окварцева- ние, карбо- натизация	Руда прожилково- вкрапленная. Выде- ляются 2 тела лин- зовидной формы мощностью 10-20 м, протяженность по простирацию 400 м, по падению 200 м, падению западное под $\angle 40^\circ$. Кровля на гл.от 20 до 230 м.	Главные: пирит, сфа- лерит, халь- копирит; спутники: галенит, марказит, кварц, анке- рит, сери- цит, барит, кальцит, гипс	Cu-1,28 Zn-2,82		Cu-35 Zn-212	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
2	П-1-10 Западно- Ащевутако е	Бурение 617 картировочных скважин глубиной до 150 м, 171 поисковых скважин глубиной до 1385 м, скважинные геофизические исследования, металлометрическая съемка масштаба 1:10000	Ащевутаковский блок, Ащевутаковский вулканокупол.	Лавы и туфы риолитов (D _{2a14}). Серицитизация, окварцевание, хлоритизация, гематитизация	Установлено 2 рудных тела пластообразной и линзообразной форм, падение их пологое западное, длина 260 и 470 м, мощность от 1 до 24 м, глубина залегания кровли от 30 до 330 м. Руды сплошные, в лежащем боку и на выклинивание рудных тел вкрапленные	Главные: пирит, халькопирит, сфалерит; второстепенные: галенит, теннантит, марказит	Cu – 2,1 Zn – 2,63 Au – 1 г/т Ag – 30 г/т	Cu – 60 Zn – 75 Au – 2,85 Ag – 85,5		
3	П-2-11 Новое	Общие поиски и поисково-оценочные работы с бурением скважин до гл. 700 м	Домбаровский блок	Лавы базальтов с линзами и прослоями гиалокластитов (D _{2dž}). Хлоритизация, серицитизация, окварцевание	Выделено 3 рудных тела пластообразной формы, размер их по простиранию от 22 до 600 м, по падению 300-350 м, средняя мощность 3м; падение на ЮВ под $\angle 70-90^\circ$. Руды сплошные, на выклинивание и в боковых частях рудных тел - вкрапленные. Залегание рудных тел согласное с залеганием вмещающих вулканитов.	Главные: пирит, халькопирит, сфалерит; второстепенные: галенит; редкие: блеклая руда, алтаит, арсенопирит, молибденит, борнит, самородное золото, гематит	Cu - 2,57 Zn – 1,7 Co – 0,026 Au-0,2 г/т Ag-10 г/т Co-261г/т Cd-31 г/т Se-71 г/т Te-10 г/т Ge-2 г/т	Cu- 55,9 Zn-36,9 Au- 0,44 Ag-22	Cu- 17,5 Zn-8,5 Au- 0,14 Ag-7	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
4	П-2-14 Акжарское (Южно- Акжарское)	Поисково- оценочные работы	Домба- ровский блок	Лавы ба- зальтов (D ₂ dž). Серицити- зация, ок- варцеване	2 параллельных пластообразных те- ла сплошных руд мощностью от 0,8 до 7 м разделены зоной кварц-сери- цитовых метасома- титов мощностью 4- 8 м. Залегание – рудных тел соглас- ное с залеганием вмещающих пород, падение на ЮВ под ∠70-80°; выход на поверхность фикси- руется бурами же- лезняками.	Главные: пирит, халь- копирит, сфалерит; редкие: га- ленит, пир- ротин, маг- нетит, гема- тит; гиперген- ные:ковел- лин, халько- зин, борнит, гидроокислы железа	Cu - 2,14 Zn – 0,38 Co-126 г/т Au-0,06 г/т Ag-3 г/т Cd-32 г/т Se-57 г/т Te-8 г/т Ge-2 г/т	Cu- 64,2 Zn-11,2 Au-0,6 Ag - 30	Cu-7,8 Zn-2,18 Au- 0,06 Ag - 3	
5	П-2-15 Мазарское	Поисково- оценочные работы	Домба- ровский блок, экзокон- такт Мало- акжар- ского массива кварце- вых монцо- нитов (C ₁ m).	Лавы и ту- фы базаль- тов (D ₁₋₂ kt). Серицити- зация, хло- ритизация, окварцева- ние	1 тело пластообраз- ной формы, мощ- ность 1-15 м, сред- няя 6 м, протяжен- ность по простира- нию 500 м, по паде- нию 250 м. Залега- ние согласное с за- леганием вмещаю- щих пород, падение юго-восточное кру- тое. Руды сплош- ные, на выклинках рудного тела вкрап- ленные.	Пирит, халькопи- рит, сфале- рит	Cu - 1,08 Zn – 1,2 Cd-29 г/т Se-51 г/т Te-14 г/т Ge-2 г/т	Cu- 26,19 Zn- 28,94		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
					Рудное тело выходит под кору выветривания, значительная часть его эродирована					
6	II-2-16 Южное	Поисково-оценочные работы	Домбаровский блок	Лавы базальтов (D ₂ dž). Серицитизация, окварцевание, хлоритизация	2 пластообразных сближенных тела сплошных руд, мощность их 0,6-6 м, средняя 3 м, протяженность по простиранию 120 и 380 м, по падению 200 м. Залегание согласное с вмещающими вулканитами, падение восточное крутое (70°).	Главные: пирит, халькопирит, сфалерит; редкие: блеклая руда, галенит, магнетит, гематит	Cu - 1,29 Zn – 0,69 Au-0,2 г/т Ag-10 г/т	Cu - 17,2 Zn – 9,1 Au- 0,26 Ag-13		
7	II-3-4 Зимнее	Поисково-оценочные работы	Домбаровский блок, восточная часть	Лавы и туфы базальтов плагиофировых (D ₁ km ₃). Серицитизация, окварцевание, хлоритизация	2 рудных тела прослеживаются по простиранию на 600 м, по падению до гл.632 м. Форма рудных тел линзовидная, мощность 1-65 м, средняя 20 м. Залегание согласное с вмещающими породами, падение на СЗ под ∠10-30°. Выход на поверхность	Главные: пирит, сфалерит, халькопирит; второстепенные: пирротин, магнетит, гематит, галенит; нерудные: кварц, карбонаты, серицит,	Cu-1,21 Zn-0,87 Au-0,08 г/т Ag-6,5 г/т	Cu- 152,1 Zn- 109,6 Au- 1,25 Ag-125	Cu- 10,3 Zn-9,9 Au- 0,08 Ag-8,0	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
					отмечается бурями железняками. Руды сплошные и вкрапленные, последние развиты в подошве и на выclinках рудных тел.	хлорит.				
8	II-3-7 Исимбайское	Детальные поиски с бурением картировочных и поисковых скважин, общий объем 7103 м, наибольшая глубина 809 м	Домбаровский блок, Исимбайская кальдера	Лавы и туфы и риодацитов (D ₁₋₂ kt). Серицитизация, хлоритизация, окварцевание	Установлено одно пластообразное рудное тело, длина его 140 м, ширина 60 м, мощность 1-12 м, средняя 2 м. Выход на дневную поверхность фиксируется развалом бурых железняков. Руды сплошные и вкрапленные, последние развиты в подошве рудного тела	Главные: пирит, халькопирит, сфалерит; второстепенные: пирротин, гематит, галенит, борнит, барит, кварц.	Cu-2,5 Zn-1,6 Au-0,08 Ag-7,5		Cu-21 Zn -13,4 Au -0,4 Ag -8,0	
9	III-2-7 Левобережное	Поисково-оценочные работы	Домбаровский блок	Лавы базальтов (D ₁ km ₃) Серицитизация, хлоритизация, окварцевание	Два рудных тела пластообразной формы, длина их 100 и 400 м, ширина 100 и 300 м, мощность 1,5-50 м, средняя 10 м. Залегание согласное с вмещающими	Главные: пирит, халькопирит, сфалерит; второстепенные: магнетит, халькозин; нерудные:	Cu-2,91 Zn-0,37 Co-0,53 Au-0,2 г/т Ag-12,6 г/т	Cu-97,4 Zn-12,3 Au-0,67 Ag-42,21	Cu-134 Zn-38 Au-0,92 Ag-57,96	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
					породами, падение на юг под $\angle 40-70^\circ$. Кровля на глубине 14-130 м. Руды сплошные, на вы- клинках прожилко- во-вкрапленные.	хлорит, кварц				

7.2.8. Медь, цинк, свинец

На изученной площади известно одно месторождение и 7 проявлений меди, цинка и свинца. Все они расположены в Теренсайском рудном районе, относятся к колчеданно-полиметаллической рудной формации, к баймакскому (по классификации колчеданных месторождений Урала) геолого-промышленному типу.

Месторождение Барсучий Лог (I-3-10) открыто в 1976г. при поисково-съёмочных работах масштаба 1:10000, когда скважиной роторного бурения были вскрыты околорудные кварц-серицитовые метасоматиты [130]. На месторождении проведена детальная разведка [89], разработка его началась в 1998г. По состоянию на 1.01.2002г. добыто: руды – 1200 тыс.т., меди – 43,5 тыс.т., цинка – 46,5 тыс.т., золота – 3575 кг, серебра – 58,8 т.

В структурном отношении месторождение расположено в Рудной кальдере обрушения Джусинского блока. Днище кальдеры осложнено выступами и впадинами, в одной из которых локализуется рудная злежь месторождения. Впадина ограничена разрывными нарушениями субширотного и субмеридионального простирания. Длина впадины около 1 км, ширина 200-300 м. В строении ее принимают участие вулканиты александринской толщи.

Основание впадины Барсучьего Лога сложено туфами и лавами базальтов плагио- и пироксен-плагиофировых, общая мощность которых не менее 700 м (первая подтолща александринской толщи).

Выше залегает пачка вулканитов андезидацитового состава, в которой локализованы рудные тела. Пачка сложена туфами, лавами, тефрогенными алевролитами и песчаниками, мощность ее 150 м (вторая подтолща александринской толщи).

Субвулканический комплекс представлен телами основного и умеренно-кислого состава, залегают они в виде силлов или крутопадающих даек, фиксирующих синвулканические разрывные нарушения.

Зона метасоматитов в поперечном разрезе имеет сложную форму, напоминающую воронкообразную. Широкая верхняя часть зоны метасоматитов в вертикальном направлении переходит в узкую корневую, фиксирующую рудоподводящий канал. Верхние части зон метасоматитов в целом согласные с напластованием вмещающих пород, нижние являются секущими.

Рудные тела залегают в вулканитах андезидацитового состава на небольшом удалении от контакта (первые метры до первых десятков метров) или непосредственно на контакте с нижележащими туфами и лавами базальтов.

Морфология рудных тел сложная: в продольном (меридиональном) разрезе они имеют форму изогнутых пластов, в поперечных разрезах – форму сложно разблокированных пластов и линз. Залегание рудных тел согласное с напластованием вмещающих пород, преобладающее падение восточное под углом от 35° до 70°; залегание рудной залежи в целом субгоризонтальное, с небольшим погружением в северном направлении. По простиранию протяженность рудных тел до 370 м, по падению до 200 м, мощность от первых метров до 40 метров. Общая протяженность рудной залежи в субмеридиональном направлении 600 м, ширина 100 м.

Верхняя часть залежи эродирована, кровля некоторых рудных тел вскрыта под корой выветривания на глубине от 27 до 75 м. Выходящие на поверхность палеозойского фундамента руды претерпели интенсивные гипергенные изменения с образованием полного профиля вторичной вертикальной зональности: зоны окисления, зоны выщелачивания и зоны вторичного сульфидного обогащения, достигающей глубины 70 м.

Рудные тела сложены в основном сплошными колчеданно-полиметаллическими рудами. Вкрапленные руды и сплошные серноколчеданные руды залегают, как правило, в лежащем боку сплошных колчеданно-полиметаллических руд и слагают небольшие тела.

Главные рудные минералы: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит; второстепенные: блеклая руда, магнетит, халькозин; редкие: арсенопирит, рутил, гематит, борнит, пирротин; нерудные: кварц, серицит, барит, хлорит, гипс, ангидрит. Структура руд - тонкозернистая, текстура - сланцевато-полосчатая, встречаются реликтовые колломорфная и почковидная. Для большей части руд характерно чрезвычайно тонкое взаимопрораствание рудообразующих сульфидов.

Средние содержания в рудах: меди – 3%, цинка – 4,97%, свинца – 0,86%, серы – 37,35%, золота – 2,78г/т, серебра – 46,57г/т, селена – 35,24 г/т, теллура – 16,31 г/т, индия – 2,26 г/т, галлия – 15,08 г/т, кадмия – 0,016 %.

В глинах коры выветривания (подзона выщелачивания) на месторождении выявлено 7 тел золото-серебряных руд. Форма их линзообразная, падение восточное крутое, размер по простиранию от 20 до 150 м, по падению от 12 до 40 м, мощность от 1 до 25 м, средняя 8 м, глубина залегания кровли от 1 до 20 м. Содержание золота 5,3 г/т, серебра 113,1 г/т.

Запасы категории А+В+С1 составляют: меди – 103,7 тыс.т., цинка – 170,1 тыс.т., свинца – 29,6 тыс.т., серы – 1383 тыс.т., золота – 9,617 т, серебра – 163,5 т, селена – 120,1 т, теллура – 55,6 т, кадмия – 539,7 т, индия – 7,7 т, галлия – 51,4 т.

Оруденение сопровождается комплексной литохимической аномалией в коренных породах меди, цинка, свинца, кобальта, никеля, олова, молибдена, серебра, бария, мышьяка, сурьмы, висмута и кадмия, гидрохимической аномалией меди и свинца, на участке месторождения выявлены аномалии ВП и МПП.

На месторождении установлены признаки как гидротермально-осадочного, так и гидротермально-метасоматического способов образования руд, поэтому его следует считать комбинированным.

Генетический тип месторождения колчеданный, рудная формация колчеданно-полиметаллическая, геолого-промышленный тип по классификации колчеданных месторождений Урала – баймакский.

Перспективы прироста запасов месторождения исчерпаны.

Проявление Аномалия I (I-3-1) выявлено в 1977г.; на нем проведены поиски [83] и поисково-оценочные работы [101]. Располагается в Джусинском блоке.

Участок проявления сложен вулканитами александринской толщи. В основании разреза залегают лавы и туфы базальтов плагио- и пироксен-плагиофировых, мощность пачки 130 м.

Рудовмещающая вторая подтолща александринской толщи сложена лапиллиевыми, реже конгломератовыми туфами от риодацитового до андезидацитового состава, дацитами экструзивно-лавовой фации, туфами фации агломератовых потоков и осыпей, псефитовыми и лапиллиевыми туфами смешанного состава. Мощность подтолщи 300 м. Выше залегает третья подтолща - переслаивание лав базальтового, и андезитового состава; встречаются прослои туфов базальтового и дацитового состава. Мощность подтолщи 360 м.

Субвулканический комплекс представлен андезидацитами и габбродиабазами, залегающими в виде крутопадающих даек, секущих рудные тела. Из интрузивных образований отмечается дайка гранодиоритов мощностью 20 м, имеющая субгоризонтальное залегание.

На проявлении выявлено 5 рудных тел линзовидной формы. Залегание их согласное с залеганием вмещающих пород с пологим падением на восток, протяженность по простиранию от 160 до 700 м, средняя 400 м, по падению от 120 до 350 м, средняя 200 м, мощность от 2 до 50 м, средняя 20 м. В лежащем боку рудных тел залегают кварц-серицитовые и хлорит-кварц-серицитовые метасоматиты с реликтивными структурами и текстурами исходных пород. В разрезе зона метасоматитов имеет грибообразную форму с неровными, извилистыми очертаниями. Узкая нижняя часть зоны фиксирует рудо-подводящий канал.

Руды вкрапленные и сплошные, преобладают вкрапленные. Главные рудные минералы: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, второстепенные: пирротин, борнит, арсенопирит. Руды тонкозернистые со взаимным простиранием минералов, текстура брекчиевая, сланцеватая, полосчатая, сетчатая с реликтами колломорфной, конкреционной, миароловой. Средние содержания цинка 2,73%, свинца – 1,1%, меди – 0,665%, серы – 12,59%, золота – 0,8 г/т, серебра – 31,2 г/т.

Запасы категории С₂: цинка - 204 тыс.т., свинца – 83 тыс.т., меди – 49 тыс.т., серы – 945 тыс.т., золота – 6,0 т, серебра – 234,19 т.

Перспективы на увеличение запасов отсутствуют.

Генетический тип проявления - колчеданный, рудная формация - колчеданно-полиметаллическая, геолого-промышленный тип - баймакский.

Проявления Южно-Карабутакское (I-3-4), С-2707 (I-3-2), Междуреченское (I-3-7), Ретрасляторное (II-3-3), Р-414 (I-3-9), Радужное (I-2-6) расположены в Джусинском блоке.

В геологическом строении участков проявлений принимают участие вулканиты кислого и умеренно-кислого состава второй и четвертой подтолщ александринской толщи: туфы дацитового, риодацитового, смешанного, редко основного состава. Среди туфов в виде подчиненных прослоев залегают лавы дацитового и риодацитового состава. Из субвулканических образований отмечаются тела дацитового, андезидацитового, риодацитового состава, реже дайки габбродиабазов. На проявлениях выделяются зоны кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов, залегающих согласно с вмещающими вулканитами. Их простирание - субмеридиональное, падение - преимущественно восточное. Ширина зон метасоматитов 50-150 м, протяженность 0,5-1 км, на проявлении Междуреченском – до 2 км. Метасоматиты содержат неравномерную вкрапленность и тонкие прожилки пирита, халькопирита, сфалерита и галенита. Редко выделяются маломощные интервалы с промышленными или близкими к нему содержаниями меди, цинка и свинца.

На проявлениях проведены поиски с применением бурения, площадных и скважинных геофизических исследований [83, 130]. Промышленных скоплений руд не выявлено.

Проявления входят в состав Северо-Карабутакского колчеданного полиметаллического поля, на котором рекомендуется проведение поисковых работ.

С колчеданно-полиметаллическим оруденением связаны две площадные литохимические аномалии в коренных породах с содержаниями Cu, Zn и Pb выше фоновых в 2-10 раз, одна площадная гидрохимическая с повышенными содержаниями Cu и Pb, одна аномалия метода переходных процессов в скважинном варианте.

7.2.9. Медь, молибден

В районе выявлено одно мелкое месторождение и 6 проявлений молибден-медно-порфировой рудной формации. Месторождение и большая часть проявлений (4) расположены в Еленовско-Кумакской минерагенической зоне.

Месторождение Еленовское (III-4-15) разведано в 1948-1951г.г. [82]. Месторождение известно с глубокой древности, на что указывает древний карьер (андроновская культура). Залегает в экзоконтакте Еленовской интрузии гранодиоритов урусиксенского комплекса в базальтах третьей подтолщ айдырлинской толщи. Месторождение состоит из 5 небольших рудных тел, форма их линзообразная, падение юго-восточное крутое, размер по простиранию до 140 м, по падению 15-105 м. Руды представляют вкрапленность сульфидов в кварц-турмалиновой и турмалинизированной породе. Околорудные изменения: турмалинизация, хлоритизация, окварцевание. Главные рудные минералы: халькопирит, пирит, молибденит; второстепенные: галенит, сфалерит, магнетит, самородное серебро и золото. Средние со-

держания меди - 2,88%, молибдена – 0,024%, золота – 3,4 г/т, серебра – 5,5 г/т, бора – 1%, свинца – до 0,08%, цинка – до 0,03%.

Месторождение фиксируется слабой аномалией ВП, комплексной литохимической аномалией в коренных породах меди, молибдена, цинка, свинца, мышьяка, аномалиями меди и молибдена в почвенном слое.

Генетический тип месторождения - гидротермальный плутоногенный, рудная формация – молибден-медно-порфировая, геолого-промышленный тип – молибден-медно-порфировый.

Запасы меди категории А+В+С1 – 18,7 тыс.т., молибдена – 0,15 тыс.т.; категории С2: меди – 0,3 тыс.т, золота – 2,176 т, серебра – 3,52 т. Перспективы месторождения ограничиваются приведенными цифрами. Запасы сняты с учета балансом в 1971г. (протокол ГКЗ СССР № 6290) из-за малых размеров месторождения.

Проявления Ушкотинское (IV-4-10), Тритикольское ((IV-4-3), Участок № 3 (III-4-16), Восточная зона (III-4-9) так же, как и месторождение Еленовское, расположены в Еленовско-Кумакском блоке подзоне, генетически связаны с Еленовской интрузией гранитоидов и ее апофизами. На проявлениях проведены детальные поиски с применением бурения и скважинных геофизических исследований [87].

На проявлении “Участок № 3” сульфидная минерализация локализуется в гранитоидах джабыгасайского комплекса, которые интенсивно серицитизированы, окварцованы, калишпатизированы, подвержены процессам дробления и катаклаза. На остальных проявлениях минерализация локализуется в вулканитах верхней подтолщи айдырлинской толщи основного и умеренно-кислого состава и сопровождается хлоритизацией, окварцеванием, эпидотизацией, серицитизацией, иногда турмалинизацией вмещающих пород.

Рудные тела имеют небольшую мощность (первые метры), линзовидную форму, крутое, близкое к вертикальному падение, представлены вкрапленностью и мелкими прожилками пирита, халькопирита, молибденита.

Содержания меди от 0,15% до 0,48%, молибдена 0,0005-0,001%, редко 0,01-0,02%.

Низкие содержания меди и молибдена и небольшие объемы оруденения не позволяют отнести проявления в разряд промышленных. Они входят в состав Еленовского медно-молибденового рудного поля, на котором рекомендуется проведение поисковых работ.

Проявление Джаилган (III-3-7) расположено в Домбаровском блоке, локализуется в центральной части Джаилганской интрузии кварцевых диоритов и тоналитов куйбасовского комплекса в крутопадающей (85°) на запад зоне расщеливания и гидротермального изменения, секущей интрузию в субмеридиональном направлении. Оруденение связано с прожилками кварца и кальцита. Основные рудные минералы - пирит, халькопирит, молибденит – образуют вкрапленность и прожилки мощностью 0,3-0,5 мм. Мощность зоны 10-40 м, на глубину она прослежена на 180 м, по простиранию на 1,5 км. Содержания: меди 0,01-0,38%, максимальное 0,5%; молибдена 0,001-0,007%, максимальное 0,3%; золота до 0,2 г/т, серебра до 5 г/т.

Проявление Домбаровское (Малдыгулсайское) III (IV-2-13) расположено в Кошенсайском блоке, приурочено к восточной эндоконтактовой части Кошенсайской интрузии краснинского комплекса. Вмещающие гранитоиды брекчированы, хлоритизированы, аргиллитизированы, иногда грейзенизированы. Минерализация представлена редкой вкрапленностью и прожилками пирита, халькопирита, молибденита. Зона минерализации прослежена в меридиональном направлении на 500-600 м на глубину до 600 м при ширине 150-300 м. Среднее содержание меди 0,025%, молибдена 0,013%. Прогнозные ресурсы категории Р₂ меди 31,3 тыс.т., молибдена 16,3 тыс.т. [97].

Проявления Домбаровское III и Джаилган практического интереса не представляют ввиду незначительного масштаба оруденения. Генетический тип всех вышеописанных проявлений гидротермальный плутоногенный, рудная формация - молибден-меднопорфировая.

С медно-молибденовым оруденением связаны две площадные литохимические аномалии в коренных породах с содержаниями Cu, Mo и Pb выше фоновых в 2-5 раз; две площадные литохимические аномалии в почвенном слое с содержаниями Cu и Mo выше фоновых в 2-5 раз; две площадные гидрохимические аномалии с повышенными содержаниями Cu и Mo.

7.2.10. Никель, кобальт

В изученном районе известно одно среднее месторождение и два проявления кобальт-никелевой силикатной рудной формации.

Месторождение Киембаевское (Афанасьевское) (III-4-7) расположено в Еленовско-Кумакском блоке. Открыто в 1941г., разведывалось с 1950 по 1970г [83,102].

Месторождение приурочено к коре выветривания ультрабазитов Киембаевского массива, представленной нонtronитизированными серпентинитами, нонtronитами, охрами. На месторождении проведены поисково-оценочные работы по сети от 100x100 до 200x200 м, выявлено 20 тел пластообразной формы; залегание их горизонтальное, длина от 200 до 1200 м, ширина от 50 до 400 м, мощность от 1,1 до 11,8 м, средняя 9,7 м, глубина залегания кровли от 2,8 до 21 м.

Средние содержания: никеля 0,89%, кобальта – 0,06%. На 1.01.98 г. на балансе числятся запасы категории С₂: никеля – 37,2 тыс.т., кобальта – 2,541 тыс.т. Авторские запасы (не прошедшие государственной экспертизы) категории С₂: никеля – 195 тыс.т., кобальта – 2,541 тыс.т. Запасы никеля по отдельным рудным телам от 3,6 до 30,0 тыс.т. Месторождение является резервной базой Буруктальского никелевого комбината.

Генетический тип месторождения - остаточный, рудная формация – кобальт-никелевая силикатная, геолого-промышленный тип - никелевый коры выветривания.

Проявления Южно-Тритикольское (IV-4-6) и Южно-Ушкотинское (IV-4-16) приурочены к коре выветривания серпентинитов Тритикольского массива, в виде узкой полосы вытянутого в меридиональном направлении. Проявления выявлены в 1960г. при геологической съемке масштаба 1:50 000 [80]. На Южно-Ушкотинском проявлении в пробах, отобранных с поверхности, содержания - никеля 0,29-0,97%, кобальта - 0,01-0,1%. На Южно-Тритикольском проявлении скважинами вскрыт горизонт охр и нонtronитов мощностью 6м, результаты анализов отобранных проб не приводятся. Поисково-оценочные работы на проявлениях не проводились.

7.2.11. Молибден

На изученной площади расположено одно среднее месторождение и два проявления молибденовой грейзеновой и одно проявление кварц-молибденовой рудных формаций. Два проявления расположены в Адамовской редкометальной минерагенической зоне, месторождение и одно проявление – в Ушкотинской минерагенической зоне.

Месторождение “Восток” (V-3-8) расположено в Ушкотинском блоке; открыто в 1960 г., разведка проведена в 1964-1970 гг. [135].

Месторождение приурочено к экзоконтакту Шотинской интрузии порфировидных биотитовых гранитов кабанского комплекса. В его пределах выявлено три участка минерализации: Северо-Западный, Центральный и Юго-Восточный. Наиболее изучен Центральный участок, по нему подсчитаны запасы молибдена. Рудная зона Центрального участка прослежена в субмеридиональном направлении на 1700 м, по падению на 350-400 м. Падение зоны западное под углом 50°-60°. На Центральном участке вскрыто одно рудное тело штокообразной формы. Оруденение вкрапленного и прожилкового типа. Вкрапленное оруденение свя-

зано с грейзенизированными и мусковитизированными гранитами, прожилково-вкрапленное – с кварц-полевошпатовыми, кварц-мусковитовыми и кварцевыми жилами с грейзенизированной или серицитизированной оторочкой. Прожилковые руды окаймляют столбообразное тело вкрапленных руд. Размер рудного тела по простиранию 50 м, по падению 100-400 м, мощность 49,5-166 м.

Главные рудные минералы: молибденит, пирит, халькопирит; второстепенные: магнетит, галенит, сфалерит, ильменит, лимонит; редкие: повеллит, берилл, касситерит, вольфрамит.

Среднее содержание молибдена - 0,101%.

Запасы категории С₂ – 27,3 тыс.т. Прогнозные ресурсы категории Р₁ – 9 тыс.т. Запасы приняты НТС ОТГУ в 1971г. (протокол №28).

Прирост ресурсов возможен за счет разведки Юго-Восточного и Северо-Западного участков.

Генетический тип месторождения - гидротермальный грейзеновый, рудная формация – молибденовая грейзеновая, геолого-промышленный тип - штокверковый.

Проявление Славенское (II-4-12) находится в Адамовском блоке, приурочено к западному экзоконтакту Славенского массива биотитовых лейкократовых гранитов джабыкско-санарского комплекса. На проявлении пробурены профиль скважин КГК и 4 скважины колонкового бурения глубиной от 34,0 до 177,0 м.

Сланцы бескряковской толщи прорваны телами гранитов, являющихся апофизами массива. Мощность тел гранитов до 58 м, они насыщены кварцевыми прожилками в виде штокверка, участками грейзенизированы. Вмещающие сланцы серицитизированы, хлоритизированы, окварцованы, иногда до метасоматитов. Кварцевые прожилки и гидротермально измененные сланцы содержат вкрапленность пирита и молибденита. Содержание молибдена от 0,01% до 0,06%. Сопутствующие компоненты: висмут (до 0,03%), серебро (до 10 г/т), бериллий (до 0,02%). Оруденение сопровождается обширной литохимической аномалией молибдена в коренных породах с содержанием молибдена свыше 10 фонов.

Прогнозные ресурсы молибдена категории Р₂ составляют 120 тыс.т. На проявлении рекомендуется провести поисковые работы II очереди.

Генетический тип проявления - гидротермальный, рудная формация – молибденовая грейзеновая, геолого-промышленный тип – штокверковый.

Проявление Балка Соленая (II-4-6) размещается в двух небольших апофизах гранитов Славенского массива и во вмещающих гнейсах и сланцах бескряковской толщи в его западном экзоконтакте. Молибденит концентрируется в кварцевых жилах в виде чешуек размером 0,5х1 см и в тонкодисперсном состоянии.

В зальбандах кварцевых жил наблюдаются оторочки грейзенизированных и мусковитизированных гнейсов и сланцев. Простирание жил субмеридиональное, падение восточное крутое, средняя мощность жил 0,8-1 м. Содержание молибдена от 0,002 до 0,075%.

Генетический тип проявления - гидротермальный, рудная формация – кварц-молибденитовая. Проявление Балка Соленая промышленного значения не имеет, но входит в Славенское прогнозируемое молибденовое рудное поле, на котором рекомендуется проведение поисков молибдена.

Проявление Нижнеушкотинское (IV-3-14) открыто в 1958г; в 1972-1973г.г. на его участке проведены общие поиски с применением бурения и комплексных геофизических исследований.

Рудная зона проявления приурочена к апикальной части одноименного массива кабанского комплекса, погружающегося под гнейсограниты крыклинского комплекса. Массив сложен лейкократовыми биотитами и двуслюдяными гранитами. В зоне контакта гранитов с гнейсами широко развиты процессы ороговикования, биотитизации, калишпатизации и грейзенизации. Оруденение приурочено к зоне грейзенизации и прожилкового окварцевания,

представлено системой прожилков штокверкового типа кварц-альбитового, кварцевого состава, содержащих кристаллы молибденита. Падение рудной зоны юго-западное под углом 40°-50°. Зона с содержаниями молибдена 0,04% и выше прослежена в субмеридиональном направлении на 1200 м, по падению до 350 м, мощность ее 100-150 м. Среднее содержание молибдена 0,14%, запасы молибдена в контуре с содержаниями 0,04% и выше составляют по категории С2 38,5 тыс.т., прогнозные ресурсы категории Р1 – 6,6 тыс. т [83]. На проявлении рекомендуется провести оценочные работы второй очереди.

Генетический тип проявления - гидротермальный грейзеновый, рудная формация молибденовая грейзеновая, геолого-промышленный тип - штокверковый.

Пункт минерализации молибдена V-3-11 представлен грейзенизированными гранитами среднеушкотинского комплекса с содержанием 0,02%; пункт минерализации П-4-1 – кварцевой жилой в восточном экзоконтакте Славенского массива гранитоидов с содержанием 0,01%.

С молибденовой минерализацией связаны 8 площадных аномалий в коре выветривания с содержаниями Мо, а также W, Ag, TR выше фоновых в 2-10 раз и одна площадная аномалия с повышенным содержанием Мо.

7.2.12. Молибден, вольфрам

Проявление Поток (IV-4-12) расположено в пределах Верхнеушкотинского массива биотитовых гранитов джабыкско-санарского комплекса. На проявлении пробурено 4 скважины глубиной от 121 до 146 м, вскрывшие грейзенизированные граниты со штокверком кварц-мусковитовых и кварц-полевошпатовых прожилков, содержащих вкрапленность молибденита, вольфрамита, пирита, иногда халькопирита. Содержания: молибдена от 0,04 до 0,125%, вольфрама – от 0,05 до 0,1%.

Генетический тип проявления - гидротермальный грейзеновый, рудная формация вольфрам-молибденовая, геолого-промышленный тип - штокверковый.

Прогнозные ресурсы категории Р₂; молибдена - 106 тыс.т., вольфрама – 6,8 тыс.т. [114].

На проявлении рекомендуется провести поисковые работы второй очереди.

7.2.13. Бериллий

В районе известно одно проявление и два пункта минерализации формации берилл-редкометалльных пегматитов.

Проявление Нижнеушкотинское (IV-3-9) приурочено к западному эндоконтакту одноименного массива гранитоидов. Берилл встречен в пегматитовых жилах совместно с ильменорутилом, пирохлором и монацитом. По строению пегматиты зональны и отвечают слюдино-берилловому типу.

Разведочными работами в 1955-56г.г. установлено 3 крупных пегматитовые жилы, общие запасы по которым составляют 2889 кг при содержании рудоразборного берилла от 11 до 3,8 кг/т.

В связи с малыми запасами проявление практического интереса не представляет.

Генетический тип проявления - пегматитовый, рудная формация – берилл-редкометалльных пегматитов, геолого-промышленный тип – редкометалльно-пегматитовые жилы.

Пункты минерализации бериллия III-4-8 и III-4-12 представлены пегматитовыми жилами с редкими кристаллами берилла в экзоконтактах массивов гранитоидов джабыкско-санарского комплекса.

7.2.14. Тантал, бериллий, ниобий

Проявление Кумакское (I-4-9) выявлено в 1963 г. при геологической съемке м-ба 1:50000. На проявлении проведены поисковые работы с проходкой шурфов, канав, 4 шнековых скважин и 2 колонковых скважин.

Проявление приурочено к сводовой части Славенской горст-антиклинали, сложенной метаморфическими породами бескрыковской толщи.

Рудным телом является пегматитовая жила, залегающая среди гнейсов и амфиболитов бескрыковской толщи. Жила состоит из 8 линз, соединяющихся между собой. Общая протяженность тела - 300 м, мощность - 25-30 м, простирание меридиональное, падение - западное крутое.

Минералы тантала представлены средними членами ряда танталит-колумбит с соотношением тантала к ниобию 7:10. Минералом бериллия является рудоразборный берилл.

Средние содержания по телу: пятиокси тантала - 0,004%, пятиокси ниобия - 0,006%, бериллия - 0,025%.

Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют: пятиокси тантала - 6,05 т, бериллия - 52 т [69].

Промышленного значения проявление не имеет.

Генетический тип проявления - пегматитовый, рудная формация - колумбит-редкометалловая пегматитовая, геолого-промышленный тип - редкометалльно-пегматитовые жилы.

7.2.15. Редкие земли

На изученной площади расположено одно проявление и один пункт минерализации редких земель.

Проявление Кугутыкское V-3-2 выявлено в 1999г. авторами записки. Расположено в Ушкотинском блоке, приурочено к глинистой коре выветривания.

На проявлении пройден профиль скважин КГК глубиной от 28 до 44 м. Скважина 417 вскрыла кору выветривания по полевошпат-слюдистым сланцам кугутыкской свиты мощностью 20 м. На забое скважиной вскрыты плагиогранит-порфиры калишпатизированные. В интервале 6,0-10,0 м в коре выветривания определены промышленные содержания иттрия (0,2%) и иттербия (0,015%); содержание церия - 0,01%, лантана - 0,006%.

Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют: иттрия - 5,28 тыс.т., иттербия - 0,4 тыс.т.

Генетический тип проявления - инфильтрационно-остаточный, рудная формация - редкоземельных кор выветривания.

Пункт минерализации (IV-4-17) приурочен к коре выветривания массива гранитоидов джабыгасайского комплекса. Скважиной КГК вскрыта глинистая кора выветривания мощностью 35 м, в которой в интервале 26,0-27,0 м установлены содержания: иттрия - 0,1%, лантана - 0,1%, церия - 0,04%, иттербия - 0,006%. Пункт минерализации расположен в пределах площадной литохимической аномалии IV-4-15 с содержаниями иттрия, лантана, церия и иттербия, превышающими фоновое в 2-5 раз.

Такие же содержания указанных элементов отмечаются в составе площадных литохимических аномалий в коре выветривания II-4-4, II-4-16, V-2-4, V-3-1.

7.2.16. Золото

На территории изученного района выявлены два проявления золота, два знака проявления, одна непромышленная россыпь, шлиховой поток и ряд отдельных шлихов с золотом, 5 площадных аномалий золота в коре выветривания и в коренных породах.

Проявление Верхнетюлькубайское (II-3-10) локализовано в глинистой коре выветривания и в коренных породах верхней подтолщи тюлькубайской толщи. Участок сложен метаморфизованными терригенными образованиями, представленными переслаиванием биотит-кварц-альбитовых, кварц-амфибол-альбитовых сланцев, углефицированных сланцев и песчаников, содержащих зонки серицит-кварц-полевошпатовых метасоматитов. В скважине 1456 в интервале 29,0-122,8 содержание золота в коренных породах и в коре выветривания от 0,01 до 6 г/т. Проявление расположено в северной части площадной литохимической аномалии золота в коре выветривания и в коренных породах II-3-16, в которой содержание золота 0,01-0,2 г/т, максимальное 2 г/т.

Генетический тип проявления - инфильтрационно-остаточный, рудная формация - золотоносных кор выветривания.

Прогнозные ресурсы золота (авторские) категории P_2 - 24 т. [68].

Проявление Верхнеславенское (II-4-14) приурочено к западному эндоконтакту Акжарского массива гранитоидов джабыгасайского комплекса. Проявление выявлено в 1985г., на его участке проведены поисковые работы с проходкой шурфов и канав, которыми вскрыта штокверковая зона прокварцевания гранитоидов с золотым оруденением. Размер штокверковой зоны по поверхности 400х400 м. Содержание золота в кварцевых прожилках от 0,02 до 12 г/т. В единичных пробах определено содержание золота 50 г/т (в кварце) и более 100 г/т (в кварц-гематитовой породе).

Прогнозные ресурсы золота категории P_2 (авторские) составляют 4,98 т [107].

Генетический тип проявления - гидротермальный плутоногенный, рудная формация - золото-кварцевая, геолого-промышленный тип – золото-кварцевый.

Знаки проявления II-3-12 и II-3-15 представлены бурыми железняками с содержанием золота соответственно 1 г/т и 2 г/т. На участке второго знака проявления под бурыми железняками скважиной вскрыты метасоматиты по базальтам киембаевской свиты с вкрапленностью пирита и халькопирита.

Непромышленная россыпь (II-1-11) приурочена к древнечетвертичным аллювиальным образованиям, представленным песками, гравийно-галечными и валунно-галечными отложениями. Россыпь изучалась колонковыми скважинами по сети 800х80 м.

Длина россыпи 3 км, ширина 1300 м, мощность 6 м. Содержания низкие, в единичных случаях до 1 г/м³. Среднее содержание золота по россыпи 0,022 г/м³, в связи с чем россыпь оценивается как непромышленная.

Шлиховой поток золота (I-1-6), а также отдельные шлихи содержат золото в знаках; весовых содержаний не встречено.

Площадная аномалия золота (III-4-21) приурочена к коре выветривания и к коренным породам участка углефицированных сланцев булатовской толщи и маячной свиты. Из 64 проб, отобранных из керна скважин КГК, золото обнаружено в 51 пробе, содержание от 0,003 до 0,2 г/т. Отмечается повышенное содержание Ag, Zn, Pb.

Площадная аномалия (I-3-5) выявлена в породах андреевской толщи; содержание золота 0,01-0,06 г/т.

Площадная аномалия (I-3-15) выявлена в коре выветривания и в коренных породах вулканогенных и осадочных отложений кукбуктинской толщи; содержание золота 0,01- 0,05 г/т.

Площадная аномалия (II-3-13) приурочена к коре выветривания и к коренным породам вулканогенных отложений кукбуктинской толщи, содержание золота 0,01-0,2 г/т.

7.2.17. Уран

На изученной площади расположены 7 проявлений урана и ряд радиоактивных аномалий.

Проявление Домбаровское (V-2-2) приурочено к северной части рудного поля медно-цинкового колчеданного месторождения Весеннее, к зоне экзоконтакта Кошенсайского массива гранитоидов. Урановое оруденение локализуется в ураноносных зонах, представляющих собой участки интенсивной трещиноватости, рассланцевания, смятия и дробления, развитые по базальтам киембаевской свиты. Тектонические трещинки, зонки дробления образуют сложную систему их переплетения типа штокверка. Всего насчитывается до 5 ураноносных зон мощностью от 0,05 до 2,7 м, простирание и падение зон не установлены. Площадь рудоносного участка с промышленным оруденением - 0,03 км². Наиболее богатые ураноносные зоны подсечены на глубинах 143,5-148,0 м и 222,8-224,2 м. Базальты в ураноносных зонах гидротермально изменены и большей частью превращены в кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые, карбонат-хлоритовые метасоматиты. Урановые минералы представлены коффином и настураном; минералы-спутники: герсдорфит, сфалерит, галенит, халькопирит, молибденит. Содержание урана невыдержанное, от сотых долей % до 10-15%, среднее 0,5%. Сопутствующие элементы: свинец, иттрий, никель, мышьяк, сурьма, медь, кобальт, кадмий, селен.

Генетический тип проявления гидротермальный, рудная формация - урановая.

Прогнозные ресурсы урана категории P₂ составляют 430 т [59].

Проявление Акжарское (II-2-12) расположено в южной части Джусинско-Акжарского блока, приурочено к песчаникам нижней подсвиты брединской свиты. Песчаники разбиты трещинами, вдоль трещин и в виде пятен проявлена гематитизация. Радиоактивность достигает 439 мкР/час на фоне 15-20 мкР/час. (скв.5720 инт.113,3-114,0 м). Урановая минерализация представлена чернями и настураном. Максимальное содержание урана - 0,07%.

Генетический тип проявления инфильтрационный, рудная формация - урановая.

По заключению Спецпартии ОГУ, для оценки проявления необходимы дополнительные работы [50].

Проявление Ушкотинское II (IV-4-11) расположено на площади Верхнеушкотинского массива гранитоидов, локализовано в обохренных кварцевых жилах. В лимонитизированных породах содержания урана - 0,016-0,07%, тория - 0,08-0,01%. В коре выветривания оконтурено 5 зон размером 50x200-200x500 м с содержанием урана 0,005%.

По заключению Спецпартии, проявление инфильтрационного типа, для его оценки требуются дополнительные работы [59].

Проявление Малдыгулсайское (V-2-1) приурочено к глинисто-щебенистой коре выветривания гранитов Кошенсайского массива. Активность достигает 100-120 мкР/час, содержания урана на глубине 32-38 м до 0,015%, тория до 0,02%. Спецпартией ОГУ предполагается связь оруденения в коре выветривания с эндогенным, в связи с чем работы на проявлении следует продолжить [59].

Проявление Аралтюбинское (IV-1-7) находится в восточной части Орской депрессии; локализовано в угленосных глинистых отложениях средне-юрского возраста, вскрытых горными выработками. Содержания урана до 0,1%, тория до 0,058%. Оценочных работ на проявлении не проводилось.

Следующие два проявления Спецпартией ОГУ оценены отрицательно.

Джаилганское проявление (III-3-6) расположено в экзоконтакте Северо-Джаилганского массива кварцевых диоритов, локализовано в серицитизированных и окварцованных риолитах шумилинской свиты. Содержание урана 0,003-0,04%.

Генетический тип проявления - гидротермальный, рудная формация - урановая.

Слюдковское проявление (II-4-8) расположено в восточном эндоконтакте Славенского массива биотитовых лейкократовых гранитов. По трещинам в гранитах, а также в дайке пегматитов и кварцевой жиле, выявлена вторичная минерализация урана, представленная шрекенгеритом и метаторбернитом в виде корочек и чешуек. Площадь развития вторичной

минерализации урана $-0,32 \text{ км}^2$. Содержания урана до 0,0047%, молибдена и бериллия до 0,01%. В коре выветривания гранитов содержания урана 0,001-0,0019%, тория – до 0,0038%; в интенсивно лимонитизированной коре выветривания содержание урана до 0,0038%.

Генетический тип проявления - инфильтрационный, рудная формация - урановая.

Кроме вышеперечисленных проявлений, на площади выявлен ряд аномалий общей радиоактивности от 30 до 150 мкР/час, в единичных случаях до 400 мкР/час. Почти все они оценены отрицательно [59].

7.3. Неметаллические ископаемые

7.3.1. Оптические материалы

В районе известно одно проявление кварца для плавки и 2 пункта минерализации кварца пьезоэлектрического.

7.3.1.1. Кварц для плавки.

Проявление I-4-7 приурочено к внутриформационному разлому среди известняков кизильской свиты; представлено 11 телами вторичных кварцитов мощностью от 2 до 5 м. Длина тел по простиранию до 60 м, падение юго-западное под углом 70° - 80° . Кварц сахаристый, мелкозернистый, гранулированный, очень чистый.

Анализ технологической пробы весом 1,5 т дал положительный результат для фракции 0,15-0,9 мм [70].

7.3.1.2. Кварц пьезоэлектрический.

Пункт минерализации IV-4-7 приурочен к кварцевым жилам, которые размещаются в рассланцованных туфоконгломератах айдырлинской толщи. В кварцевых жилах часто встречаются занорыши с горным хрусталем. Кристаллы мелкие (размер до 1,5 см в длину и 0,5 см в поперечнике), но имеют хорошую огранку, чистые и прозрачные [70].

Пункт минерализации II-4-5 представлен единичными полупрозрачными ограненными кристаллами кварца среди развалов кварцевых жил в экзоконтакте Славенского массива гранитоидов [70].

7.3.2. Химическое сырье

На изученной территории открыты одно крупное и одно среднее месторождения флюсов, представленных известняками.

7.3.2.1. Известняк, флюс. **Месторождение Акжарское (I-2-7)** расположено в Джусинско-Акжарском блоке, приурочено к отложениям кизильской свиты. Известняки залегают в центральной части Среднеакжарской синклинальной структуры субмеридионального простирания, перекрыты пестроцветными песчанистыми глинами общей мощностью от 6 до 20 м, в среднем 12 м. Тело известняков имеет пластообразную форму, залегание горизонтальное, протяженность в субмеридиональном направлении 1600 м, ширина 600-800 м, средняя мощность 55,9 м, глубина залегания кровли от 6 до 20 м. Известняки состоят на 98,3% из карбонатов (кальцит, доломит, магнезит), в качестве примесей – глинистые минералы (1,7%). Известняки месторождения отвечают требованиям 4МТУ-1-989-70 на «Известняк аккермановский, применяемый для производства чугуна, стали, ферросплавов, цемента, извести, строительных материалов», а также могут быть использованы в качестве флюсов при металлургическом переделе на предприятиях цветной металлургии и для производства извести классов А, Б, В, Г.

Запасы категории C_1 составляют 163551 тыс.т, категории C_2 – 38095 тыс.т.[83].

Месторождение Ушкотинское (IV-4-14) приурочено к западному крылу Ушкотинской грабен-синклинали, сложенной отложениями верхней подтолщи биргильдинской толщи. Тело известняков имеет пластообразную форму, залегание горизонтальное, протяженность в субмеридиональном направлении 300 м, ширина 150-300 м, мощность средняя 20 м, глубина залегания кровли от 0,4 до 11,8 м. Известняки состоят из кальцита (95%), доломита (3%) и примеси глинистых минералов (2%).

Известняки могут быть использованы в качестве флюсов при переработке никель-кобальтовых руд Буруктаьского месторождения. Они пригодны также для производства воздушно-сухой извести класса Б.

Запасы категории C_1 составляют 35479 тыс.т, категории C_2 – 22768 тыс.т.[83]

7.3.3. Керамическое и огнеупорное сырье

На изученной площади расположено два крупных, одно среднее месторождения и 8 проявлений каолина, одно мелкое месторождение доломита огнеупорного и два проявления глин огнеупорных.

7.3.3.1. Каолин. **Месторождение Архангельское (IV-1-9)** приурочено к коре выветривания массива гранитов и гранодиоритов куйбасовского комплекса.

Предварительная разведка проведена в 1957 г. Месторождение представляет собой горизонтально залегающую залежь. Простирается её в меридиональном направлении на 2500 м, глубина залегания кровли от 0,4 до 11,0 м (средняя 2,5 м). Каолины обладают низкой пластичностью, малой связностью, плохой спекаемостью, трудно обогатимыми сухим способом, грубодисперсными по гранулометрическому составу. Необогащенные каолины соответствуют требованиям ГОСТа 4873-49 как сырье для производства полукислых огнеупорных изделий класса «В».

Генетический тип месторождения остаточный. Запасы каолина категории C_1 – 21331 тыс.т, категории C_2 – 12196 тыс.т. В 1993 г. запасы сняты с баланса по причине низкого качества каолинов (протокол НТС ПГО «Оренбурггеология» № 2 от 19.03.91 г.).

Месторождение Домбаровское (IV-2-1) приурочено к коре выветривания гранитов рассыпнянского комплекса.

Детальная разведка месторождения выполнена в 1956 г. Линзообразная залежь каолинов залегает горизонтально, простирается её широтное, длина 1800 м, ширина 400-600 м, мощность от 8,8 до 29,8 м, вскрыша от 0,2 до 5,3 м. Каолины имеют кварц-каолиновый состав, грубодисперсные, низкопластичные, труднообогатимые. В необогащенном виде каолины могут быть использованы для производства полукислых изделий класса «В», отвечающих требованиям ГОСТа 4873-49. Обогащенные каолины пригодны для производства шамотных изделий класса «Б», отвечающих требованиям ГОСТа 390-54. Для обогащения каолина рекомендуется метод сухой воздушной сепарации.

В 1993 г. запасы сняты с баланса по причине низкого качества каолинов и наличия на участке месторождения газопровода Бухара-Урал (протокол ГКЗ № 193 от 28.10.93 г.).

Месторождение Южно-Ушкотинское (V-4-1) приурочено к коре выветривания порфировидных гранитов, плагиогранитов и тоналитов Вехнеушкотинского массива джабыкско-санарского комплекса. Оценочные работы на участке месторождения проведены в 1999-2001 гг. [134].

Месторождение представлено пятью разобщенными залежами, которые представляют собой линзо-пластообразные тела с «карманами» в подошве и более выдержанной волнистой кровлей.

Основные запасы каолина сосредоточены в залежи № 1. Залежь прослежена на расстоянии до 3 км при ширине от первых десятков метров до 1,8 км, площадь её 2,7 млн.м².

Мощность залежи непостоянна и изменяется от первых метров до 20-30 м и в единичных случаях до 50 м, средняя 12,7 м. Средняя мощность вскрыши 2,1 м.

Цвет каолина-сырца белый, светло-серый с желтоватым оттенком, желтовато-кремовый и желтовато-бурый. Состоят каолины из каолинита и кварца с примесью полевых шпатов и слюды. Выделяются два типа каолинов: нормальные и щелочные. Средние содержания K_2O в нормальном каолине-сырце 0,82%, в щелочном – 3,68%, Al_2O_3 соответственно 20,96% и 19,39%, TiO_2 – 0,19% и 0,12%. Fe_2O_3 – 0,51% и 0,60%. Обогащенные нормальные каолины по сравнению со щелочными имеют повышенные содержания Al_2O_3 (соответственно 35,43% и 31,77%), TiO_2 – (0,26% и 0,17%), потери при прокаливании (13,05% и 10,38%) и более низкие содержания K_2O (0,85% и 3,32%) и Fe_2O_3 (0,8% и 1,0%).

По минералогическому составу основное отличие нормальных каолинов от щелочных заключается в более высоком содержании каолинита (соответственно 86% и 70,6%) и в более низком содержании полевых шпатов (0,8% и 12,2%).

Выход обогащенного каолина составляет для нормальных каолинов 48,2%, для щелочных – 40,6%.

Лабораторными испытаниями установлено, что обогащенные каолины по своим качественным показателям пригодны для производства керамических изделий (ГОСТ 21286-82), бумаги и картона (ГОСТ 19286-73 с изменениями), парфюмерных изделий (ГОСТ 21285-75), резино-технических изделий (ГОСТ 19608-74), шамота (ГОСТ 21287-75) и в других отраслях промышленности.

Песчаная часть нормальных каолинов может использоваться в стекольном производстве (ГОСТ 22551-77), в производстве изделий тонкой керамики (ГОСТ 7031-75) и сварочных материалов (ГОСТ 4417-75), в строительных работах (ГОСТ 8786-93).

Песчаная часть щелочных каолинов пригодна для производства электротехнического фарфора (ГОСТ 70-30-75), в стекольном производстве (ГОСТ 13451-77 и ГОСТ 22551-77), в производстве изделий тонкой керамики (ГОСТ 7031-75), в строительных работах (ГОСТ 8786-93) и для получения высококалийного полевошпатового концентрата.

Мусковитовые концентраты могут применяться для изготовления рубероида, в резиновой промышленности и бумажном производстве (при изготовлении обоев).

Запасы каолина-сырца авторские категории C_2 составляют 49545 тыс.т., в т.ч. нормального каолина – 27808 тыс.т., щелочного – 21737 тыс.т. Протоколом ГКЗ № 693 от 16.10.2001г. утверждены запасы в следующем количестве: категория C_1 – 2336,4 тыс.т., в т.ч. нормального каолина – 1195,4 тыс.т., щелочного – 1141,0 тыс.т., категория C_2 – 36158,0 тыс.т., в т.ч. нормального каолина – 14805 тыс.т., щелочного – 2135 тыс.т.; итого категории C_1+C_2 – 38494,4 тыс.т. Прогнозные ресурсы категории P_1 составляют 21737 тыс.т.

Технико-экономические расчеты, проведенные сотрудниками ОАО Института «Уралгипроруда» показали, что при разработке карьером производительностью 600 тыс.т каолина-сырца в год срок окупаемости предприятия составляет 4 года.

При строительстве обогатительной фабрики с производительностью 164 тыс.т в год обогащенного каолина срок окупаемости капитальных вложений составляет 6 лет при стоимости 1000 руб за 1 тонну и 4 года при стоимости 1300 руб. за тонну обогащенного каолина.

Резервом увеличения стоимости выпускаемой продукции является использование песчаных отходов, образующихся при обогащении каолина.

Изложенные данные свидетельствуют о том, что каолины Южно-Ушкотинского месторождения могут явиться одной из основных сырьевых баз производства обогащенного каолина в Оренбургской области.

Месторождение подготовлено к проведению разведочных и в дальнейшем эксплуатационных работ.

Проявление Кошенсайское (IV-2-14) приурочено к коре выветривания гранитов и гранодиоритов Кошенсайского массива. На участке проявления проведены детальные поис-

ки в 1994-1998 гг. Проявление представлено тремя разобщенными пластообразными залежами: Восточной, Центральной и Западной. Самой крупной является Восточная залежь, площадь которой 5,3 км². В зависимости от содержания красящих окислов и белизны выделяются высококачественные, рядовые и некондиционные сорта каолинов; доля высококачественных сортов составляет 25-30%. Выход каолина колеблется в пределах 45-71%, белизна обогащенных образцов при 1250°С от 70 до 90%.

По данным лабораторных анализов, каолины Кошенсайского проявления могут найти применение в производстве фарфора и фаянса, санитарно-строительной керамики и электротехнических изделий, резины, пластмасс, искусственной кожи и тканей и в других отраслях промышленности.

Каолин-сырец может быть использован в огнеупорной промышленности для производства полукислых изделий класса «А» и «Б», а также в литейном производстве для получения формовочных и стержневых смесей.

Прогнозные ресурсы каолина категории Р₁ составляют 96 млн.т. [133].

На проявлении рекомендуется провести оценочные работы первой очереди.

Проявление Северо-Ушкотинское (IV-4-2) приурочено к коре выветривания плагиогранитов и биотитовых гранитов Верхнеушкотинского массива. Детальные поиски проведены в 1994-1998 гг. Состоит проявление из ряда линзообразных залежей, вытянутых в субмеридиональном направлении. Средняя мощность каолина - 5,3 м, средняя мощность вскрыши – 4,2 м. Лабораторными исследованиями установлено, что каолин-сырец пригоден для производства полукислых огнеупоров (класс «А» ОСТ 3272) и в качестве минеральных связующих в составах формовочных и стержневых смесей в литейном производстве (ГОСТ 3226-93); обогащенный каолин пригоден для производства керамических изделий, бумаги и в других отраслях промышленности; песчаные отсеивы могут использоваться в строительном производстве.

Прогнозные ресурсы каолина категории Р₁ составляют 40,2 млн.т. [133].

На проявлении рекомендуется проведение оценочных работ первой очереди.

Участок проявления Северо-Ушкотинского и расположенный южнее участок Южно-Ушкотинский составляют Верхнеушкотинскую площадь, на которую МПР РФ на 1.01.98 г. утвердило прогнозные ресурсы каолина категории Р₁ – 150 млн.т., Р₂ – 50 млн. т. В 1999-2001 гг. на Южно-Ушкотинском участке открыто одноименное месторождение каолина.

Проявление Саздинское (V-3-4) приурочено к коре выветривания мусковитовых и двуслюдяных гранитов Среднеушкотинского массива. На проявлении проведены поиски в 1994-1998 г.г.; в результате выделены две залежи меридионального простирания, разобщенные промежутком в 400-800 м. Средняя мощность каолинов по западной залежи – 9 м, по восточной – 8 м. Каолин-сырец восточной залежи отвечает требованиям ОСТа 2372 (класс «А») для производства полукислых огнеупоров и ГОСТ 3226-93 для производства формовочных и стержневых смесей; обогащенный каолин обеих залежей может использоваться для производства низкосортной бумаги и картона, а также искусственной кожи и ткани.

Прогнозные ресурсы каолина категории Р₁ составляют 201 млн.т. На проявлении рекомендуется проведение оценочных работ второй очереди [133].

Проявление Среднеушкотинское (V-3-5) приурочено к коре выветривания гранитов Среднеушкотинского массива. Детальные поиски проведены в 1968-1974 гг. На проявлении выявлено 4 залежи каолина удовлетворительного качества, пригодного для парфюмерной промышленности, изготовления бумаги высшего сорта, частично- для изготовления изделий тонкой керамики. Средняя мощность полезной толщи - 12,8 м, вскрыши – 6 м. Прогнозные ресурсы каолина категории Р₁ составляют 34,7 млн.т. На проявлении рекомендуется проведение оценочных работ второй очереди [78].

Проявление Киембаевское (III-4-4) выявлено в 1954г., общие поиски проведены в 1954-1955 гг., поисково-оценочные работы проведены в 1962-1963 гг. Приурочено проявление к коре выветривания гранитоидов Акжарского массива. Тип коры - площадной, профиль – каолиновый.

Залежь каолина имеет горизонтальное залегание, длина 3000 м при ширине 200-250 м, мощность от 8 до 20 м, мощность вскрыши от 0 до 1,3 м.

По содержанию Fe_2O_3 и белизне выделяются I, II, III сорта и некондиционные каолины. Использоваться каолины могут в качестве сырья для производства тонкой керамики и в бумажной промышленности.

Запасы каолина категории C_2 составляют 32225 тыс.т.; запасы не утверждались. На площади проявления рекомендуется проведение разведочных работ [83].

Проявление Богоявленское (IV-3-6) приурочено к коре выветривания биотит-мусковитовых гранитов Среднеушкотинского массива. Детальные поиски проведены в 1994-1998 г.г. Залежь каолина имеет линзовидную форму, протяженность в субмеридиональном направлении - 1200 м, ширина – 600 м, мощность от 10 до 17 м, средняя – 13,5 м. Качество каолина рядовое. Каолин-сырец отвечает требованиям ОСТа 2372 и может использоваться для производства полукислых огнеупоров класса «А». Для производства керамических изделий каолины не пригодны из-за высоких содержаний двуокиси титана. По содержанию белизны каолины могут использоваться в производстве бумаги и картона низких марок. Основное направление использования каолинов возможно в производстве резино-технических изделий, пластмасс, искусственных кож и тканей.

Прогнозные ресурсы каолина категории P_2 составляют 16 млн.т.

На проявлении рекомендуется проведение оценочных работ второй очереди.

Проявление Южно-Богоявленское (IV-3-7) локализовано в коре выветривания мусковитовых гранитов Среднеушкотинского массива. Детальные поиски на проявлении проведены в 1994-1998 гг. Линзовидная залежь каолинов вытянута в субмеридиональном направлении до 3,5 км при средней ширине 750 м и средней мощности 10,4 м. Лабораторными исследованиями установлено, что каолин-сырец для использования в огнеупорной промышленности не пригоден, а обогащенные каолины могут использоваться в бумажной промышленности; пески-отсевы могут использоваться в качестве строительных материалов. Запасы каолина категории P_2 составляют 22,8 млн.т. [133]. На проявлении рекомендуется проведение поисково-оценочных работ второй очереди.

Проявление Шарбасское (IV-1-1) приурочено к коре выветривания гранитоидов Тюлинского массива куйбасовского комплекса. Рудные тела имеют форму линзообразных и пластообразных залежей общей площадью 1,5 км². Мощность вскрыши от 2 до 7 м, глубина залегания подошвы рудных тел от 7 до 22 м. Содержание - SiO_2 48,1%, Al_2O_3 – 33,4%, TiO_2 – 1,77%. Прогнозные ресурсы категории P_2 по результатам общих поисков – 15 млн.м³ [104].

По аналогии с месторождениями Домбаровским и Архангельским качество каолина ожидается невысоким, поэтому на проявлении рекомендуются поисковые работы третьей очереди.

7.3.3.2. Доломит огнеупорный. **Месторождение Мечетинское (I-4-2)** разведано в 1942г., расположено в восточной части Джарлинской грабен-синклинали, приурочено к толще карбонатных пород кизильской свиты. Доломиты слагают пластообразную залежь протяженностью до 500 м при ширине до 220 м, мощность залежи до 50 м, падение на юго-восток под углом 40°-70°, залегание кровли от 0 до 10 м. Доломиты характеризуются большой чистотой и постоянством химического состава, соответствуют требованиям ОСТ-10173-39 на доломит I класса. Они могут использоваться также как сырье для получения обожженного металлургического доломита, для производства облицовочных плит и

щебня марки «400» и выше. Запасы доломита категории А+В+С₁ составляют 8976 тыс.т. Прирост запасов возможен за счет доразведки более глубоких горизонтов, а также за счет разведки выходов доломитов в полосе карбонатных пород, прослеженных по простирацию на 23 км.

Месторождение изучалось М.С. Недожиным, который считает, что доломиты образовались путем метасоматического замещения кальцита горячими магниальными растворами, источником которых являлась магма гранитных интрузий [83].

7.3.3.3. Глины огнеупорные. Глины огнеупорные встречены в двух картировочных скважинах, пробуренных при геологической съемке масштаба 1:50 000 в 1956 г. (**проявления III-1-1 и III-1-4**). Расположены они в восточной части Орской депрессии среди отложений среднеюрского возраста. Глины серые, очень вязкие, мощность их до 100 м, в них встречаются прослой бурых углей и аргиллитов.

Химический состав глин проявлений: SiO₂ – 43,45 %, Al₂O₃ – 33,94 %, Fe₂O₃ – 4,43 %, MgO – 0,9 %, TiO₂ – 1,74 %.

Поисковые работы на проявлениях не проводились.

7.3.4. Горнотехническое сырье

На изученной территории расположены одно крупное месторождение и одно проявление асбеста хризотилового, один пункт минерализации асбеста амфиболового, три проявления мускавита формации мускавитовых пегматитов и одно проявление мускавитоносных кор выветривания, одно проявление и два пункта минерализации талька, одно проявление талькомгнезита, одно проявление и один пункт минерализации графита.

7.3.4.1. Асбест хризотилвый. **Месторождение Киембаевское** (III-4-5) открыто в 1952г., разведка закончена в 1972 г., разработка началась в 1979 г.

Месторождение приурочено к северо-западной части одноименного массива ультрабазитов. Киембаевский массив имеет кольцеобразную форму, сложен серпентинизированными дунито-гарцбургитами и серпентинитами. Ультраосновные породы прорываются многочисленными дайками диоритов, микродиоритов и диоритовых порфиритов.

На месторождении выявлено и разведано 14 асбестовых залежей линзовидной формы, пространственно объединенных в 3 участка: Главный (5 залежей), Северный (7 залежей) и Третий (2 залежи). Наиболее крупная Основная залежь Главного участка (72% запасов категории В+С₁+С₂) вытянута в субмеридиональном направлении на 1800 м при средней мощности северной оконечности 100-120 м, южной – 500-550 м. На глубину при вертикальном падении прослежена на 850 м. Остальные залежи характеризуются значительно меньшими размерами. Формы, размеры и элементы залегания отдельных залежей контролируются разломами. Зоны разломов сопровождаются рассланцованными, перемятыми, иногда оталькованными серпентинитами, а их осевые линии фиксируются линейно вытянутыми дайками диоритового состава. На месторождении развит только сетчатый тип асбестизации (крупная и мелкая сетка) с содержанием волокна асбеста по залежам от 1,61 до 4,74% при среднем – 4,11%. Основная часть запасов (92%) представлена волокном асбеста 5 и 6 сортов.

Разведанные запасы месторождения по состоянию на 1.01.98 г. составляют по категории В+С₁ 18063,6 тыс.т, по категории С₂ – 9153,0 тыс.т.асбеста [119].

С 1980 г. на месторождении работает Киембаевский асбестовый горнообогатительный комбинат (ныне АОТ «Оренбургасбест»). Всего с начала эксплуатации добыто асбеста сырого 5879 тыс.т., произведено товарного асбеста 7700 тыс.т (по состоянию на 1.01.2001 г.).

Прогнозные ресурсы на месторождении категории Р₁ на 1.01.98 г. МПР РФ утверждены в количестве 5 млн. т. асбеста.

Генетический тип месторождения – гидротермальный, рудная формация – хризотил-асбестовая, геолого-промышленный тип – баженовский.

Проявление Северо-Карабулакское (II-4-10) расположено в северной части Карабулакского ультраосновного массива. Проявление детально изучено с поверхности и на глубину [65]. Оконтурена одна залежь меридионального простирания длиной 250 м, мощностью 30 м, падение восточное под углом 75-80 градусов. Асбест в виде мелкой сетки залегает в перемятых апоперидотитовых серпентинитах. Содержание волокна асбеста по сумме I-IV сортов от 0,83 до 3,59%, среднее – 1,92%. Волокно относится преимущественно к низким сортам (IV-VII). Промышленная асбестизация прослежена до глубины 150 м. Запасы волокна асбеста по категории С₂ оценены в 40,5 тыс. т по сумме I-VI сортов и 42,1 тыс.т. VII сорта.

7.3.4.2. Амфибол-асбест. **Пункт минерализации III-4-17** представлен мелкими прожилками тремолит-асбеста ломкого в оталькованных серпентинитах.

7.3.4.3. Мусковит. **Проявление Ушкотинское (IV-4-13)** локализуется в пегматитовых жилах, которые генетически и пространственно связаны с Верхнеушкотинским гранитным массивом.

Пегматитовые жилы имеют субширотное простирание, крутое северное падение, длину от 45 до 125 м, мощность от 0,5 до 6 м. Для них характерны частые раздувы, пережимы, ответвления. Ослудение неравномерное, гнездовое, приурочено к зонам плагиоклазового и микроклин-плагиоклазового состава, которые локализируются в зальбандах пегматитовых тел. Пластины мусковита имеют размер от 20 до 200 кв.см. Мусковит розовато-фиолетовый, в тонких пластинах прозрачный. Поверхность пластин волнистая, реже ребристая. Выход колотой слюды от промсырца 17,2%, а промсырца от забойного – 3,5%. Основная часть мусковита (87,1%) относится к III сорту, остальная – к IV сорту. По диэлектрическим свойствам мусковит относится к маркам СФ, СО, СНЧ, СВЧ.

В пегматитах отмечаются участки с аномальным содержанием ниобия (до 0,2%), тантала (до 0,3%), церия (до 0,1%), бериллия (до 0,1%), лантана (до 0,06%) и повышенной радиоактивностью (до 280 мкР/час). Аномальные значения радиоактивности связаны с наличием торийсодержащих и редкоземельных минералов.

На участке проявления в 1961-1963 гг. проведены поисково-оценочные работы. Пегматитовые жилы изучались в основном в зоне коры выветривания, мощность которой на участке в среднем 20 м. Рекомендовано изучение пегматитовых тел на глубину ниже зоны выветривания, где качество мусковита может быть выше.

Проявление Землемерное (II-4-9) приурочено к пегматитовым жилам в экзо- и эндо-контакте Аласайского массива гранитоидов. В результате поисковых работ, проведенных в 1961-1963 гг. проявление признано неперспективным из-за небольших кристаллов мусковита, их клиновидного строения, деформированности и волнистости и очень низкого выхода промсырца.

В отдельных пробах, отобранных из пегматитов, отмечаются аномальные содержания тантала (до 0,1%), ниобия (до 0,7%), бериллия (до 0,007%), лития (до 0,02%).

Проявление Соленая Балка (II-4-3) представлено мелкими пегматитовыми телами, залегающими среди метаморфических пород бескрыковской толщи. По результатам поисковых работ, проведенных в 1963 г., участок признан неперспективным ввиду очень низкого содержания слюды в пегматитах (0-5 кг/м³), малых размеров и дефектности кристаллов мусковита.

Проявление Саздинское (V-3-7) выявлено в 1999 г. при ГДП-200 (Шильников А.А.). На участке проявления пройдены профиль скважин КГК и ряд шурфов. В 2001г начались поисковые работы с проходкой канав и бурением колонковых скважин.

Приурочено проявление к коре выветривания зоны мусковитизированных гнейсоплагиигранитов крыклинского комплекса в западном экзоконтакте Среднеушкотинского массива гранитоидов. В северной части зоны из коры выветривания отобрана проба породы мусковит-кварц-каолинового состава для лабораторно-технологических испытаний, проведенных в ЦНИИгеолнеруде. Выход мономинерального слюдяного мусковитового концентрата составляет 15%, мусковит-каолинового концентрата – 25%, кварцевого концентрата – 35%. В соответствии с ГОСТ 10698-80 слюда может быть применена в производстве лакокрасок, кабелей, рубероида, обоев, различного рода покрытий, цемента, пластмасс, штукатурок, противопожарных покрытий древесины, для изоляции магистральных трубопроводов, при буровых работах, в резино-технических изделиях, в покрытиях электропроводов, для дуговой сварки и т.д. По заключению ЦНИИгеолнеруда, проведенные исследования позволяют сделать вывод, что нормально обогащенное природное сырье с содержанием мелкоразмерной светлой слюды около 20-25 и более процентов, представляет промышленный интерес, а возможность комплексного использования этого сырья значительно повышает его значимость. Одновременно следует отметить, что данный тип слюдосодержащего сырья является нетрадиционным для России.

Генетический тип проявления – остаточный, рудная формация – мусковитоносных кор выветривания.

Протяженность мусковитоносной зоны 8 км, ширина 1-2 км, средняя мощность коры выветривания с мусковитом – 35 м. Мощность вскрыши от 6,0-10,0 м в центральной части зоны до 0,2-1,0 м в северной и южной частях. Прогнозные ресурсы мусковита категории P_2 составляют 52,5 млн.т.

7.3.4.4. Тальк. **Проявление Волчья Балка (III-4-18)** расположено в юго-западной эндоконтактной части Киембаевского ультраосновного массива.

Чистые тальки, среди которых отмечаются стеатитовые разности, чешуйчатые тальки и тальковые сланцы, в зонах оталькования встречаются в виде небольших линз. Мощность линз талька в основном не превышает 2-3 м, залегают они чаще всего вертикально. Линзы талька встречаются и в других частях массива. Залегают они обычно на контакте с гранитоидами или их дайками среди серпентинитов, а также на контакте с кислыми вулканитами, углесто-кремнистыми сланцами.

Тальки характеризуются высоким содержанием железа, что характерно для апогипербазитовых талькитов. По данным ГОСТа 879-52 30% талькитов относятся к некондиционным, а около 50% относятся к марке «В», т.е. пригодны только в качестве наполнителей при производстве ядохимикатов, цветных сортов бумаги и других неответственных изделий. По причине низкого качества прогнозные ресурсы талька не подсчитываются.

Пункт минерализации (II-4-7) приурочен к северному окончанию Карабулакского ультраосновного массива. Шурфом 655 вскрыты тальковые хлоритовые сланцы, участками тальк-карбонаты по серпентинитам. Качество талька низкое.

Пункт минерализации (IV-4-9) приурочен к серпентинитам Тритикольского массива, представлен тальковыми и тальк-хлоритовыми сланцами, развитыми на площади 25 м².

7.3.4.5. Талько-магнезит. **Проявление Киембаевское (III-4-2)** расположено в северной части Киембаевского ультраосновного массива, в зоне контакта его с Акжарским массивом гранитоидов. Выявлено проявление в 1960 г., в последующие годы ему дана предварительная промышленная оценка до глубины 300 м.

На участке выделяется одна залежь, в плане имеющая крючкообразную форму длиной около 550 м и шириной от 20 до 80 м. В вертикальном разрезе залежь имеет столбообразную или чашеобразную форму с крутыми контактами. На глубине 200-250 м мощность залежи

возрастает до 250 м и она не обнаруживает признаков выклинивания. Залежь талько-магнезитов прорывается многочисленными дайками диоритов и диоритовых порфиритов, на контактах с которыми развивается чистый тальк в виде оторочек мощностью до 1-2 м. Составляют талько-магнезиты из примерно равного количества талька и магнезита с незначительными примесями серпентина и хлорита.

Талько-магнезиты проявления удовлетворяют требованиям ГОСТ 21235-75 и пригодны для производства пестицидных препаратов в химической промышленности и в качестве наполнителя в кровельной и гидроизоляционной промышленности. С точки зрения применения талько-магнезитов в огнеупорной промышленности и в качестве сырья для получения флотированного талька и магнезита проявление не оценивалось.

Образование талько-магнезитов следует связывать с воздействием на ультрабазиты Киембаевского массива углекислых постмагматических растворов гранитоидов Акжарской интрузии. Генетический тип проявления – гидротермальный, рудная формация – тальк-магнезитовая. По химическому составу талько-магнезиты проявления аналогичны таковым уральских месторождений Шабровского, Сыростанского и Правдинского месторождения на Украине.

Запасы талько-магнезитов категории С₂ до глубины 330 м составляют 73,9 млн.т. Прогнозные ресурсы категории Р₁ составляют 73,7 млн.т. На проявлении рекомендуется проведение разведки (вторая очередь).

7.3.4.6. Графит. **Проявление Акжарское I (II-2-8)** расположено в Верхнеакжарской синклинали; приурочено к брединской свите, верхней подсвите, в которой значительную долю составляют углисто-глинистые, графитистые сланцы. Ширина полосы графитистых сланцев до 1,5 км, по простиранию она прослеживается до 2 км. Падение сланцев западное под углом 50-85°. Мощность неоген-четвертичных отложений - 30 м. Содержание углерода в графитистых сланцах до 14%. Прогнозные ресурсы категории Р₃ до глубины 100 м оцениваются в 600 тыс.т.

Пункт минерализации 1-4-3 представлен телами кварцитов бескрыковской толщи с чешуйками графита. Длина тел кварцитов 20-100 м, мощность 5-10 м. Среднее содержание графита 0,17%.

Генетический тип проявления - метаморфогенный.

7.3.5. Поделочные камни

7.3.5.1. Листвениты. **Проявление I-4-11** приурочено к лиственитизированным телам серпентинитов среди габбродиоритов джабыгасайского комплекса.

Тела серпентинитов имеют линзовидную форму, мощность до 50 м при длине 100-150 м. Всего выделено 3 тела.

Пробные шлифовки на заводе русских самоцветов в Свердловске (Екатеринбурге) получили положительную оценку.

Листвениты опробовались на золото, положительных результатов не получено.

7.3.6. Строительные материалы

Строительные материалы представлены мелкими месторождениями гранита (2), туфов (1), известняка (2), диабазы (1), глины кирпично-черепичной (1), песка строительного (2) и двумя проявлениями мрамора.

7.3.6.1. Гранит. **Месторождение Ушкотинское (IV-3-10)** расположено в пределах Нижнеушкотинского массива, сложенного биотитовыми и двуслюдяными гранитами.

Залежь выдержана по мощности и простиранию. Средняя мощность кровли (суглинки, кора выветривания) 2 м. Четыре системы трещин разбивают граниты на блоки от 0,2х4х1 м до 0,4х0,6х1,5 м. По результатам испытаний установлено: граниты пригодны в качестве сырья для производства строительного щебня марок 600-800, крупного заполнителя для тяжелого бетона и дорожного бетона при строительстве автодорог; бетон из щебня месторождения соответствует марке 300-400 и морозостойкости 50; граниты месторождения являются перспективными сырьем на облицовочные пиленые плиты местного значения.

Запасы категории А+В+С₁ до глубины 30 м составляют 3747 тыс.куб.м. Прирост запасов возможен только за счет доразведки глубоких горизонтов.

Месторождение Каменная балка (II-4-13) расположено в южной части Славенского гранитного массива. Залежь имеет пластообразную форму, длина 1100 м, ширина 100-150 м, средняя мощность 11 м, вскрыша 5,14 м. Хорошо развита серия горизонтальных и вертикальных трещин. Испытаниями установлено, что граниты пригодны для производства буттового камня и щебня в качестве наполнителя в бетон, для производства обычного бетона конструкций насыщенных и ненасыщенных водой. Прочность щебня обеспечивает получение марки бетона «200» при расходе цемента марки «400» 245-250 кг/куб.м бетона.

Запасы категории А+В+С₁ до глубины 18 м составляют 1555 тыс.куб.м. Прирост запасов может быть получен за счет расширения границ месторождения к северу и югу, а также за счет разведки на глубину.

7.3.6.2. Туфы. **Месторождение Еленовское (III-4-14)** приурочено к вулканогенным отложениям биргильдинской толщи, представлено туфами и туфобрекчиями. По результатам технических испытаний установлено, что породы могут использоваться для производства тяжелого буттового камня марок «1000» со степенью морозостойкости 25 циклов. Месторождение разведано по категории А₂, запасы составляют 2423 тыс.м³.

7.3.6.3. Мрамор. **Проявление I-4-1** приурочено к мраморизованным известнякам кизильской свиты. Окраска мраморов от светло-желтого до темно-серого, встречаются белые разности. В основном мраморы средне- крупнозернистые. По физико-механическим свойствам мраморы пригодны для использования на облицовочные плиты.

Проявление Джарлинское (I-4-10) приурочено к известнякам кизильской свиты в пределах Джарлинской грабен-синклинали. На проявлении пробурено 23 скважины общим объемом 1267 м, проведены геофизические работы методами ВЭЗ и СЭП, отобрано 98 проб для изучения физических свойств, 17 проб на химический анализ и 221 проба для изучения декоративных свойств.

Оценка качества мраморов производилась согласно ГОСТ 9479-84 «Блоки из природного камня для производства облицовочных изделий. Технические условия с учетом изменений, внесенных 14.07.89 г.» и ГОСТ 9480-77 «Плиты облицовочные из природного камня». По физико-механическим свойствам мраморы пригодны для производства облицовочных изделий, они декоративны и хорошо принимают полировку.

На проявлении выделено два участка: Южный и Северный. На Южном участке толща мраморов представлена переслаиванием светлых, светло-серых и темно-серых разностей. Мощность светлых прослоев от 1 до 60 м; падение слоистости от 40° до 70° на юго-запад. Коэффициент вскрыши 0,23. Прогнозные ресурсы категории Р₂ составляют 3,3 млн. м³. Сравнение участка с Южно-Айдырлинским месторождением показывает достаточную рентабельность отработки будущего месторождения.

На Северном участке толща мраморов представлена переслаиванием светлых, светло-серых и темно-серых до черных разностей, преобладают серые и темно-серые. Прогнозные ресурсы категории Р₂ составляют 6,9 млн.м³. Недостатком участка является близость его к

р.Б.Кумак, в результате чего часть прогнозных ресурсов сильно обводнена; тем не менее, и на этом участке можно выделить отдельные площади для разработки.

7.3.6.4. Известняк. **Кумакское месторождение** (I-1-2) приурочено к отложениям брединской свиты. Пласт известняков залегает горизонтально, длина его 540 м, ширина 200 м, средняя мощность 7,8 м, средняя глубина залегания кровли (вскрыша) 0,9 м. Известняки могут быть использованы в качестве сырья для производства воздушной строительной извести классов А и Б по ГОСТ 5331-50, молотой известковой муки для известкования кислых и подзолистых почв, щебня для покрытия дорог и железнодорожного балласта.

Запасы категории C_2 составляют 836 тыс.м³; с баланса запасы сняты, перспективы ограничены.

Месторождение Еленовское (III-4-13) расположено в Ушкотинской грабен-синклинали, вмещающей толщу известняков биргильдинской толщи. Форма залежи известняков линзообразная, длина 700 м, мощность средняя 17,8 м, залегание крутое (70°), мощность вскрыши 5 м.

Известняки месторождения пригодны для производства магнезиальной и доломитовой извести I сорта, в качестве щебня для производства обычного бетона марок «200» и ниже с морозостойкостью 25 циклов.

Запасы категории C_1 составляют 1270 тыс.м.куб. Прирост запасов возможен только за счет разведки обводненных известняков на глубину.

7.3.6.5. Диабаз. **Месторождение Курмансайское** (IV-3-2) приурочено к полю развития вулканитов киембаевской свиты, представленной лавами базальтов (диабазов) с многочисленными телами габбро-диабазов. Залежь имеет пластообразную форму, горизонтальное залегание, размер 200x250 м, средняя мощность 15,4 м, мощность вскрыши от 0,2 до 2,1 м. Породы пригодны для производства щебня марки 600-1400.

Запасы категории C_1 составляют 264 тыс.м.куб. Месторождение разрабатывается, с начала разработки (1993-2000 гг.) добыто 107 м.куб. Прирост запасов на флангах ограничен из-за резкого увеличения мощности вскрышных пород.

7.3.6.6. Глина кирпично-черепичная. **Месторождение Верхнекиембаевское** (III-4-22) залегает в элювиальных и делювиальных отложениях средне-позднеоплейстоценового возраста. Форма залежи – пластообразная, длина ее 600 м, ширина - 500 м, средняя мощность - 6 м. Глубина залегания кровли от 0,2 до 0,5 м. По данным технологических испытаний глинистое сырье месторождения с добавкой песка-отошителя (10%) пригодно для производства кирпича пластическим способом формования, сушка кирпича - искусственная, температура обжига - 980°. Полученный кирпич отвечает требованиям ГОСТ-530-54 для марки 75 (морозостойкий).

Запасы глин категории A+B+C₁ составляют 1592 тыс.м³

7.3.6.7. Песок строительный. **Месторождение Киембаевское** (III-3-12) приурочено к аллювиальным отложениям раннеоплейстоценового возраста. Пластообразная залежь залегает горизонтально, длина ее 500-600 м, ширина 200-380 м, средняя мощность 3,9 м, мощность вскрыши 0,1-1,2 м. По данным испытаний пески могут быть использованы для строительных растворов и дорожных покрытий при условии отмывки глинистых частиц и отсева фракции крупнее 5 мм. Запасы категории C_1 составляют 648 тыс.м³.

Месторождение Домбаровское (IV-3-16) приурочено к аллювиальным отложениям первой надпойменной террасы р. Камсак. Форма залежи – линзообразная, длина ее 360 м,

ширина – 210 м, средняя мощность – 3,4 м. Испытаниями установлено, что песок пригоден для изготовления стеновых блоков марки 35-50. Запасы песка категории А+В+С₁ составляют 380 тыс.м³; с учета сняты в 1971 г. по решению ЦКЗ и-за малых запасов и отсутствия потребителя.

7.4. Подземные воды

7.4.1. Питьевые пресные

На изученной территории разведаны 7 месторождений питьевых вод. Месторождение Кумакское находится в резерве, остальные эксплуатируются.

Месторождение Киёмбаевское (III-4-3) эксплуатируется с целью водоснабжения города Ясного.

Подземные воды представлены водоносным комплексом трещинно-жильного типа, приуроченным к серпентинитам Киёмбаевского массива. Глубина залегания водоносного комплекса 0,5-28 м. Запасы категории А+В – 1200 м³/сут., категории С₁ – 500 м³/сут. По химическому составу воды относятся к хлоридно-гидрокарбонатному натриевому типу с минерализацией до 1 г/л. Содержание химических элементов не превышает норм ГОСТа 2761-57, 2874-54 и 2874-73 для питьевых вод.

Месторождение Славенское (II-4-15) эксплуатируется также с целью водоснабжения г. Ясного. Подземные воды представлены водоносным комплексом трещинно-грунтового и трещинно-жильного типа, приуроченного к гнейсам, сланцам бескрыковской толщи. Глубина залегания водоносного комплекса – 0,9-12 м. Запасы категории А+В составляют 1250 м³/сут. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатно-хлоридному натриево-магниевому типу с минерализацией до 1 г/л.

Месторождение Ушкотинское Центральное (IV-3-12) приурочено к подземным водам крыклинского плагиогранит-мигматитового комплекса. Статистический уровень устанавливается на глубине от 0,0 до 30,2 м. Запасы категории А составляют 2900 м³/сут., категории В – 1000 м³/сут.

Месторождение Ушкотинское Северное (IV-3-13) приурочено к водоносному комплексу в гранитах Среднеушкотинского массива. Запасы категории С₁ составляют 1320 м³/сут.

Воды месторождений Ушкотинского Центрального и Северного служат для водоснабжения пос. Домбаровского. По химическому составу они преимущественно гидрокарбонатного типа, в катионном составе преобладает натрий, минерализация от 0,25 до 0,77 г/л, жесткость от 0,3 до 9,4 мг-экв/л, в среднем – 3,5 мг-экв/л.

Месторождение Кумакское (I-3-19) приурочено к аллювиальным песчано-гравийно-галечным отложениям первой надпойменной террасы р. Бол.Кумак. Воды безнапорные, залегают на глубинах 4,6-7,2 м; мощность горизонта – 3,6-8,9 м. По анионному составу воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, гидрокарбонатно-хлоридные; по катионному – кальциево-натриевые, натриевые, кальциево-магниевые. Минерализация – 0,3-0,5 г/л, жесткость – 0,7-6,0 мг-экв/л. Качество подземных вод удовлетворяет требованиям ГОСТа 2874-73 «Вода питьевая». Запасы категории А составляют 8860 м³/сут, категории В – 8458 м³/сут.

Месторождение Полевое (IV-1-13) приурочено к аллювиальным отложениям высокой поймы р. Ор. Мощность водоносного горизонта – 8,0-27,5 м, уровни грунтовых вод залегают на глубине 0,57 м. По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные и гидро-

карбонатно-хлоридные. Минерализация вод – 0,9-1,2 г/л. Запасы категории А+В – 1,49 тыс.м³/сут, категории С₁+С₂ – 1,91 тыс.м³/сут.

Месторождение Новохуторское (IV-1-14) залегает в аллювиальных отложениях первой надпойменной террасы р. Орь. Мощность водоносного горизонта 8,1-13,39 м. Уровни грунтовых вод залегают на глубинах 4,52-4,70 м. По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные, из катионов преобладает натрий. Минерализация вод 1 г/л, жесткость – 6 мг-экв/л. Запасы категории А+В составляют 0,26 тыс.м³/сут, категории С₁+С₂ – 1,06 тыс.м³/сут.

8. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

На изученной территории выделяются 7 минерагенических зон и 2 продуктивные структуры: Домбаровская, Джусинская и Ащebutакская колчеданные минерагенические зоны, Ушкотинская минерагеническая зона с молибденовым, каолиновым и мусковитовым оруденением, Камсакская каолиновая минерагеническая зона, Еленовско-Кумакская минерагеническая зона с медно-молибденовым, кобальт-никелевым, тальк-магнезитовым и хризотил-асбестовым оруденением, Домбаровская и Джусинско-Акжарская продуктивные угленосные структуры, Актастинская минерагеническая зона с вольфрам-молибденовым и каолиновым оруденением, Адамовская редкометальная минерагеническая зона.

Колчеданные минерагенические зоны района принадлежат Восточно-Магнитогорской металлогенической зоне. Самой крупной по площади и по количеству сосредоточенных в ней колчеданных руд является Домбаровская колчеданная медно-цинковая минерагеническая зона. В ее составе выделяется Домбаровский колчеданный медно-цинковый рудный район, на площади которого расположены Джаилганское и Аралчинское медно-цинковые рудные поля. В составе Джусинской колчеданной полиметаллической зоны выделяется Теренсайский колчеданный полиметаллический рудный район, на площади которого расположено Карабутакское колчеданное полиметаллическое рудное поле. Центрально-Ащebutакское медно-цинковое рудное поле выделяется в составе Ащebutакской колчеданной медно-цинковой минерагенической зоны. В составе Еленовско-Кумакской минерагенической зоны выделяются Еленовская медно-молибденовая рудная зона и Кiemбаевский рудный узел с хризотил-асбестовым и кобальт-никелевым оруденением.

Ниже излагаются рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки, дается оценка перспектив территории на различные виды полезных ископаемых.

8.1. Уголь каменный

На изученной площади выделены Домбаровская и Джусинско-Акжарская продуктивные угленосные структуры, которые являются фрагментами Восточно-Уральской ранне-каменноугольной угленосной зоны (бассейна).

Запасы и прогнозные ресурсы антрацита связаны с домбаровской свитой, расположенной в пределах Домбаровской продуктивной угленосной структуры. Отрицательную роль сыграли здесь тектонические дислокации, в результате которых угольные пласты получили крутое до вертикального залегание, многочисленные разрывы и смещения пластов, что создало сложности при добыче угля. По этой причине прекращена эксплуатация Домбаровского месторождения и маловероятно начало эксплуатации Малдыгулсайского проявления, прогнозные ресурсы которого составляют 33,5 млн.т категории P_1 .

В Джусинско-Акжарской продуктивной угленосной структуре в 1988г. выделялась Акжарская площадь с прогнозными ресурсами 250 млн.т; однако неоднократно проведенными поисковыми работами установлено, что угли залегают в виде маломощных пластов и имеют весьма низкое качество. Акжарскую площадь и всю Джусинско-Акжарскую структуру следует считать неперспективной на поиски каменного угля.

8.2. Уголь бурый

Проявления бурого угля III-1-3 и IV-1-2 выявлены среди среднеюрских отложений в восточной части Орской депрессии. Промышленных залежей бурых углей в Орской депрессии не встречено, маловероятно их обнаружение и на изученной территории

8.3. Железо

На изученной территории известны мелкое Новоорское месторождение бурых железняков инфильтрационного типа, Тюлькубайское проявление кварц-гематит-магнетитовых руд метаморфогенного типа, пункт минерализации сидеритов осадочного типа и пункт минерализации магнетитов скарного типа. Для прогнозирования промышленных залежей железных руд указанных типов в настоящее время нет оснований.

8.4. Марганец

Проявления вулканогенно-осадочного типа Северо-Исимбайское и Кукбуктинское, из которых второе представлено «марганцевой шляпой», приурочены к вулканогенным отложениям кукбуктинской толщи. Маломощные рудные тела (1-1,2 м) залегают согласно среди кремнистых туффитов. Проявление Кукбуктинское неперспективно, незначительные прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве 4490 т марганца рассчитаны для проявления Северо-Исимбайского [73]. Имеющиеся в настоящее время данные не позволяют прогнозировать промышленные скопления марганцевых руд на изученной территории.

8.5. Хром

Пункт минерализации хрома III-3-8 в виде элювиального обломка вкрапленных хромитов встречен в узкой полосе серпентинитов, являющихся южным окончанием Карабулакского массива. Массив сложен в основном апопироксенитовыми серпентинитами, поэтому на поиски хромитов неперспективен. На Киембаевском и других ультраосновных массивах, где могли бы локализоваться промышленные залежи, проявлений хрома не встречено.

8.6. Титан

Пункт минерализации титана II-3-5 приурочен к коре выветривания плагиоклаз-амфиболовых сланцев тюлькубайской толщи, представлен остаточной россыпью ильменита. Проведенные Джаилганской партией поиски россыпей ильменита не дали положительных результатов. Был сделан вывод, что коренным источником ильменита могут быть сравнительно маломощные дайки габбро и габбро-диабазов, что для образования остаточных россыпей промышленного масштаба явно недостаточно [73].

8.7. Титан, цирконий

Проявления Тюлинское, Кужанберлинское и Боярское связаны с одноименными проявлениями стекольных песков, представлены россыпями циркона и титановых минералов ильменита, лейкоксена, рутила в отложениях казацкой свиты эоцена. Ввиду низких содержаний россыпи циркона и титановых минералов являются непромышленными и могут использоваться лишь как попутное сырье в случае добычи песков в качестве стекольных.

8.8. Медь

Медно-порфиоровое проявление Северо-Караусское представлено вкрапленностью халькопирита в габбродiorитах Иссыргужинского массива. Проявление Кызыл-Аше приурочено к кварцевым и кварц-полевошпатовым прожилками в амфибол-хлоритовых и хлоритовых сланцах айдырлинской толщи.

По результатам поисковых работ оба проявления оценены отрицательно [80, 136].

Промышленных месторождений меди таких типов ни в изученном, ни в соседних районах не встречено.

8.9. Колчеданное оруденение (медь, цинк; медь, цинк, свинец)

Размещение колчеданных месторождений контролируется следующими факторами: стратиграфическим, структурно-палеовулканическим, литолого-фациальным и составом вулканогенных формаций.

Стратиграфический фактор. Исходя из установленных условий образования колчеданных месторождений, определяющим в их размещении является стратиграфический фактор. Рудонесущими и рудовмещающими являются киембаевская свита раннедевонского возраста, кукбуктинская толща ранне- среднедевонского возраста, джусинская и александринская толщи среднедевонского возраста.

В этих трех подразделениях локализованы все известные колчеданные месторождения и проявления; площади их развития являются перспективными для поисков новых.

Структурно-палеовулканический фактор. Размещение колчеданных месторождений тесно связано с палеовулканическими структурами. Реконструкция их иногда вызывает затруднения, не всегда однозначная; наиболее уверенно выделяются вулканоседиментационные впадины и кальдеры. Схема связи рудоносных площадей и объектов с палеовулканическими структурами представляется в следующем виде. Наиболее крупные структуры (I порядка) – вулканические поднятия (реликты островных дуг) – определяют границы колчеданных минерагенических зон. Вулкано-купольные сооружения (II порядок) – реликты сложных вулканических сооружений центрального типа и вулканические депрессии контролируют размещение рудных районов и полей. Структуры третьего порядка – реликты вулканических аппаратов, вулканические и вулканоседиментационные впадины и кальдеры определяют расположение отдельных месторождений и проявлений. Магмовыводящие разломы трассируются по цепочкам палеовулканов и вулканических интрузий.

Литолого-фациальный фактор. Колчеданные месторождения и проявления локализируются среди отложений лавовых, туфовых и тефрогенных фаций. При метасоматическом способе колчеданного рудообразования имеет значение проницаемость, способность пород фильтровать через себя рудоносные растворы. В связи с этим наиболее благоприятными для метасоматического замещения являются туфы, тефроиды, туфогенно-осадочные отложения. Образования лавовой и субвулканической фаций для метасоматического замещения менее благоприятны, но при наложении на них расщепления и дробления также становятся хорошо проницаемыми.

Состав вулканогенных формаций. Наибольшей рудоносностью обладает базальтовая формация в Домбаровском рудном районе (киембаевская свита). Объем кислых членов этой формации не превышает 1-3%, представлены они в основном субвулканическими породами. Для формации характерен медно-цинковый характер оруденения (месторождения Летнее, Осеннее, Весеннее, проявления Левобережное и др.). С породами базальт-дацит риолитовой формации (кукбуктинская толща) в Домбаровском рудном районе связаны медно-цинковые колчеданные проявления.

Базальт-андезит-риолитовая формация в Теренсайском рудном районе является рудогенерирующей и рудовмещающей для колчеданно-полиметаллического оруденения с повышенным содержанием благородных металлов (месторождение Барсучий Лог, проявления Аномалия I, Южно-Карабутацкое и др.).

С кремнисто-базальтовой формацией (джусинская толща) связаны медно-цинковые проявления Акжарского рудного поля.

Базальт-андезит-риолитовая формация в Ащebutакской минерагенической зоне характеризуется чередованием в разрезе кислых и основных дифференциатов, при этом рудовмещающими являются вулканы кислого состава, доля которых составляет 10-15, реже 30%. С формацией связаны медно-цинковые проявления Центрально-Ащebutакского рудного поля, проявления Можаровское и Иссиргужинское.

Поисковыми признаками колчеданного оруденения являются: метасоматиты (пропилиты), литогеохимические, гидрохимические, геофизические аномалии, бурые железняки.

Метасоматиты. Формирование колчеданных месторождений и проявлений сопровождалось гидротермально-метасоматическим изменением вмещающих пород, преимущественно со стороны лежачего бока рудных тел. Околорудные метасоматиты состоят из серицита, кварца, хлорита и карбоната в различных количественных соотношениях. Метасоматиты содержат вкрапленность сульфидов, в основном пирита, количество ее увеличивается по мере приближения к рудному телу. Переходы между метасоматитами и неизменными породами постепенные, через зону слабо выраженного метасоматоза.

Околорудные метасоматиты (пропилиты) и метасоматически измененные породы являются важным поисковым признаком колчеданного оруденения. Открытие месторождения Барсучий Лог началось с выявления зоны метасоматитов.

Литохимические аномалии. На всех колчеданных месторождениях и проявлениях выявлены литохимические аномалии во вмещающих коренных породах. В типоморфный комплекс колчеданного оруденения входят следующие элементы: медь, цинк, свинец, кобальт, молибден, барий, серебро, мышьяк. Для горизонтально залегающих рудных тел (м-ния Летнее, Осеннее) сплошной ореол в надрудной части ограничивается первыми метрами, но локальные ореолы по тектонически ослабленным зонам достигают дневной поверхности и фиксируются в почвенном слое. На месторождении Весеннем, где рудные тела залегают наклонно, ореолы прослеживаются по восстанию до 100-150 м и выходят на уровень эрозионного среза, по падению уходят на глубину более 1000 м. Таким образом, глубинность обнаружения наклонных рудных тел по ореолам может достигать сотен метров. Следует заметить, что ореолы, прослеживаемые по восстанию, не являются собственно надрудными, они отображают рудный уровень первоначально залегающих горизонтально рудных тел. Определение уровня среза ореолов производится по формулам Э.Н.Баранова, Г.А.Вострокнутова и другими методами [3,7].

Гидрохимические аномалии. Колчеданные месторождения и проявления сопровождаются гидрохимическими аномалиями, чаще всего площадными. Основными поисковыми признаками являются аномальные содержания меди, цинка и свинца, дополнительными – аномальные содержания молибдена, мышьяка, серебра, сульфат-иона, кислая реакция среды. В силу своей обширности площадные гидрохимические аномалии имеют значение не столько для направления конкретных поисков, сколько для общей прогнозной оценки территории.

Геофизические аномалии. При поисках колчеданных месторождений на участках развития вулканогенных пород проводились площадные комплексные геофизические исследования масштаба 1:10 000, включающие гравиметрию, магнитную съемку, методы ВП, МПП, ВП-ВЭЗ.

Результаты гравиметровой съемки используются для решения задач структурно-геологического картирования. Для целей поисков колчеданных руд гравиметровая съемка масштаба 1:10 000 имеет лишь вспомогательное значение, так как только очень крупное и неглубоко залегающее рудное тело может обусловить гравитационную аномалию, отличную от аномалий, вызванных нерудным объектом. По данным Виноградова А.М.[50], лишь очень контрастные положительные локальные аномалии силы тяжести интенсивностью 1,5-5 мГал могут указывать на неглубоко залегающее рудное тело. Отрицательные аномалии могут отражать зоны метасоматитов.

Данные магнитометрической съемки используются для решения задач геологического и структурно-тектонического картирования, а также для выделения зон магнетитсодержащих метасоматитов.

Ведущими при поисках колчеданных месторождений являются электроразведочные методы. Метод вызванной поляризации применяется с целью выявления зон сульфидной минерализации, которые могут быть связаны с метасоматитами и вкрапленными рудами. С целью прямого поиска рудных хорошо проводящих тел применяется метод переходных процессов. С помощью этого метода выявлено месторождение Осеннее; в комплексе с другими геофизическими, геохимическими и геологическими методами он применялся при открытии других колчеданных месторождений и проявлений.

В комплекс скважинных геофизических исследований входили: метод заряженного тела, метод переходных процессов в скважинном варианте, каротажные методы КС, ПС, МЭП.

Бурые железняки. Обломки бурых железняков встречаются повсеместно, как на площадях развития коры выветривания по породам различного возраста и состава, так и на площадях развития красноцветных глин неогенового возраста. Подавляющее большинство из них имеет инфильтрационно-осадочное происхождение. Бурые железняки шляпного типа, встреченные на месторождении Летнем, проявлениях Южно-Акжарском, Исимбайском, Зимнем и других, имеют разнообразный внешний облик, и отличить их макроскопически от инфильтрационных бурых железняков затруднительно или невозможно.

Для распознавания бурых железняков инфильтрационно-осадочного генезиса и связанных с окислением сульфидных руд может с успехом использоваться методика геохимической диагностики, предложенная Вострокнутовым Г.А. [8]. Сущность методики состоит в том, что спектральным анализом определяется содержание десяти элементов: меди, свинца, серебра, мышьяка, молибдена, кобальта, никеля, хрома, марганца и бериллия; в зависимости от содержания этих элементов решается вопрос о генезисе бурых железняков.

Эффективность указанной методики, примененной на изученной территории, подтверждается тем, что на участках развития бурых железняков, обнаруженных и диагностированных как связанные с колчеданным оруденением при геологическом картировании масштаба 1:50 000, открыты проявления: Акжарское, Новое, Бурожелезняковое, Исимбайское, Зимнее [73].

Установленные закономерности размещения колчеданного оруденения и поисковые признаки использованы для прогнозирования площадей, перспективных на выявление колчеданного оруденения.

Оценка прогнозных ресурсов. Прогнозные ресурсы категории P_1 перспективных проявлений определялись с использованием кондиций подсчета для месторождений, близких по геолого-экономическим характеристикам. Прогнозные ресурсы категории P_2 оцениваются как по прямому расчету, если на объектах установлены необходимые параметры расчета (количество рудных тел, их размеры, средние содержания) и обоснованы кондиции, так и по методу аналогии. Для оценки прогнозных ресурсов площадей (рудных полей) использовалась объемная удельная продуктивность, которая рассчитывалась отношением запасов полезных компонентов категорий $A+B+C_1+C_2$ и прогнозных ресурсов категории P_1 одного или нескольких эталонных месторождений и проявлений к объему рудовмещающих их вулканитов до глубины их изученности:

$$C_v = \frac{Q}{V}, \quad \text{где}$$

C_v – удельная объемная продуктивность каждого из полезных ископаемых, тыс. т/км³;

Q – суммарные запасы категорий $A+B+C_1+C_2 + P_1$ по каждому из компонентов, тыс. т;

V – объем продуктивных вулканитов, км³.

Прогнозная оценка месторождений и проявлений приведена при их характеристике в главе 7. Месторождения Барсучий Лог и Летнее обрабатываются, месторождения Осеннее и Весенне-Аралчинское готовы к отработке. На проявлениях Зимнем и Левобережном рекомендуется проведение разведки I очереди на глубину 500 м; на проявлениях Исиргужинском, Акжарском, Южном, Новом, Мазарском, Аномалия I – проведение разведки II очереди на глубину 300 м; на проявлении Исимбайском – проведение оценки II очереди на глубину 100 м. Ниже приводится оценка перспективных площадей (рудных полей, зон), выявленных с учетом установленных закономерностей размещения колчеданного оруденения и наличия поисковых признаков.

Джусинская колчеданная полиметаллическая минерагеническая зона.

На площади зоны выделяются Полигонное и Ретрансляторное прогнозируемые колчеданные полиметаллические поля, Карабутацкое колчеданное полиметаллическое поле. Эталонными объектами являются месторождение Барсучий Лог, проявления Северо-Карабутацкое, Аномалия 1 и расположенное севернее изученной территории месторождение Джусинское. Суммарные запасы Джусинского вулканического комплекса меди 595 тыс.т, цинка – 676 тыс.т, свинца – 159 тыс.т; объем продуктивных образований 68 км^3 [119]. Удельная продуктивность по меди $595 \text{ тыс.т} : 68 \text{ км}^3 = 8,7 \text{ тыс.т/км}^3$, по цинку $676 \text{ тыс.т} : 68 \text{ км}^3 = 10 \text{ тыс.т/км}^3$, по свинцу $159 \text{ тыс.т} : 68 \text{ км}^3 = 2,3 \text{ тыс.т/км}^3$

Полигонное прогнозируемое колчеданное полиметаллическое рудное поле расположено к югу от месторождения Барсучий Лог. Сложено вулканитами рудоносной александринской толщи, на его площади выделяются литохимические аномалии меди, свинца и цинка в коренных породах, площадная гидрохимическая аномалия меди и свинца, геофизическая аномалия метода переходных процессов в скважинном варианте, выявлены зоны кварц-серицитовых метасоматитов, в юго-западной части поля расположено проявление Радужное.

Площадь поля 25 км^2 , глубина прогноза 300 м. Прогнозные ресурсы поля категории P_2 составляют:

меди: $8,7 \text{ тыс.т/км}^3 \times 25 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} = 65 \text{ тыс.т.};$

цинка: $10 \text{ тыс.т/км}^3 \times 25 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} = 75 \text{ тыс. т.};$

свинца: $2,3 \text{ тыс.т/км}^3 \times 25 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} = 17 \text{ тыс.т.}$

Рекомендуется проведение поисков I очереди на глубину 300 м.

Ретрансляторное прогнозируемое колчеданное полиметаллическое рудное поле расположено между Акжарским рудным полем и Полигонным прогнозируемым рудным полем. Сложено поле вулканитами александринской толщи, на его площади расположено проявление Ретрансляторное, выявлены зоны кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов, литохимические аномалии в коренных породах меди, цинка и свинца. Площадь поля 60 км^2 , глубина прогноза 300 м.

Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют:

меди: $8,7 \text{ тыс.т/км}^3 \times 60 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} = 160 \text{ тыс.т.};$

цинка: $10 \text{ тыс.т/км}^3 \times 60 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} = 180 \text{ тыс. т.};$

свинца: $2,3 \text{ тыс.т/км}^3 \times 60 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} = 40 \text{ тыс.т.}$

Рекомендуется проведение поисков II очереди на глубину 300 м.

Карабутацкое колчеданное полиметаллическое рудное поле **расположено севернее** Полигонного прогнозируемого колчеданного полиметаллического поля и продолжается за северной границей изученной территории. На его площади расположены месторождение Барсучий Лог, проявления Аномалия-1, Южно-Карабутацкое, Междуреченское, С-2707, Р-414.

В геологическом строении поля принимают участие отложения александринской толщи. Площадь Карабутацкого поля (без площади рудного поля месторождения Барсучий Лог) - 40 км^2 , глубина прогноза 300 м. Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют:

меди: $8,7 \text{ тыс.т/км}^3 \times 40 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} = 104 \text{ тыс.т.};$

цинка: $10 \text{ тыс.т/км}^3 \times 40 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} = 120 \text{ тыс. т.};$

свинца: $2,3 \text{ тыс.т/км}^3 \times 40 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} = 28 \text{ тыс.т.}$

Рекомендуется проведение поисков I очереди на глубину 300 м.

Домбаровская колчеданная медно-цинковая минерагеническая зона протягивается в субмеридиональном направлении через центральную часть изученной территории. Ширина ее от 8 км на севере до 20 км на юге. Она выделяется как область развития продуктивных базальтоидных формаций в пределах крупной рифтогенной депрессии, заложившейся по глубинным разломам.

На площади зоны выделяются колчеданные медно-цинковые поля – Джаилганское (месторождение Летнее, Осеннее; проявления Водопадное, Сурчиное, Западно-Джаилганское), Аралчинское (месторождения Весенне-Аралчинское, проявления Малдыгулсайское, Домбаровское II) и прогнозируемые Курмансайская и Исимбайская колчеданные медно-цинковые зоны и Боярское колчеданное медно-цинковое рудное поле.

Курмансайская прогнозируемая колчеданная медно-цинковая рудная зона расположена в северо-восточной части Домбаровского колчеданного медно-цинкового района, сложена вулканическими образованиями киембаевской свиты. В её пределах расположены перспективное проявление Левобережное, проявления Кустарниковое, Посадское, литохимические аномалии в коренных породах меди и цинка.

Для оценки прогнозных ресурсов Курмансайской зоны принималась удельная продуктивность киембаевского вулканического комплекса, вмещающего месторождения Летнее, Осеннее, проявление Левобережное, равная для меди $6,7 \text{ тыс.т/км}^3$ и $1,8 \text{ тыс.т/км}^3$ для цинка [119].

Площадь Курмансайской зоны 200 км^2 , глубина прогноза 300 м (уровень открытой отработки): поправочный коэффициент, учитывающий степень надежности и подобия, принимается равным 0,6. Прогнозные ресурсы категории P_2 составят:

меди: $200 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} \times 6,7 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,6 = 240 \text{ тыс.т.}$;

цинка: $200 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} \times 1,8 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,6 = 65 \text{ тыс.т.}$

Средние содержания полезных компонентов принимаются как у месторождений Летнего и Осеннего: медь от 3,4 до 3,86%, цинка от 0,79 до 1,50%.

Рекомендуется проведение поисков II очереди на глубину 300 м.

Исимбайская прогнозируемая колчеданная медно-цинковая рудная зона расположена в северной части Домбаровской минерагенической зоны, протягиваясь в субмеридиональном направлении на 35 км при ширине от 3-4 км на севере до 8-10 км на юге. Она сложена кукбуктинским вулканическим комплексом ниже- среднедевонской риолит-дацит-базальтовой формации, благоприятной для локализации колчеданного оруденения. В южной части зоны располагается кутебайское рудное поле с проявлениями Зимним и Исимбайским, в северной – проявление Аул-Кумакское. Вся Исимбайская зона изучена ГК-50, а ее южная часть - поисковыми работами. На проявлении Исимбайском проведены поисково-оценочные работы.

На площади зоны выявлены комплексные литохимические аномалии в коренных породах меди, цинка, свинца и других элементов типоморфного колчеданного комплекса, электроразведочная аномалия МЗТ, околорудные метасоматиты, признаки вулканических структур кальдерного типа.

Для оценки прогнозных ресурсов Исимбайской рудной зоны принимается удельная продуктивность киембаевского вулканического комплекса.

Площадь Исимбайской рудной зоны 250 км^2 , глубина оценки - 300 м, поправочный коэффициент принимается 0,5. Прогнозные ресурсы Исимбайской прогнозируемой рудной зоны категории P_2 составляют:

меди: $250 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} \times 6,7 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,5 = 251 \text{ тыс.т.}$

цинка: $250 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} \times 1,8 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,5 = 67 \text{ тыс.т.}$

Средние содержания принимаются по проявлению Исимбайскому: медь – 2,50%, цинк – 1,6%.

На площади Исимбайской зоны рекомендуется проведение поисков II очереди на глубину 300 м.

Карабайское прогнозируемое колчеданное медно-цинковое рудное поле расположено в западной части Домбаровского рудного района. В геологическом строении поля принимают участие вулканогенные отложения кукбуктинской толщи (риолит-дацит-базальтовая формация), на его площади выявлены медно-цинковое проявление Мазарское, вторичный геохимический ореол меди и молибдена, площадная гидрохимическая аномалия меди, цинка, молибдена.

Для оценки прогнозных ресурсов Карабайского прогнозируемого поля принимается удельная продуктивность киембаевского вулканического комплекса. Площадь Карабайского поля 77 км^2 , поправочный коэффициент принимается 0,5, глубина прогноза 300 м. Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют:

меди: $77 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} \times 6,7 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,5 = 77 \text{ тыс.т.}$

цинка: $77 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} \times 1,8 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,5 = 21 \text{ тыс.т.}$

Средние содержания принимаются по Исимбайскому проявлению: медь – 2,5%, цинк – 1,6%.

На площади Карабайского поля рекомендуется проведение поисков II очереди.

Боярское прогнозируемое колчеданное медно-цинковое рудное поле расположено в юго-западной части Домбаровского рудного района, сложено вулканическими образованиями киембаевской свиты, джусинской и александринской толщ. На площади зоны расположены проявления Майское, Лучистое, Курмансайское; выявлены литохимические ореолы меди и цинка в коренных породах и почвенном слое, площадные гидрохимические аномалии меди, цинка, молибдена, зоны кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов. При оценке прогнозных ресурсов Боярской зоны за эталонную принимается площадь развития вулканитов, вмещающих месторождение Весеннее, удельная продуктивность которых составляет для меди $4,6 \text{ тыс.т/км}^3$, для цинка – $4,0 \text{ тыс.т/км}^3$ [119] Площадь Боярской зоны 120 км^2 , глубина прогноза до 300 м, поправочный коэффициент принимается 0,6.

Прогнозные ресурсы Боярской зоны категории P_2 составляют:

меди: $120 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} \times 4,6 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,6 = 99 \text{ тыс.т.};$

цинка: $120 \text{ км}^2 \times 0,3 \text{ км} \times 4,0 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,6 = 86 \text{ тыс.т.}$

Средние содержания принимаются по Весенне-Аралчинскому месторождению: медь – 2,65%, цинк – 2,39%.

Рекомендуется проведение поисков II очереди на глубину 300 м.

Ащебутакская колчеданная медно-цинковая минерагеническая зона рассматривается как островодужная структура с продуктами вулканизма непрерывной риолит-дацит-андезит-базальтовой формации.

На площади зоны расположено Центрально-Ащебутакское колчеданное медно-цинковое рудное поле, в пределах которого выявлены проявления Западно-Ащебутакское, Заречное, Ащебутак I, Аномалия XIV, Аномалия X, Центральное, Северо-Восточное. На проявлении Западно-Ащебутакском запасы категории C_2 составляют: меди – 60 тыс.т., цинка 75 тыс.т., золота – 2,85 т, серебра – 85,5 т. Прогнозные ресурсы на проявлении не выделяются. Из остальных проявлений наиболее перспективными на поиски колчеданного оруденения являются участки проявлений Центрального, Северо-Восточного, Аномалии XIV. Предполагается, что на площади поля можно выявить не менее трех проявлений близких по запасам Западно-Ащебутакскому проявлению (медь – 60 тыс.т., цинк – 75 тыс.т., категория C_2), а для всего Центрально-Ащебутакского медно-цинкового рудного поля прогнозные ресурсы категории P_2 до глубины 500 м составят: меди – 180 тыс.т., цинка – 220 тыс.т.

Рекомендуется проведение поисков второй очереди на глубину 500 м.

В 14 км севернее Центрально-Ащебутакского поля находится проявление Иссиргужинское с прогнозными ресурсами категории P_1 : меди – 35 тыс.т., цинка – 212 тыс.т.

На остальной части Ащебутакской колчеданной медно-цинковой минерагенической зоны выполненными поисковыми работами перспективных структур и площадей не выявлено.

8.10. Медь, молибден

В Еленовско-Кумакской минерагенической зоне молибден-медно-порфировое оруденение генетически связано с Еленовской интрузией гранодиоритов и её апофизами (урускинский комплекс). Локализуется оруденение как в эндоконтакте Еленовских линейных интрузивных тел, так и в экзоконтакте в вулканических породах айдырлинской толщи, и приурочено к зонам разломов с интенсивным дроблением и гидротермально-метасоматическим их преобразованием. Здесь выявлены мелкое Еленовское молибден-медно-турмалиновое месторождение и проявления Ушкотинское, Тритикольское, Участок № 3, Восточная зона. Перспективы Еленовского месторождения ограничены разведанными запасами. Проявления

по содержанию полезных компонентов и по их количеству не отвечают требованиям «Методического руководства...», [29] и признаны неперспективными [119].

Месторождение Еленовское и проявления Ушкотинское, Тритикольское, Участок № 3, Восточная зона входят в состав прогнозируемой **Еленовской медно-молибденовой рудной зоны**, которая протягивается в меридиональном направлении от широты Киембаевского месторождения асбеста на севере до Ушкотинского проявления (включительно) на юге. В пределах зоны можно прогнозировать нахождение месторождения средних размеров. Изученность зоны низкая, большая часть её закрыта чехлом рыхлых отложений. Кроме Еленовского месторождения и группы проявлений, на площади зоны выявлены литохимические ореолы меди, молибдена, свинца в коренных породах, ореолы молибдена в почвенном слое. Для количественной оценки прогнозных ресурсов принимается усредненная удельная продуктивность для меднопорфировой формации, рекомендованная «Методическим руководством...», [21]. Учитывая значительные размеры зоны (180 км²), принимается минимальная продуктивность меди – 50 тыс.т/км². При отсутствии проявлений с промышленными параметрами коэффициент надежности прогноза принимается 0,1 кроме того, принят ещё коэффициент 0,2 на уменьшение глубины прогноза до 200-250 м по сравнению с предлагаемой 300-500 м.

Прогнозные ресурсы меди категории P₂ составляют:

$$50 \text{ тыс.т/км}^2 \times 180 \text{ км}^2 \times 0,1 \times 0,2 = 180 \text{ тыс.т.}$$

Среднее содержание меди прогнозируется 1,0-1,5%, молибдена – 0,02-0,03%.

Прогнозные ресурсы молибдена составляют: 180 тыс.т : 50 = 3,6 тыс.т.

На площади зоны рекомендуется проведение поисков II очереди на глубину 300 м.

На участке молибден-медно-порфирового проявления Джаилган, приуроченного к крутопадающей тектонической зоне, секущей Джаилганскую интрузию кварцевых диоритов и тоналитов, при оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Оренбургской области в 1993 г. выделялась прогнозная площадь на молибден-меднопорфировое оруденение с ресурсами категории P₃ меди 175,5 тыс.т до глубины 500 м [125]. При следующей прогнозной оценке [119]. эти ресурсы были сняты с учета ввиду того, что поисковые работы на доступных для открытой отработки глубинах промышленного оруденения не выявили, а количество для категории P₃ согласно рекомендаций по методике оценки прогнозных ресурсов для оруденения такого типа должно быть не менее 500 тыс.т.

8.11. Никель, кобальт

Промышленные скопления кобальт-никелевых руд связаны с корой выветривания ультрабазитов Киембаевского массива, где выявлено Киембаевское месторождение с утвержденными запасами никеля 37,2 тыс.т, кобальта 2,54 тыс.т. Проявления Южно-Тритикольское и Южно-Ушкотинское приурочены к коре выветривания ультрабазитов Ушкотинского массива, имеющего вид узкой полосы, вытянутой в меридиональном направлении. При подсчете прогнозных ресурсов Ушкотинского массива в качестве эталонного можно принять Киембаевский массив, площадь которого 70 км², удельная продуктивность

$$\text{никеля: } 39,3 \text{ тыс.т} : 70 \text{ км}^2 = 0,56 \text{ тыс.т/км}^2;$$

$$\text{кобальта: } 2,754 \text{ тыс.т} : 70 \text{ км}^2 = 0,039 \text{ тыс.т/км}^2.$$

Площадь Ушкотинского массива - 9 км². Его прогнозные ресурсы категории P₂, рассчитанные даже без понижающего коэффициента (никеля 9 км² x 0,56 тыс.т/км² = 5,0 тыс.т, кобальта 9 км² x 0,039 тыс.т/км² = 0,35 тыс.т), интереса для промышленности не представляют.

8.12. Молибден

Месторождение Восток, проявления Нижне-Ушкотинское, Славенское, Балка Соленая генетически связаны с лейкогранитами джабыкско-санарского и кабанского комплексов.

Оруденение локализуется в эндо- и экзоконтактах гранитных массивов. Вмещающие породы в разной степени грейзенизированы, окварцованы, калишпатизированы.

Для прямых поисков молибденового оруденения наиболее эффективным является геохимический метод. Месторождение Восток, проявления Нижне-Ушкотинское, Славенское выявлены при проверке литохимических аномалий. Оруденение сопровождается литохимическими аномалиями Mo, W, Cu, Zn, Pb, Sn, Bi, Nb, Ag, Be, Ge, La, Ce, Y.

Возможности геофизических методов изучались сотрудниками Восточной ГРЭ [58] на месторождении Восток и проявлении Нижне-Ушкотинском. По данным магнитной съемки зоны молибденового оруденения проявляются либо локальной положительной аномалией на фоне отрицательного поля (Нижне-Ушкотинское проявление), либо обособленными минимумами небольшой интенсивности на фоне повышенного поля (месторождение Восток). Кроме этого, по данным магнитной съемки удается выявить скрытые на значительной глубине позднепалеозойские интрузии гранитоидов, несущих редкометальную минерализацию, и устанавливать их положение в пространстве. Гравиметровая съемка оказывает помощь при решении задач глубинного картирования, при определении контура гранитных массивов и их состава. Магнитометрический и гравиметрический методы позволяют также выявлять зоны метасоматитов с редкометальной минерализацией. Возможности электроразведочных методов ВП и ЗМПП оказались заметно ниже. Для картирования гранитоидов кабанского комплекса, которые выделяются повышенной гамма-активностью, рекомендуется применять радиометрический метод.

Установленные закономерности и поисковые признаки использованы при выделении прогнозируемых молибденовых рудных полей.

В Ушкотинской минерагенической зоне выделяются Восточное поле и прогнозируемые молибденовые рудные поля: Приграничное, Саздинское, Кугутыкское, Богоявленское, Нижнеушкотинское.

Восточное поле включает в себя Центральный, Северо-Западный и Юго-Восточный участки. На Центральном участке расположен штокверк, в котором сосредоточены запасы и прогнозные ресурсы месторождения Восток. Площадь Центрального участка – 0,82 км². Объем горной массы до глубины 400 м – 0,33 км³. Удельная продуктивность для молибдена в пределах участка равна 27,3 тыс.т : 0,33 км³ = 82,7 тыс.т/км³.

На Северо-западном участке, расположенном на северном погружении кровли массива порфировидных биотитовых гранитов, по геофизическим данным отмечается куполовидное поднятие изометричной формы диаметром 3 км. В пределах проекции этого поднятия на современную поверхность выявлена комплексная литохимическая аномалия, сливающаяся с аномалией Центрального участка. Предполагаемый объем рудного штокверка на этой площади равен 3,14 x 1,5² x 0,6 = 4,239 км³. Прогнозные ресурсы Северо-Западного участка можно подсчитать по формуле:

$$Q = K \times V \times a \times f, \text{ где}$$

K – коэффициент подобия Центральному участку (0,8);

V – объем пород рудного штокверка (4,239 км³);

a – удельная продуктивность, принятая по аналогии с Центральным участком (82,7 тыс.т/км³);

f – коэффициент достоверности, принятый 0,3.

Исходя из этих параметров, прогнозные ресурсы молибдена категории P₂ участка равны:

$$Q = 0,8 \times 4,239 \text{ км}^3 \times 82,7 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,3 = 84,1 \text{ тыс.т.}$$

На Центральном участке размеры комплексной геохимической аномалии в 2 раза больше контура изученной рудной зоны. Наиболее перспективной на прирост запасов является северная часть участка, куда погружается рудная зона вместе с кровлей массива рудоносных порфировидных гранитов. Прогнозные ресурсы молибдена категории P₁ здесь предполагаются не меньшими, чем разведанные запасы в Центральном штокверке, т.е. около 30 тыс.т.

Юго-Восточный участок расположен в зоне контакта массива порфировидных лейкократовых гранитов. С поверхности на этом участке откартировано поле кварцево-мусковитовых грейзенов и литохимический ореол, аналогичный по набору и содержаниям элементов ореолу Центрального участка. Несколькими скважинами здесь вскрыты зоны мощностью до 6 м с содержаниями молибдена 0,1-0,5% [135]. Рудная зона участка при ширине 1 км протягивается на 3,5 км. Объем рудоносных пород составляет $3,5 \text{ км} \times 0,4 \text{ км} = 1,4 \text{ км}^3$.

Прогнозные ресурсы молибдена категории P_1 Юго-Восточного участка составляют:

$$Q = 0,8 \times 82,7 \text{ тыс.т/км}^3 \times 1,4 \text{ км}^3 \times 0,7 = 64,8 \text{ тыс.т.}$$

Общие прогнозные ресурсы молибдена Восточного рудного поля составляют:

$$\text{категории } P_1: 64,8 \text{ тыс.т} + 30 \text{ тыс.т} = 94,8 \text{ тыс.т};$$

$$\text{категории } P_2: 84,1 \text{ тыс.т.}$$

Рекомендуется проведение поисков I очереди до глубины 500 м.

Приграничное прогнозируемое рудное поле расположено в пределах глубокого гравитационного минимума, предположительно связанного с нескрытой интрузией гранитов, кровля которой находится на глубинах 3000-5000 м. Во вмещающих кристаллических сланцах бескрыковской толщи выявлена комплексная аномалия с площадью 3 км^2 . По набору элементов и их продуктивности этот ореол относится к надрудному срезу. В качестве эталонной принимается площадь Нижнеушкотинского проявления молибдена, удельная продуктивность которой равна $122,6 \text{ тыс.т/км}^3$. Коэффициент подобия принимается 0,4, объем рудоносной зоны до глубины 500 м равен $1,5 \text{ км}^3$ ($3 \text{ км}^2 \times 0,5 \text{ км}$), коэффициент достоверности 0,7. Прогнозные ресурсы молибдена категории P_2 составляют:

$$Q = 0,4 \times 1,5 \text{ км}^3 \times 122,6 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,7 = 51,5 \text{ тыс.т.}$$

Рекомендуются проведение поисков II очереди до глубины 500 м.

Саздинское прогнозируемое рудное поле сложено сланцами маячной свиты, которые претерпели интенсивные гидротермальные и контактово-метасоматические изменения с насыщением магнетитом. В магнитном поле они образуют высокоинтенсивную аномалию протяженностью 7 км. В пределах этой аномалии выявлен комплексный ореол, по набору элементов относящийся к надрудному срезу. Севернее этот ореол и вмещающие его сланцы обрываются интрузией гранитов джабыкско-санарского комплекса. Площадь литохимической аномалии 6 км^2 , объем горной массы до глубины 300 м равен $1,8 \text{ км}^3$. Прогнозные ресурсы молибдена Саздинского прогнозируемого рудного поля категории P_2 составляют:

$$Q = 0,4 \times 1,8 \text{ км}^3 \times 122,6 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,5 = 44,1 \text{ тыс.т.}$$

Рекомендуется проведение поисков II очереди до глубины 300 м.

Кугутыкское прогнозируемое рудное поле сложено в основном гнейсоплагиогранитами крыклинского комплекса, претерпевшими интенсивные контактово-метасоматические изменения. В пределах поля выявлен комплексный литохимический ореол с высокой продуктивностью молибдена и с надрудным уровнем среза. Площадь аномалии $4,8 \text{ км}^2$, объем горной массы до глубины 300 м равен $1,44 \text{ км}^3$. Прогнозируемые ресурсы молибдена категории P_2 равны:

$$Q = 0,5 \times 1,44 \text{ км}^3 \times 122,6 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,7 = 61,8 \text{ тыс.т.}$$

Рекомендуются проведение поисков I очереди до глубины 300 м.

Нижнеушкотинское прогнозируемое рудное поле занимает южную часть Нижнеушкотинского массива джабыкско-санарского комплекса и зону его погружения под образования крыклинского комплекса и маячной свиты. На площади поля расположено одноименное проявление молибдена, выявлен вторичный литохимический ореол молибдена. Удельная продуктивность проявления $122,6 \text{ тыс.т/км}^3$, площадь прогнозируемого поля 11 км^2 , глубина – прогноза 400 м, коэффициент подобия – 0,5, коэффициент надежности 0,4.

Прогнозные ресурсы молибдена категории P_2 составляют:

$$Q = 11 \text{ км}^2 \times 0,4 \text{ км}^2 \times 122,6 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,5 \times 0,4 = 108 \text{ тыс.т.}$$

Рекомендуется проведение поисков II очереди до глубины 400 м.

Богоявленское прогнозируемое рудное поле занимает северную часть Среднеушкотинской интрузии гранитоидов, где в их составе выделяются лейкограниты поздних фаз формирования, с которыми может быть связано молибденовое оруденение. В пределах поля выделен вторичный геохимический ореол молибдена. Площадь северной части Среднеушкотинской интрузии 35 км², доля лейкогранитов в её составе равна 5%. По аналогии с месторождением Восток удельная продуктивность принята 122,6 тыс.т/км³, коэффициент подобия 0,7, коэффициент достоверности, отражающий детальность изученности, принят 0,7.

Прогнозные ресурсы категории P₃ до глубины 400 м равны:

$$Q = 35 \text{ км}^2 \times 0,05 \times 0,4 \text{ км} \times 122,6 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,7 \times 0,7 = 42 \text{ тыс.т}$$

Рекомендуются проведение поисков II очереди до глубины 400 м.

В Адамовской редкометальной минерагенической зоне молибденовое оруденение приурочено к эндо и экзоконтактам Славенского массива биотитовых лейкократовых гранитов джабыкско-санарского комплекса.

Проявление Славенское представлено штокверком кварцевых прожилков в гранитах и вкрапленностью пирита и молибденита в гидротермально измененных вмещающих сланцах бескрыковской толщи. На участке проявления выявлена литохимическая аномалия в коренных породах с содержанием молибдена свыше 10 фонов. Площадь аномалии -15 км², объем продуктивной горной массы до глубины 400 м равен 15 км² x 0,4 км = 6 км³. В качестве эталонных принимаются площади месторождения Восток и проявления Нижнеушкотинского, на которых установлено, что удельная продуктивность молибдена для данного типа оруденения равна 100 тыс.т/км³. При коэффициенте подобия 0,4 и достоверности – 0,5 прогнозные ресурсы категории P₂ проявления Славенского составляют:

$$Q = 0,4 \times 0,6 \text{ км}^3 \times 100 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,5 = 120 \text{ тыс.т.}$$

Славенское прогнозируемое молибденовое рудное поле включает в себя Славенский массив гранитоидов и зону его экзоконтакта, в которой так же, как и в эндоконтакте, развиты процессы грейзенизации и окварцевания, а на его северном погружении встречаются пегматитовые жилы с этими же процессами. Перспективность поля подтверждается наличием на его площади обширного литохимического ореола молибдена в коре выветривания. Площадь поля - 45 км², объем продуктивной горной массы до глубины 400 м составляет 18 км³. При удельной продуктивности 100 тыс.т/км³, коэффициентах подобия и достоверности равным 0,2 прогнозные ресурсы молибдена категории P₃ составят:

$$Q = 0,2 \times 18 \text{ км}^3 \times 100 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,2 = 72 \text{ тыс.т.}$$

Рекомендуются проведение поисков II очереди до глубины 400 м.

При оценке прогнозных ресурсов молибдена Оренбургской области в 1993 г. выделялся Еленовский рудный район [125], который расположен на площади Ушкотинской, Актастинской и южной части Еленовско-Кумакской минерагенических зон. В пределах района МПР РФ были утверждены суммарные ресурсы молибдена в количестве: категории P₂ – 50 тыс. т., категории P₃ – 100 тыс.т. [32]. При оценке прогнозных ресурсов Оренбургской области в 1999 г. [119] и авторами настоящего отчета Еленовский рудный район не выделяется; при утверждении прогнозных ресурсов на 1.01.98 г. МПР РФ не были получены и не учтены результаты прогнозной оценки ресурсов молибдена Оренбургской области в 1999 г.

8.13. Молибден, вольфрам

Верхнеушкотинская прогнозируемая вольфрам-молибденовая рудная зона выделяется на площади Верхнеушкотинской интрузии гранитов (джабыкско-санарский комплекс), в которой развиты лейкограниты, жилы кварца и кварц-полевошпатового состава кабанского комплекса. На площади поля расположено вольфрам-молибденовое проявление Поток, выявлены литохимические ореолы молибдена в коре выветривания, точечная гидрохимическая аномалия молибдена и цинка. Площадь прогнозируемого поля 100 км², объем лейкогранитов кабанского комплекса, с которыми связано оруденение, составляет 3%.

Удельная продуктивность принимается по аналогии с месторождением Восток, коэффициент подобия 0,7, коэффициент достоверности 0,5. Прогнозные ресурсы молибдена категории P_3 до глубины 400 м равны:

$$Q = 100 \text{ км}^2 \times 0,03 \times 0,4 \text{ км} \times 122,6 \text{ тыс.т/км}^3 \times 0,7 \times 0,5 = 51,5 \text{ тыс.т.}$$

По аналогии с проявлением Поток, где ресурсы вольфрама в 16 раз меньше ресурсов молибдена, прогнозные ресурсы вольфрама категории P_3 Верхнеушкотинской зоны составят 3,2 тыс.т.

Рекомендуется проведение поиски II очереди до глубины 400 м.

8.14. Редкие элементы (бериллий, тантал, ниобий)

Минерализация бериллия, тантала, ниобия приурочена к пегматитовым жилам, связанным с Нижнеушкотинским и Славенским массивами гранитоидов джабыкско-санарского комплекса. Проявления Кумакское и Нижнеушкотинское в связи с малыми запасами промышленного значения не имеют.

8.15. Редкие земли

Пункт минерализации IV-4-17 приурочен к коре выветривания Верхнеушкотинского массива гранитоидов джабыкско-санарского комплекса. Площадные литохимические аномалии редкоземельных элементов пространственно и, вероятно, генетически связаны с гранитными интрузиями этого комплекса, располагаясь или на площадях этих массивов, или в зонах их экзоконтактов.

На проявлении Кугутыкском редкоземельное оруденение локализовано в глинах коры выветривания кугутыкской свиты, вскрытых скважиной 417; на забое скважины встречены плагиогранит-порфиры, принадлежащие, скорее всего, к крыклинскому комплексу. Мощность коры выветривания, вскрытая скважиной 417,- 20 м, мощность рудного интервала - 4 м, коэффициент рудоносности $4\text{м} : 20\text{м} = 0,2$. Ширина полосы коры выветривания с предполагаемым редкоземельным оруденением - 550 м, длина - 3000 м. Объемный вес глин коры выветривания - 2 т/м^3 . Содержание иттрия принимается равным 0,2, иттербия - 0,015%, коэффициент достоверности - 0,2. При этих параметрах прогнозные запасы категории P_2 составят:

$$\text{Иттрия: } Q = 3000\text{м} \cdot 550\text{м} \cdot 20\text{м} \cdot 2\text{т} / \text{м}^3 \cdot \frac{0,2}{100} \cdot 0,2 \cdot 0,2 = 5280\text{т}$$

$$\text{Иттербия: } Q = 3000\text{м} \cdot 550\text{м} \cdot 20\text{м} \cdot 2\text{т} / \text{м}^3 \cdot \frac{0,015}{100} \cdot 0,2 \cdot 0,2 = 396\text{т}$$

Рекомендуются поиски II очереди до глубины 50 м.

Редкоземельное оруденение в коре выветривания является нетрадиционным для изученной территории; наличие проявления, пункта минерализации, площадных литохимических аномалий указывает на возможность выявления оруденения с более значительными запасами.

8.16. Золото

Основные запасы и прогнозные ресурсы золота (и серебра) связаны с колчеданными месторождениями, проявлениями и прогнозируемыми рудными полями и зонами. Содержания золота и серебра имеют тесные корреляционные связи с основными компонентами руд (медь, цинк, свинец, сера), поэтому их запасы и прогнозные ресурсы определяются ресурсами основных компонентов. Объемы запасов и прогнозных ресурсов золота месторождений и проявлений приведены при их характеристике.

Ниже рассчитаны прогнозные ресурсы золота и серебра колчеданных зон и полей.

Полигонное прогнозируемое колчеданное полиметаллическое рудное поле. Прогнозные ресурсы меди категории P_2 130 тыс.т. При содержании меди 2,5% прогнозные ресурсы руды составляют 130 тыс.т. $\times 100:2,5=5200$ тыс.т. Среднее содержание в рудах Джусинской колчеданной полиметаллической зоны золота 1,2 г/т, серебра – 30,0 г/т. Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют:

золота: 5200000 т $\times 1,2$ г/т = 6,24 т.

серебра: 5200000 т $\times 30$ г/т = 156 т.

Ретрансляторное прогнозируемое колчеданное полиметаллическое поле. Прогнозные ресурсы меди категории P_2 - 65 тыс.т., прогнозные ресурсы руды

65 тыс.т. $\times 100:2,5=2600$ тыс.т. Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют:

золота: 2600 тыс.т. $\times 1,2$ г/т = 3,12 т.

серебра: 2600 тыс.т. $\times 30$ г/т = 78 т.

Карабутакское колчеданное полиметаллическое рудное поле. Прогнозные ресурсы меди категории P_2 - 104 тыс.т, прогнозные ресурсы руды - 104 тыс.т. $\times 100:2,5=4160$ тыс.т. Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют:

золота: 4160 тыс.т. $\times 1,2$ г/т = 49,92 т.

серебра: 4160 тыс.т. $\times 30$ г/т = 124,8 т.

Курмансайская прогнозируемая колчеданная медно-цинковая рудная зона. Прогнозные ресурсы меди категории P_2 - 240 тыс.т. При содержании меди 3,63% прогнозные ресурсы руды составляют 240 тыс.т. $\times 100:3,63=6611$ тыс.т. При средних содержаниях золота 0,1 г/т, серебра 2,3 г/т прогнозные ресурсы категории P_2 составляют:

золота: 6611 тыс.т. $\times 0,1$ г/т = 0,66 т.

серебра: 6611 тыс.т. $\times 2,3$ г/т = 15,2 т.

Исимбайская прогнозируемая колчеданная медно-цинковая рудная зона. Прогнозные ресурсы меди категории P_2 - 251 тыс.т. При содержании меди 1,21% прогнозные запасы руды составляют 1251 тыс.т. $\times 100:1,21=20744$ тыс.т. При средних содержаниях золота 0,1 г/т, серебра 7 г/т прогнозные ресурсы категории P_2 составляют:

золота: 20744 тыс.т. $\times 0,1$ г/т = 2,07 т.

серебра: 20744 тыс.т. $\times 7$ г/т = 14,5 т.

Боярское прогнозируемое колчеданное медно-цинковое рудное поле. Прогнозные ресурсы меди категории P_2 - 99 тыс.т. При среднем содержании меди 2,65% прогнозные запасы руды составляют 99 тыс.т. $\times 100:2,65=3736$ тыс.т. При средних содержаниях золота 0,1 г/т, серебра 2,3 г/т прогнозные ресурсы категории P_2 составляют:

золота: 3736 тыс.т. $\times 0,1$ г/т = 0,37 т.

серебра: 3736 тыс.т. $\times 2,3$ г/т = 8,59 т.

Карабайское прогнозируемое колчеданное медно-цинковое поле. Прогнозные ресурсы меди категории P_2 – 93 тыс.т. При среднем содержании меди 2,5% прогнозные запасы руды составляют 93 тыс.т $\times 100 : 2,5=3720$ тыс.т. При среднем содержании золота 0,1 г/т, серебра 7 г/т прогнозные ресурсы категории P_2 составляют:

Золота: 3720 тыс.т $\times 0,1$ г/т = 0,37 т.

Серебра: 3720 тыс.т. $\times 7$ г/т = 26,0 т.

Центрально-Ащевутакское колчеданное медно-цинковое рудное поле. На площади поля прогнозируется выявление трех участков, на каждом из которых прогнозные ресурсы категории P_2 близки к запасам проявления Западно-Ащевутакского. Запасы категории C_2 на проявлении Западно-Ащевутакском равны: золота – 2,85 т., серебра – 85,5 т. Для всего поля прогнозные ресурсы категории P_2 составят: золота - 8 т, серебра 256 т.

Еленовская медно-молибденовая рудная зона. Прогнозные ресурсы меди категории P_2 180 тыс.т. При среднем содержании меди 1,0% прогнозные запасы руды составляют: 180 тыс.т. $\times 100:1 = 18000$ тыс.т. При средних содержаниях золота 0,2 г/т, серебра 2,0 г/т прогнозные ресурсы категории P_2 составляют:

золота: $18000 \text{ тыс.т.} \times 0,2 \text{ г/т} = 3,6 \text{ т.}$

серебра: $18000 \text{ тыс.т.} \times 2 \text{ г/т} = 36,0 \text{ т.}$

Из собственно золоторудных зон на изученной территории выделяются прогнозируемые Верхнетюлькубайская, включающая проявление Верхнетюлькубайское, и Северо-Ушкотинская.

Проявление Верхнетюлькубайское связано с углефицированными сланцами верхней подтолщи тюлькубайской толщи и корой выветривания по ним. Содержание золота в коре выветривания на проявлении Верхнетюлькубайском достигает 6 г/т. На участке проявления выявлена литохимическая аномалия золота в коре выветривания и в коренных породах с содержанием золота до 2 г/т. Площадь аномалии 10 км^2 , среднее содержание золота принимается 1 г/т, коэффициент рудоносности (отношение рудных интервалов к безрудным) – 0,08, объемный вес глинистой коры выветривания – 2 т/м^3 , коэффициент достоверности принимается 0,3, глубина прогноза 50 м. Прогнозные ресурсы золота категории P^2 составляют:

$$Q = 10 \cdot 10^6 \text{ м}^2 \cdot 50 \text{ м} \cdot 2 \text{ т/м}^3 \cdot 1 \text{ г/т} \cdot 0,08 \cdot 0,3 = 24 \text{ т}$$

Актуальность постановки поисковых и оценочных работ на Верхнетюлькубайском проявлении и в Верхнетюлькубайской и Северо-Ушкотинской золоторудных зонах доказывается наличием в черносланцевых толщах месторождений золота – Кумакское (восточнее исследуемой территории), Кировское и Каменское (севернее исследуемой территории).

Прогнозируемая Верхнетюлькубайская золоторудная зона протягивается полосой от 0,5 до 1,8 км от проявления Верхнетюлькубайского на 16 км к северу и на 14 км на юг и юго-запад. Сложена она в основном углефицированными отложениями третьей подтолщи тюлькубайской толщи и корой выветривания по ним. Площадь зоны без площади участка проявления Верхнетюлькубайского 25 км^2 , глубина прогноза 50 м, среднее содержание золота и коэффициент рудоносности принимаются аналогичными проявлению Верхнетюлькубайскому, коэффициент достоверности – 0,15. Прогнозные ресурсы Верхнетюлькубайской прогнозируемой золоторудной зоны категории P_3 составляют:

$$Q = 14 \cdot 10^6 \text{ м}^2 \cdot 50 \text{ м} \cdot 2 \text{ т/м}^3 \cdot 1 \text{ г/т} \cdot 0,08 \cdot 0,15 = 30 \text{ т}$$

Рекомендуется проведение поисков II очереди на глубину 50 м.

Прогнозируемая Северо-Ушкотинская золоторудная зона расположена на границе Еленовской и Актастинской минерагенических зон. Золотое оруденение приурочено к коре выветривания и к коренным породам углефицированных отложений булатовской и маячной толщ. Из 64 проб, отобранных из керна скважин КГК, золото обнаружено в 51 пробе, содержание от 0,003 до 0,2 г/т, при этом максимальные содержания приурочены к глинам коры выветривания. Для расчета прогнозных ресурсов используется продуктивность участка Верхнетюлькубайского проявления: $24 \text{ т} : 10 \text{ км}^2 = 2,4 \text{ т/км}^2$. Площадь Северо-Ушкотинской зоны 18 км^2 , коэффициент подобия принимается 0,2, коэффициент надежности 0,5. Прогнозные ресурсы золота категории P_2 до глубины 50 м составят: $18 \text{ км}^2 \times 2,4 \text{ т/км}^2 \times 0,2 \times 0,5 = 4,3 \text{ т}$.

Рекомендуется проведение поисков II очереди на глубину 50 м

Проявление Верхнеславенское представлено штокверком кварцевых прожилков, генетически связанных с Акжарским массивом гранитоидов джабыгасайского комплекса. Прогнозные ресурсы золота категории P_2 составляют 4,98 т [107]. Рекомендуется оценочные работы I очереди на глубину 100 м.

Поиски россыпного золота на изученной территории положительного результата не дали.

8.17. Уран

Проявления урана представлены тремя генетическими типами: осадочным, инфильтрационным и гидротермальным. Осадочное проявление Аралтюбинское связано с угленосными глинистыми отложениями среднеюрского возраста. С Кошенсайским массивом гранитоид-

дов краснинского комплекса связаны гидротермальное проявление Домбаровское и инфльтрационное Малдыгулсайское. Инфльтрационные проявления Ушкотинское и Слюдковское связаны с интрузиями гранитоидов джабыкско-санарского комплекса - Верхнеушкотинским и Славенским. Джаилганское гидротермальное проявление генетически связано с Джаилганской интрузией кварцевых диоритов куйбасовского комплекса. Инфльтрационное проявление Акжарское приурочено к песчаникам брединской терригенной свиты.

Спецпартией ОГУ проявления Джаилганское и Слюдковское оценены отрицательно, проявления Акжарское, Ушкотинское, Малдыгулсайское и Аралтюбинское отнесены к недостаточно изученным, и лишь на проявлении Домбаровском подсчитаны в небольшом количестве прогнозные ресурсы категории $P_2 - 430$ т.

Несмотря на многолетние массовые поиски, проведенные на изученной территории в значительных объемах (аэрогамма-съемка, пешеходная гамма-съемка, автогамма-съемка, гамма-каротаж скважин, радиометрическая документация горных выработок), промышленных залежей урановых руд не выявлено.

8.18. Оптические материалы

Кварц пьезоэлектрический представлен пунктами минерализации IV-4-7 и II-4-5, где в кварцевых жилах встречены мелкие кристаллы горного хрусталя.

Проявление кварца для плавки I-4-7 приурочено к вторичным кварцитам среди известняков кизильской свиты.

Перспективы территории на оптические материалы, вероятно, ограничены указанными проявлениями и пунктами минерализации.

8.19. Каолины

Месторождения Архангельское и Домбаровское расположены в Домбаровской каолиновой рудной зоне, приурочены к коре выветривания гранитов рассыпнянского и куйбасовского комплексов; запасы этих месторождений сняты с баланса по причине низкого качества каолинов.

Месторождение Южно-Ушкотинское и перспективное проявление Северо-Ушкотинское связаны с корой выветривания гранитов джабыкско-санарского комплекса. Перспективные проявления Кошенсайское, Средне-Ушкотинское, Саздинское, Богоявленское, Южно-Богоявленское приурочены к коре выветривания гранитов среднеушкотинского и краснинского комплексов. На Кошенсайском и Северо-Ушкотинском проявлениях рекомендуется проведение поисково-оценочных работ первой очереди, на остальных – второй очереди.

Проявление Шарбасское приурочено к коре выветривания гранитоидов куйбасовского комплекса. Качество каолинов из-за незначительного объема лейкократовых разностей будет аналогичным месторождениям Домбаровскому и Архангельскому, поэтому здесь рекомендуется проведение поисково-оценочных работ второй очереди.

Прогнозные ресурсы каолина указанных проявлений приведены при их описании.

В Домбаровской каолиновой рудной зоне каолиновые коры выветривания широко развиты, качество их зависит от состава материнских пород. Кроме гранитоидов камсакского и рассыпнянского комплексов, здесь картируются интрузии лейкократовых гранитов джабыкско-санарского комплекса. Продуктивность Домбаровской зоны по материалам геологической съемки м-ба 1:50 000 равна $0,8$ млн.т/км² [119]. Площадь домбаровской зоны 190 км², прогнозные ресурсы каолина категории P_3 составляют:

$$Q = 190 \text{ км}^2 \cdot 0,8 \text{ млн.т/км}^2 = 152 \text{ млн.т.}$$

В Домбаровской зоне рекомендуется проведение поисков II очереди до глубины 30 м.

8.20. Асбест хризотилковый, тальк, талько-магнезит

Месторождение асбеста хризотилового Киембаевское, проявление талька Волчья Балка, проявление талько-магнезита Киембаевское размещаются в серпентинизированных дунит-гарцбургитах киембаевского комплекса. Образование асбеста, талька и талько-магнезита обусловлено воздействием на ультраосновные породы постмагматических растворов, связанных с гранитоидами джабыгасайского комплекса, прорывающих ультрабазиты Киембаевского массива.

На Киембаевском месторождении асбеста хризотилового прогнозные ресурсы категории P_1 на 1.01.98 г. МПР РФ утверждены в количестве 5 млн. т. [31]. На проявлении талько-магнезитов прогнозные ресурсы категории P_1 составляют 73,7 млн.т; рекомендуется проведение разведки (вторая очередь). На проявлении талька Волчья Балка прогнозные ресурсы ввиду низкого качества не подсчитывались, проведение поисковых работ не рекомендуется.

Проявление асбеста хризотилового Северо-Карабутакское промышленного значения не имеет по причине небольших запасов. Карабулакский массив, в котором локализовано проявление, является мало перспективным на поиски асбеста, так как сложен в основном апопироксенитовыми серпентинитами.

На площади Киембаевского массива выделяется прогнозируемое рудное поле Киембаевское-2 с прогнозными ресурсами асбеста категории P_3 – 3 млн.т. [119].

8.21. Мусковит

В изученном районе известны проявления мусковита двух типов: листового в гранитных пегматитах и мелкочешуйчатого в коре выветривания мусковитизированных гнейсов.

Пегматиты с мусковитом связаны с гранитами джабыкско-санарского комплекса, располагаясь непосредственно на площади интрузивных тел (проявления Ушкотинское, Землемерное) или в зонах их экзоконтакта (проявления Землемерное, Соленая Балка). По результатам поисковых и поисково-оценочных работ проявления Землемерное и Соленая Балка признаны неперспективными ввиду низкого содержания и дефектности кристаллов мусковита; на проявлении Ушкотинском рекомендовалось изучение пегматитовых тел на глубину ниже зоны выветривания, где качество мусковита может быть выше.

Проявление мелкочешуйчатого мусковита Саздинское расположено в западном экзоконтакте Среднеушкотинского массива и приурочено к коре выветривания мусковитизированных гнейсогранитов крыклинского комплекса. Зона мусковитизации (**прогнозируемое Саздинское мусковитовое рудное поле**) вытянута в субмеридиональном направлении на 8 км при ширине 1-2 км. В средней своей части зона пересечена профилем из 7 скважин КГК, кора выветривания с мусковитом встречена в каждой скважине, максимальная мощность коры выветривания с мусковитом - 54 м, средняя - 35 м. Площадь зоны – 10 км². При плотности глин коры выветривания 2 т/м³, среднем выходе мусковита 15%, коэффициенте надежности прогноза 0,5 прогнозируемые ресурсы мусковита категории P_2 составляют:

$$Q = 10000000 \text{ м} \cdot 35 \text{ м} \cdot 2 \text{ т/м}^3 \cdot 0,15 \cdot 0,5 = 52,5 \text{ млн.т.}$$

На площади Саздинского мусковитового рудного поля рекомендуются поиски I очереди до глубины 100 м.

8.22. Графит

Проявление Акжарское I с прогнозными ресурсами категории P₃ 600 тыс.т [125] приурочено к отложениям брединской свиты (C₁bd₂). Практического интереса проявление не представляет, так как графитистые сланцы имеют низкое содержание графита, крутое падение (50°-85°), перекрыты неоген-четвертичными отложениями мощностью 30 м. Значение проявления в том, что оно указывает на возможность нахождения графитовых руд в терригенных отложениях раннего карбона.

Прогнозные ресурсы проявления с учета сняты [119].

8.22. Строительные материалы

Кроме разведанных месторождений, на изученной территории имеется большое количество крупных обнажений магматических и карбонатных пород, которые могут служить резервом для поисков месторождений строительных материалов. Большинство из них расположено в долинах рек, которые перспективны также для поисков строительных песков.

На проявлении мрамора Джарлинском прогнозируется среднее месторождение.

8.23. Подземные воды

Для поисков месторождений подземных вод наиболее перспективными являются аллювиальные отложения рек Орь и Кумак, а также водоносная рифейско-палеозойская (интрузивная) зона (γR -PZ), нижнерифейско-девонская (интрузивная) зона (ψR_1 -D) и относительно водоносная архейско-нижнерифейская (кристаллическая) зона (AR-R₁).

9. ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В основу схемы распространения основных гидрогеологических подразделений масштаба 1:500 000 (рис.2, 3) положены материалы гидрогеологических работ [10, 40, 129].

Территория района характеризуется своеобразным рельефом. Здесь складчатое основание с многочисленными интрузиями срезано денудационной поверхностью и представляет собой пенеплен. Абсолютные отметки междуречных пространств колеблются от 220 до 393м. Водораздельные пространства имеют плоскую форму, склоны пологие и часто переходят в мелкосопочки. Речные долины разнообразны по морфологии, врезаны неглубоко (80м). Характерными чертами рельефа являются наличие в долинах одной-двух цокольных террас, широкое развитие приречных мелкосопочников, бесточных котловин и положительных микроформ рельефа, связанных с денудацией складчатого основания.

Наиболее крупные реки, протекающие на территории листа, Орь и Кумак являются левобережными притоками р. Урал. Реки маловодные, так как берут начало в степных засушливых районах.

Площадь работ расположена в умеренном климатическом поясе и характеризуется резко континентальным климатом. Среднегодовая температура $+1,5^{\circ}$. Среднемесячная температура воздуха в январе -18° ; абсолютный минимум -42 . Среднемесячная температура воздуха в июле $+20,4^{\circ}$; абсолютный максимум $+42$. Территория располагается в зоне недостаточного увлажнения. Количество осадков в год составляет 250-300мм. Снежный покров – 20-25см. Летние осадки – кратковременные ливневые. Испаряемость в 2-3 раза превышает количество выпадающих осадков и характеризуется цифрами 850-900мм.

Таким образом, климатические условия данного района неблагоприятны для накопления ресурсов поверхностных подземных вод.

По гидрогеологическому районированию описываемая территория отнесена к Южно-Уральской гидрогеологической складчатой области - подпровинции II порядка, которая, в свою очередь, делится на 3 района III порядка: Орско-Халиловский межгорный артезианский бассейн (III-38Г-7), Западно-Мугоджарско-Магнитогорский (IV-38Г-3) и Восточно-Мугоджарский (IV-38Г-5) гидрогеологические складчатые районы*.

Гидрогеологические условия Южного Урала определяются в основном приуроченностью грунтовых вод к зоне экзогенной трещиноватости эффузивных, вулканогенно-осадочных и интрузивных образований, имеющих преобладающее развитие. На основе фациально-литологического состава пород, характера их проницаемости и степени обводненности в пределах изучаемой территории выделяется 13 гидрогеологических подразделений.

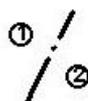
Четвертичные отложения элювиального, делювиального и эолового генезиса в результате малой мощности, высокого гипсометрического положения полностью сдренированы и поэтому на схеме основных гидрогеологических подразделений не показаны.

Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (аQ) связан с аллювием пойм, I и II надпойменных террас и имеет широкое развитие в долинах рек Орь и Кумак. Долина р. Орь имеет ширину от 1 до 9 км. Аллювий здесь представлен суглинками, супесями, песчано-гравийными отложениями, его мощность - от 5 до 18 м. Скважины, вскрывшие песчаные и песчано-гравийные отложения, имеют удельные дебиты до 0,7 л/с, а гравийные - до 9 л/с; коэффициенты фильтрации достигают 16,23 - 52,1 м/сут. По химическому составу воды - гидрокарбонатно-хлоридные, гидрокарбонатно-сульфатные, с минерализацией 0,3-1 г/дм³. Воды широко эксплуатируются колодцами для водоснабжения поселков. В долине р. Орь находится Полевое месторождение подземных вод с утвержденными на НТС запасами по промышленным категориям в количестве 1,75 тыс. м³/сут.

*В легенде Южно-Уральской серии...» [129], созданной по «Карте гидрогеологического районирования Российской Федерации», ВСЕГИНГЕО, 2001, гидрогеологические районы III порядка названы складчатыми областями, что создает несоответствие терминов: район – область.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ к Рис.2

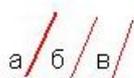
1. Гидрогеологическое районирование



Границы районов подземных вод III порядка:
 1 - Орско-Халиловский межгорный артезианский бассейн (III-38Г-7);
 2 - Западно-Мугоджарско-Магнитогорский гидрогеологический складчатый район (IV-38Г-3);
 3 - Восточно-Мугоджарский гидрогеологический складчатый район (IV-38Г-5)

2. Распространение водоносных горизонтов и зон

	Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт. Пески, гравий, галечники, супеси, суглинки
	Водоносный нижнеплейстоценовый аллювиальный горизонт. Пески, глины, гравий, галечники
	Водоносная нижнекаменноугольная (терригенно-карбонатная) зона. Известняки, конгломераты, песчаники, алевролиты, углисто-глинистые, глинистые сланцы, угли
	Водоносная вендско-нижнекаменноугольная (осадочно-вулканогенная) зона. Базальты и их лавы, андезиты, трахиты, долериты, туфы, колчеданные руды, туфо-песчаники, лаваобрежчики, кремнистые сланцы, известняки
	Относительно водоносная ордовикско-нижнесилурийская (метаморфическая) зона. Сланцы углисто-кремнистые, кварц-хлоритовые, слюдястые, филлиты, фтаниты, туффиты, базальты, их лавы и туфы
	Водоносная рифейско-палеозойская (интрузивная) зона. Граниты, гранит-порфиры, граносиениты, гранодиориты, сиениты, гнейсо-граниты
	Водоносная нижнерифейско-девонская (интрузивная) зона. Дуниты, перидотиты, пироксениты, ультрабазиты, серпентиниты
	Относительно водоносная архейско-нижнерифейская (кристаллическая) зона. Плагиигнейсы, кварциты, гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, амфиболиты, мигматиты



Потенциально водоносные разрывные нарушения

а - региональные, б - крупные местные, в - прочие

3. Распространение водоупорных горизонтов

	Водоупорный среднеплейстоценовый четвертичный озерный и аллювиальный горизонт. Глины с прослоями галечников и песков
	Водоупорный батско-хелловейский горизонт. Глины слюдястые с прослоями углистых глин, пласты бурых углей

4. Преобладающий химический состав подземных вод

	Гидрокарбонатный
	Хлоридный
	Сульфатный

5. Минерализация подземных вод

	до 1 г/дм ³		1-3 г/дм ³		более 3 г/дм ³
--	------------------------	--	-----------------------	--	---------------------------



Месторождения пресных подземных вод

1 - Кумаковское, 2 - Славенское, 3 - Киембаевское, 4 - Полевое,
 5 - Новоухотское, 6 - Ушкотинское Центральное,
 7 - Ушкотинское Северное

Гидрогеологические подразделения согласно общей геологической стратификации			Мощность, м	Глубина залегания кровли, м	Глубина залегания уровня воды, м	Высота напора, м	Удельный дебит, л/с	Коеф. Филтрат., (в знаменателе - среднее значение)	Минерализация, г/дм³	Тип воды	Практическое значение
Индекс	Литолого-петрографический состав пород	Наименование, характеристика состава пород									
а0		Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт. Пески, гравий, галечники, супеси, суглинки.	до 18 5-10	0 - 0,5	0 - 5	до 2	0,7 - 9	$\frac{16,23-52,1}{36,5}$	0,2-1,0	$\frac{HCO_3Cl}{Na}$ $\frac{HCO_3}{NaCa}$	Широко используется для водоснабжения
а0,		Водоупорный среднеплейстоценовый четвертичный озерный и аллювиальный горизонт. Глины с прослоями галечников и песков.	до 20	1,8-12							
а0,		Водоносный нижнеплейстоценовый аллювиальный горизонт. Пески, глины, гравий, галечники.	до 18	0,5-10	0,5 - 5,6	до 5	0,23-0,3	12,5 - 20,3	0,4-1,3	$\frac{HCO_3}{MgNa}$	Используется для водоснабжения полевых станов
Н-Н		Относительно водоносный миоценово-нижнеплистоценовый горизонт. Загипсованные глины с линзами и прослоями песков и гравия.	более 50 15-20	0,5-10	0,5-10	1,5-2,5	0,001-0,01	0,6 - 3,5	$\frac{0,22-72,4}{0,6 - 3,5}$	$\frac{Cl}{Na}$	Может использоваться только для индивидуального водоснабжения
Р1		Относительно водоносный пюджетский горизонт. Пески кварцевые, песчаники кварцитовидные, линзы каолиновых глин.	до 18	0,5-18		—	0,24-0,9	—	0,3-0,7	$\frac{HCO_3}{Ca}$ $\frac{SO_4 HCO_3}{Ca}$	Не имеет
Ка1		Водоупорный альбский горизонт. Глины с прослоями песчаников и конгломератов.	90	8,0							
Дв-к		Водоупорный батско-келловейский горизонт. Глины слюдяные с прослоями углистых глин, песчаники, пласты бурых углей.	более 165	$\frac{0,5-30,5}{10,0}$							
Тк		Водоупорный карнийский горизонт. Глины, аргиллиты, пески, песчаники.	55	150-200							
С,		Водоносная нижнекаменноугольная (терригенно-карбонатная) зона. Известняки, конгломераты, песчаники, алевролиты, углито-глинистые, глинистые сланцы.	1300-3400	$\frac{210-240^*}{0,3-1,27}$ 31,4	1-35	180-300*	0,2 - 2,4*	0,23*	1,5 - 3*	$\frac{HCO_3^*}{CaNa}$ $\frac{Cl HCO_3}{Na}$	Может использоваться для сел.хоз. водоснабжения
УС,		Водоносная вендско-нижнекаменноугольная (осадочно-вулканогенная) зона. Базальты и их лавы, андезиты, трахиты, долериты, туфы, колчеданные руды, туфопесчаники, лавобрекчи, кремнистые сланцы, известняки.	3100-16600	0,4-20,5	0-50	—	0,014 - 1,3	0,005-1,48	$\frac{0,2-1,5}{0,4}$	$\frac{HCO_3Cl}{Na}$	Может использоваться для водоснабжения небольших населенных пунктов
О-С		Относительно водоносная ордовикско-нижнесилурийская (метаморфическая) зона. Сланцы углито-кремнистые, кварц-хлоритовые, слюдяные, филлиты, фтаниты, туфиты, базальты, их лавы и туфы.	1350-1850	0,3-43	1,0-34	—	0,3	$\frac{0,09-1,14}{0,25}$	$\frac{1-3,2}{1}$	$\frac{HCO_3Cl}{Na}$	Может использоваться для сел.хоз. и индивидуального водоснабжения
AR-R,		Относительно водоносная архейско-нижнерифейская (кристаллическая) зона. Плаггиогнейсы, гранитогнейсы, гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мигматиты.	более 2000	8-35,5	7,5-9,5	—	6,0	0,04 - 1,05	до 1	$\frac{HCO_3}{Mg}$	Используется для водоснабжения различных объектов
УР-РЗ		Водоносная рифейско-палеозойская (интрузивная) зона. Граниты, гранит-порфиры, граносиениты, гранодиориты, сиениты, гнейсы-граниты.		0,6-40	2,0-48,3	1-6	0,06-5,0	0,1-1,9	0,3-1,1	$\frac{HCO_3SO_4}{Mg}$ $\frac{HCO_3Cl}{Na}$	Используется для водоснабжения различных объектов
УР,-D		Водоносная нижнерифейско-девонская (интрузивная) зона. Дуниты, перидотиты, пироксениты, ультрабазиты, серпентиниты.		0,5-20	$\frac{1-30}{5-14}$	0,15-11	0,001-5,7	0,001-7,5	0,3-1,2	$\frac{HCO_3}{Mg}$ $\frac{HCO_3Cl}{MgNa}$	Используется для водоснабжения горнорудного предприятия

Рис.3 Сводная гидрогеологическая колонка

* - Данные по Орской депрессии.

Аллювий долины р. Кумак характеризуется различным механическим составом. В среднем течении, севернее пос. Акжарский, он представлен песчано-гравийными и галечными отложениями. Скважины при мощности горизонта 5-10 м имели удельные дебиты 1 - 3,0 л/с и коэффициенты фильтрации от 20 до 46 м/сут. Минерализация воды изменяется от 0,3 до 0,8 г/дм³. К аллювию долины р. Кумак приурочено Кумакское месторождение подземных вод с утвержденными в ГКЗ запасами по категориям А+В в количестве 17 тыс. м³сут.

В долинах малых рек Камсак, Киембай, Ащебутак, Домбаровка, Ушкота, Кугутык мощность аллювия незначительна и достигает 1-10 м. Питание вод происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и паводковых вод. Воды дренируются трещиноватыми породами скального фундамента. Воды аллювия широко используются для местного водоснабжения.

Водоносный нижнеплейстоценовый аллювиальный горизонт (aQ_I) развит на надпойменной чернскутовской террасе и представлен песками, глинами и гравийно-галечными отложениями мощностью до 18 м. Глубина залегания вод от 0,5 до 5,6 м. По химическому составу воды разнообразны, преимущественно гидрокарбонатные с минерализацией 0,4-1,3 г/дм³. Питание вод обеспечивается за счет атмосферных осадков. Воды данного горизонта являются источником водоснабжения для таких поселков, как Камсак.

Водоупорный среднеплейстоценовый четвертичный озерный и аллювиальный горизонт (I_aQ_{II}) развит в междуречье Ори, Кумака и Камсака и представлен глинами с линзами песков и галечников. Мощность горизонта до 18 м.

Относительно водоносный миоценово-нижнеплиоценовый горизонт (N₁-N₂¹). Неогеновые отложения в пределах Орской депрессии залегают на юрской песчано-глинистой толще; на остальной территории они залегают на скальных породах палеозоя и оказывают влияние на условия питания трещинных подземных вод и их минерализацию. Неогеновые отложения представлены различными загипсованными глинами, в низах разреза тонкозернистыми песками и песчаными глинами, их средняя мощность 15-20 м. Линзы и прослои песков в пониженных участках бывают водосодержащими, в других случаях они безводны. Глубина залегания подземных вод изменяется от 1 до 10 м. Единичные родники имеют дебит 0,001-0,01 л/сек. Минерализация вод неогеновых отложений изменяется в широких пределах от 0,22 до 72,4 г/дм³. По химическому составу они хлоридные натриевые. Воды можно использовать только для небольшого индивидуального водоснабжения. На схеме распространения основных гидрогеологических подразделений данный горизонт, в связи с широким распространением в виде пятен по всей площади, не показан.

Относительно водоносный лютетский горизонт (X₂l). Палеогеновые отложения имеют незначительное распространение и залегают на водоразделах, представлены кварцевыми песками, песчаниками, каолиновыми глинами, мощностью до 18 м. Поскольку отложения слагают водоразделы, то в большей своей части подземные воды сдренированы. Распространение подземных вод носит локальный характер. Дебит изменяется от 0,24 до 0,9 л/с. Минерализация вод от 0,3 до 0,7 г/дм³. По составу воды гидрокарбонатные кальциевые, реже сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые. Из-за ограниченности распространения и невысокой водообильности отложений воды не имеют практического значения. На схеме основных гидрогеологических подразделений в связи с локальным распространением данный горизонт не показан.

Водоупорный альбский горизонт (K₁al). Нижнемеловые нерасчлененные образования (Меловая просадка) залегают на вулканогенных отложениях александринской толщи и представлены глинами, аргиллитами, песчаниками, конгломератами, брекчиями. Водопроявления редки и связаны с песчаниками, конгломератами. На схеме основных гидрогеологических подразделений в связи с локальным распространением данный горизонт не показан.

Водоупорный батско-келловейский горизонт (J₂bt-k). Юрские отложения развиты в западной части территории листа (Орская депрессия) и представлены глинами пластичными, алевроитовыми, слюдястыми, с прослоями углистых глин, сидеритами, песчаниками. Мощность горизонта более 165 м.

Водоупорный карнийский горизонт (T₃k). Триасовые отложения развиты в западной части площади (Орская депрессия) и представлены глинами, аргиллитами с прослоями песчаников. Мощность горизонта 55 м. Горизонт на схеме не показан, так как не выходит на поверхность.

Водоносная нижнекаменноугольная (терригенно-карбонатная) зона (C₁). К водо-вмещающим толщам нижнего карбона отнесены известняки, известняковые конгломераты, песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы. В Орско-Халиловском межгорном артезианском бассейне они погружаются под покров юрских отложений Орской депрессии, а в Западно-Мугоджарско-Магнитогорской и Восточно-Мугоджарской гидрогеологических складчатых областях залегают в виде линейных складок субмеридионального простирания.

Восточный борт Орской депрессии сложен известняками и углисто-глинистыми сланцами, залегающими на глубинах 210-240 м. Подземные воды обладают напорами 180-300 м. Удельные дебиты составляют 0,2-2,4 л/с, коэффициент фильтрации 0,23 м/сут. Воды хлоридно-сульфатные натриевые, с минерализацией от 1,5 до 1,8 г/дм³, реже более 3 г/дм³. В северном борту Орской депрессии известняки выходят на поверхность, и питание подземных вод происходит за счет подрусловых вод р.Кумак. В этой части породы сильно обводнены и содержат пресные воды.

В Джусинско-Акжарской подзоне в разрезе преобладают углисто-глинистые сланцы, характеризующиеся весьма изменчивой водообильностью. По своим водно-физическим свойствам они близки к глинам. Глубина развития активной трещиноватости установлена по скважинам и равна 40 – 70 м. Естественные водопроявления из-за весьма слабой расчлененности площади развития водоносной толщи встречаются редко. Глубина залегания уровня подземных вод 1 - 19 м. Дебиты родников не более 0,01 - 0,5 л/с. Дебиты скважин достигают 0,04 - 4,63 л/сек, коэффициенты фильтрации 0,02 - 1,22 м/сут. Воды безнапорные. Химический состав вод гидрокарбонатный натриевый, хлоридный натриевый, с минерализацией 0,5-3 г/дм³.

В Джарлинско-Домбаровской подзоне отложения, подвергшиеся сильному тектоническому воздействию, имеют несколько повышенную водообильность. Удельный дебит - 0,3 л/с. Воды хлоридного натриевого состава с минерализацией до 0,5 г/дм³.

В целом подземные воды характеризуются повышенной минерализацией, весьма ограниченными ресурсами и не имеют большого практического значения, за исключением подземных вод тектонических зон.

Водоносная вендско-нижнекаменноугольная (осадочно-вулканогенная) зона (V-C₁). Подземные воды приурочены к сильно трещиноватым эффузивам и вулканогенно-осадочным породам девона – нижнего карбона. Описываемые породы представлены базальтами и их лавами, андезитами, трахитами, долеритами, туфами, также колчеданными рудами, туфопесчаниками, лавобрекчиями, кремнистыми сланцами, известняками. Подземные воды залегают в верхней трещиноватой зоне и вскрываются скважинами на различных глубинах. Глубина залегания подземных вод зависит от мощности рыхлых отложений глинистой коры выветривания. Проявления подземных вод очень редки и приурочиваются к приподнятым участкам эффузивного массива. Единичные родники имеют дебит 0,014 - 0,78 л/с. Воды гидрокарбонатные натриевые, хлоридные натриевые, минерализация 0,4-1,5 г/дм³. Скважинами водоносная зона вскрывается на глубине до 70 м. Воды безнапорные, уровни залегают на глубинах от 5 до 30 м. Удельные дебиты скважин изменяется от 0,003 до 0,23 л/с. В целом подземные воды эффузивной толщи можно использовать для водоснабжения небольших населенных пунктов.

Относительно водоносная ордовикско-нижнесилурийская (метаморфическая) зона (O-S₁) распространена в Восточно-Мугоджарской гидрогеологической складчатой области и представлена сланцами углисто-кремнистыми, кварц-хлоритовыми, слюдистыми, филлитами, фтанитами, туффитами, базальтами, их лавами и туфами. Породы - сильно метаморфизованные и сопровождаются большим количеством тектонических нарушений. Высокая степень метаморфизма привела к большей расланцованности пород и образованию трещин скольжения и сжатия в зонах тектонических подвижек. Результатом этого является слабая водоносность пород. Расходы родников достигают 0,3 л/с. Минерализация воды до 1 г/дм³, реже 1,2 - 3,2 г/дм³. Воды гидрокарбонатные натриевые, хлоридные натриевые, реже сульфатные. Подземные воды можно использовать для сельскохозяйственного и индивидуального водоснабжения только в бортовых частях речных долин, на остальной площади они не представляют практического интереса.

Относительно водоносная архейско-нижнерифейская (кристаллическая) зона (AR-R₁) распространена в Восточно-Мугоджарской гидрогеологической складчатой области. К водовмещающим породам отнесены плагиогнейсы, гранитогнейсы, гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мигматиты. Детально воды гнейсов изучались в верховьях р.Славенка с целью изыскания источника водоснабжения Киембаевского горного комбината. Было открыто Славенское месторождение пресных подземных вод с утвержденными в ТКЗ запасами по промышленным категориям в количестве 1,25тыс. м³/сут. Наиболее водообильная скважина вскрыла биотитовые гнейсы и амфиболиты, инъецированные гранитами. Дебит при понижении 1,4 м составил 6,0 л/с. Обнаженность пород и повышенная трещиноватость способствуют инфильтрации атмосферных осадков. Средний коэффициент фильтрации изменяется в пределах 0,037-1,05 м/сут. Подземные воды гидрокарбонатного магниевого состава, с минерализацией до 1 г/дм³. Подземные воды гнейсов представляют значительный интерес для целей водоснабжения различных объектов.

Водоносная рифейско-палеозойская (интрузивная) зона (γR-PZ) представлена гранитами, гранитогнейсами, граносиенитами, сиенитами, гранодиоритами. Вмещающими породами для всех служат эффузивы девона. Наиболее крупным гранитным массивом в Западно-Мугоджарско-Магнитогорской гидрогеологической складчатой области является Домбаровский. Подземные воды приурочены к верхней трещиноватой зоне мощностью от 40 до 90 м. Водообильность отложений весьма изменчива, дебиты колеблются от 0,05 до 5 л/с. Воды повышенной минерализации от 1,1 до 1,8 г/дм³. Развитие коры выветривания способствует формированию хлоридных натриевых и сульфатных натриевых вод. Большое поле гранодиоритов обрамляет Домбаровскую гранитную интрузию. Гранодиориты здесь отличаются повышенной водообильностью. Статические уровни залегают на глубине 1-15 м. Дебиты водообильных скважин от 1,5 до 4 л/с при понижении 1,5-10 м. По химическому составу воды смешанного типа, в основном гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,3 - 0,9 г/дм³, хлоридные натриевые с минерализацией 0,9 - 2 г/дм³. Питание вод происходит исключительно за счет атмосферных осадков.

В Восточно-Мугоджарской гидрогеологической складчатой области в пределах Ушкотинских гранитных интрузий скважины глубиной 33,0 - 92,0 м вскрывают подземные воды на глубинах 0,6-8,0 м. Дебит – 0,08 - 0,6 л/с. Воды пресные гидрокарбонатные с минерализацией до 0,5 г/дм³. Гранодиоритовые массивы в гидрогеологическом отношении изучены слабо. Еленовский массив небольшой. Развитые здесь неоген-четвертичные отложения способствуют повышению минерализации до 1,1 г/дм³. Дебиты составляют 0,12 - 0,37 л/с. К интрузиям данного возраста приурочено Ушкотинское месторождение пресных подземных вод с запасами по промышленным категориям в количестве 3,9 тыс. м³/сут. В целом подземные воды можно использовать для водоснабжения различных объектов.

Водоносная нижнерифейско-девонская (интрузивная) зона (ψR₁-D). Интрузивные образования представлены серпентинитами, дунитами, пироксенитами, габбро, и имеют

незначительное распространение. В данной зоне находится Киембаевское месторождение пресных питьевых вод с утвержденными в ТКЗ запасами по промышленным категориям 1,1 тыс. м³/сут. Водовмещающими породами Киембаевского массива являются в основном серпентиниты, сильно расланцованные и разбитые большим количеством тектонических нарушений на отдельные блоки. Мощность водоносной зоны составляет 40 - 50 м. Удельные дебиты изменяются в пределах 0,001- 0,3 л/с, коэффициенты фильтрации – 0,001-7,5 м/сут. По химическому составу воды относятся к хлоридно-гидрокарбонатному натриевому типу с минерализацией до 1г/дм³. Основной источник питания – атмосферные осадки. Подземные воды здесь используются для водоснабжения горнорудного предприятия.

10. 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 сорб-ционной способностью и средней геохимической устойчивостью.

Оценка геодинамической устойчивости ландшафтов проведена по степени их пораженности экзогенными геологическими процессами (ЭГП) [51]. При развитии нескольких процессов общая оценка территории дается по процессу, пораженность которым наибольшая.

Наиболее неблагоприятное воздействие на экологическую обстановку района оказывают следующие природные ЭГП: плоскостной смыв, боковая и линейная эрозии, карст активный, засоление, дефляция, суффозия.

Плоскостной смыв наблюдается при наличии перепада высот. Более интенсивно этот процесс проявляется при ливневых дождях и в период весеннего разрушения снежного покрова. Наиболее подвержены этому процессу пахотные земли, что приводит к невосполнимым потерям плодородного слоя.

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 Бол.Кумак, Орь, Камсак, Ащебутак (вблизи п. Ащибутак).

Линейная эрозия проявляется в возникновении и развитии овражно-балочной сети. Длина оврагов на площади составляет 143,68 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. Для 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 Орь и Бол.Кумак. Значительные площади эоловых отложений распространены по правобережью р. Бол.Кумак.

В районе широко развит процесс засоления почв, связанный с выносом легко растворимых солей из пород мезозойской коры выветривания. Засоление приводит к образованию солончаковых почв, неблагоприятных для посева сельскохозяйственных культур.

На площади листа находятся месторождения медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических руд (Барсучий Лог, Западно-Ащебутакское, Летнее, Осеннее, Весенне-Аралчинское, Зимнее, Левобережное, Еленовское), с которыми связаны природные аномалии тяжелых металлов в подземных водах (Cu, Zn, Pb, Hg, As). Содержания указанных металлов превышают предельно-допустимые концентрации (ПДК) и составляют для Летнего месторождения Cu-4,6 мг/л, Zn-7,6 мг/л, Pb-0,027 мг/л (до 8 ПДК); для Весеннего - Cu-1,7 мг/л, Zn-6,0 мг/л, Pb-0,068 мг/л, Hg-0,024 мг/л (до 8 ПДК); для Левобережного проявления - Cu-

3,0 мг/л, Zn-15,0 мг/л (до 8 ПДК). Кроме того, на площади находится ряд проявлений урана с активностью в 10-15 раз превышающую фоновую.

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. Около 30% площади занимают пахотные земли. 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.

Вблизи г. Ясного находится одно из крупнейших на Урале Киембаевское месторождение хризотил-асбеста. Годовая добыча открытым способом составляет 5 млн. т руды. Асбестовое волокно оценивается ныне как экологически вредное. На базе этого месторождения находится одноименный ГОК, где накоплено 80,200 млн. тонн промышленных отходов.

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 отнесена площадь Киембаевского хризотил-асбестового месторождения, одноименного ГОКа и г. Ясного, в пределах которой техногенные процессы интенсивно воздействуют на геологическую среду, а также площади месторождений Барсучий Лог, Летнее, Весенне-Аралчинское. Остальные территории с незначительной техногенной нагрузкой, в пределах которых развиты ландшафты геодинамически средней устойчивости, отнесены к благоприятным, а геодинамически малоустойчивые – к удовлетворительным.

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 распылители 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-40-ХІІ и северной части листа М-40-ХVІІІ в масштабе 1:200000 сводятся к следующему:

- на изученную территорию составлен комплект среднемасштабных карт, в который входят: геологическая карта, геологическая карта четвертичных образований, геологическая карта донеогеновых 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 рифейских, ордовикских, силурийских, девонских, каменноугольных, триасовых, юрских, меловых, палеогеновых, неогеновых, четвертичных образований;

- материалы ГДП-200 позволили установить развитие рифейских образований в пределах Восточномагнитогорской зоны;

- по новым сборам конодонтовой фауны удалось уточнить возраст рудовмещающей александринской толщи, его следует считать эйфельским; александринскую толщу можно сопоставлять с карамалыташской свитой и ярлыкаповской толщей западного борта Магнитогорского прогиба;

- в процессе проведения работ по ГДП-200 выявлены Славенское проявление молибдена, Саздинское проявление мелкочешуйчатого мусковита, Кугутыкское проявление редкоземельных элементов, Средне-Ушкотинская золоторудная зона. Саздинское проявление мелкочешуйчатого мусковита представлено нетрадиционным для России типом – в корях выветривания. На участке проявления в 2001г. начаты поисковые работы по самостоятельному проекту;

- выявлены закономерности размещения колчеданного оруденения, установлены контролирующие его факторы, поисковые признаки, на основании чего выделены прогнозируемые колчеданные поля и зоны с количественной оценкой прогнозных ресурсов;

- выделены прогнозируемые молибденовые рудные поля, вольфрам-молибденовое рудное поле, медно-молибденовая рудная зона, золоторудные зоны с количественной оценкой прогнозных ресурсов;

- дана прогнозная оценка изученной территории в отношении других металлических и неметаллических полезных ископаемых.

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

- возраст докембрийских толщ остается условным;

- возраст большинства стратиграфических подразделений недостаточно палеонтологически обоснован;

- характер геологических границ некоторых стратонов 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 цирконам, осмий-иридиевый, рубидий-стронциевый и др.

С целью укрепления минерально-сырьевой базы рекомендуются поиски медно-колчеданных и полиметаллических руд с применением новейших геофизических методов (электроразведка, микросейсмика и др.).

Наличие в районе молибденового месторождения Восток и ряда перспективных молибденовых проявлений ставит актуальной задачей технико-экономических и маркетинговых исследований с целью определения дальнейшего проведения поисковых и разведочных работ для обоснования молибденового ГОКа или малого горного предприятия.

Развитие частных горных предприятий и появление новых технологий (подземная или кучная гидродобыча) ставит задачу доизучения и переоценки медно-колчеданных, колчеданно-полиметаллических 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 корами выветривания – золота, редкоземельных элементов, каолина, мелкочешуйчатого мусковита.

Главной задачей дальнейших эколого-геологических работ является снижение негативных воздействий горных предприятий на окружающую среду. Для этого необходимо организовать мониторинг вод, почв и воздушной среды в зоне действия предприятий.

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.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абдулин А.А.* Металлогения Мугоджар. Алма-Ата, Наука, 1976, 280 с.
2. *Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ Уф НЦ РАН, 1998, 156 с.
3. *Баранов Э.Н.* Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. М., Наука, 1987, 296с.
4. *Беккер Ю.Р.* Историко-геологические комплексы докембрия Уральской складчатой области. Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, БФАН СССР, 1976, с. 14-22.
5. *Вейцлер Я.Я.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Мугоджарская. Лист М-40-ХII. Объяснительная записка. М., 1962, 130 с.
6. Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья, вып.7, ч.2. Изд-во Саратовского Университета, 1970, 174 с.
7. *Вострокнутов Г.А.* Теоретические основы методов нормирования содержаний элементов при геохимических исследованиях. Геохимия № 4, 1972, с. 479-498.
8. *Вострокнутов Г.А.* Метод интегрального «голосования» индикаторных концентраций элементов и его применение в поисковой геохимии. В сб.: «Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений». Фрунзе, 1975, с. 386-388.
9. Геология СССР, том XIII. Башкирская АССР и Оренбургская область. М.: Недра, 1964, ч.1, 200 с.
10. *Гидрогеология СССР.* Том XLIII, Оренбургская область. (Оренбургское гидрогеологическое управление). М.: Недра, 1972, 272 с.
11. *Грачев А.Ф.* Геоморфологический анализ при геохимических поисках полезных ископаемых (на примере Орь-Кумакского водораздела, Южный Урал). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Л., 1964, 17 с.
12. *Добрецов Н.Л. и др.* Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970, 432 с.
13. *Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972, 288 с.
14. *Занина И.Е., Лихачев Б.К.* Стратиграфический словарь СССР. Кембрий. Ордовик. Силур. Девон. Л.: Недра, 1975, 622 с.
15. *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. 252с.
16. *Иванов К.С., Смирнов В.М., Ерохин Ю.В.* Тектоника и магматизм коллизионной стадии (на примере Среднего Урала). Екатеринбург, 2000, 131с.
17. *Инструкция* по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М-во геологии СССР. М.: Недра, 1983, 191 с.
18. *Инструкция* по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. М.: 1995, 244 с.
19. *Клочихин А.В.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист М-40-VI. Объяснительная записка. М., 1960, 127 с.
20. *Корреляция* магматических комплексов Оренбургского Урала. И.А. Смирнова, В.Л. Черкасов, Г.Н. Мещерякова, В.Т. Тищенко, А.М. Ченцов. Свердловск: УрО АН СССР, 1989, с.74.
21. *Котляр В.Г.* Стратиграфический словарь СССР. Карбон. Пермь. Л.: Недра, 1977, 535 с.

22. *Лядский П.В., Галимов А.Г., Губанов Л.М.* Особенности локализации колчеданного оруденения в силурийско-девонских вулканогенных образованиях Джаилганского рудного поля (Южный Урал). В кн.: Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 160-167.

23. *Маслов А.В.* Осадочные последовательности типового разреза рифея: основные черты состава и строения, материалы к разработке седиментационных моделей// Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии: сб. научных трудов. Екатеринбург, УрОРАН, 1997, с. 98-111.

24. *Маслов В.А. и др.* Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала. Уфа: Уф. НЦ РАН, 1993, 217с.

25. *Материалы к палеогеографии Урала.* Г.А. Смирнов, Т.А. Смирнова, М.Л. Ключина, Л.В. Анфимов. Очерк 5. Франский век. М.: Наука, 1974. 218с.

26. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения /В.А.Прокин, В.М.Нечеухин, П.Ф.Сопко и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.

27. *Медноколчеданные* месторождения Урала: Геологическое строение/В.П.Прокин, Ф.П.Буслаев, М.И.Исмагилов и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988, 241с.

28. Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования/В.А.Прокин, И.Б.Серавкин, Ф.П.Буслаев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 304 с.

29. *Методическое* руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. 2-е изд., перераб. М, 1989. Части 1-5.

30. Проблемы стратиграфии Урала. Часть IV. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, 60 с.

31. Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января, 1998г. Неметаллы. М., 1999, 127 с.

32. Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 1998г. Цветные и редкие металлы. М., 1999, 124 с.

33. *Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я.* Гранитоиды Южного Урала. М.: Наука, 1988, 208 с.

34. *Самаркин Г.И., Калеганов Б.А., Самаркина Е.Я.* Калий-аргоновый возраст сосуществующих биотита и амфибола гранитоидов ойсылкаринского, южно-магнитогорского, кайрактинского и борлинского комплексов (Южный Урал). Ежегодник ИГиГ УрО РАН за 1997-1998г. Екатеринбург, 1998. С. 162-163.

35. *Самаркин Г.И., Калеганов Б.А., Самаркина Е.Я.* Калий-аргоновый возраст амфиболов метаморфических и интрузивных пород Домбаровского блока (Южный Урал). Ежегодник ИГиГ УрО РАН за 1998г. Екатеринбург, 1999. С. 241-243.

36. *Серавкин И.Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986, 266с.

37. *Сигов А.П.* Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969, 296 с.

38. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала. Екатеринбург: (мезозой, кайнозой) ГКПОАО УПЭ, 1997, 139 с.

39. *Формирование* земной коры Урала. Иванов С.Н., Пучков В.М., Иванов К.С. и др. М., Наука, 1986, 248с.

Фондовая

40. *Анисимова О.И. и др.* Отчет о государственной гидрогеологической съемке листа М-40-ХII (1960-1961 гг., 1964-1965 гг.). Т. 1-6. ФГУ «ОТФГИ», 1966.

41. *Бакиров Г.Ш.* Отчет о результатах общих поисков медных руд на глубоких горизонтах района Западно-Ащебутакского месторождения в 1982-84 гг. Домбаровский и Новоорский районы. М-40-35. Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1984.

42. *Бакиров Г.Ш.* Отчет о результатах поисковых работ на медные руды на Иссыргужинско-Караусской и Новоорской площадях в 1985-1990 гг. Т. 1-6. ФГУ «ОТФГИ», 1990.

43. *Балдин В.Ф. и др.* Отчет Центральной геохимической партии по работам 1973-76 гг. по объекту: «Систематизация материалов геохимических исследований вулканогенных пород в пределах листа М-40-ХІІ и совершенствование методики проведения геохимических поисков применительно к условиям Оренбургского Урала по состоянию на 1.01.76г. М-40-ХІІ. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1976.

44. *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 «ОТФГИ», 1999.

45. *Беккер Ю.Р., Акимова Г.Н.* Корреляция верхнедокембрийских отложений отдельных горнорудных районов складчатого обрамления Русской платформы. Окончательный отчет по теме 872 за 1976-79 гг. Т.1 и 2. ФГУ «ОТФГИ», 1979.

46. *Березницкая Р.Я., Губанов Л.И.* Отчет Ново-Орской бокситовой партии за 1962-63 гг. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1964.

47. *Богомол А.А. и др.* Геологическое строение, полезные ископаемые и ураноносность Домбаровско-Среднеорского рудного района в Мугоджарах/Отчет о результатах работ Кошенсаиского отряда за 1968г. Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1969.

48. *Бойко Л.Ф.* Отчет о результатах общих поисковых работ на каменные угли на площади Акжарского грабена в 1977-1980г.г. (восточная часть Оренбургской области). Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1980.

49. *Видюков Н.Т.* Опорная легенда Госгеолкарты-200 (Южно-Уральская серия) для территории Оренбургской области. Объяснительная записка. Т. 1 и 2. ФГУ «ОТФГИ», 1998.

50. *Виноградов А.М.* Совершенствование методики геофизических и геохимических исследований при прогнозировании и поисках медноколчеданных месторождений на Южном Урале (1969-1972гг.).г.Орск,1972.

51. *Гаряинов В.А.* Изучение и прогнозирование геологических процессов Оренбургской области. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1981.

52. *Грачев Г.А. и др.* Отчет Курмансайской партии о результатах поисково-съемочных работ, проведенных в Домбаровском районе Оренбургской области в 1967-1970 гг. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1971.

53. *Грачев Г.А., Скалкин А.Ф. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые района верхнего течения р. Домбаровка (Отчет Курмансайской геолого-поисковой партии за 1971-1972 гг.) Т. 1-2, ФГУ «ОТФГИ», 1973

54. *Грачев Г.А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Боярского участка (Отчет Курмансайской геолого-поисковой партии по работам в Домбаровском рудном районе за 1973-1974 гг.) Т. 1-2, ФГУ «ОТФГИ», 1975

55. *Грицаюк Е.Ф. и др.* Отчет о проведении поисковых литогеохимических работ масштаба 1:50 000 в пределах Ащебутакско-Тастыбутакской, Джусинско-Малдыгулсайской металлогенических подзон, Суундук-Адамовской металлогенической зоны и геохимического районирования площади Орского Зауралья в масштабе 1:200 000. М-40-ХІІ (листы М-40-35 и М-40-36). Т. 1-2, ФГУ «ОТФГИ», 1972.

56. *Грицаюк Е.Ф. и др.* Отчет о результатах поисковых литогеохимических работ масштаба 1:50 000 в пределах Учалинско-Тастыбутакской, Суундук-Адамовской, Еленовско-Кумакской металлогенических зон и геохимическом районировании Мугоджарской и Уралтауско-Присакмарской металлогенических зон масштаба 1:200 000. Т. 1-2, ФГУ «ОТФГИ», 1973.

57. *Губанов Л.И., Пономарева Р.П.* Отчет о работах по изучению и оценке рудоносности глубоких горизонтов западного крыла Джаилганской структуры за 1971-1974 гг. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1975.

58. *Золотарев Н.И.* Отчет о результатах комплексных работ, выполненных на Ушко-тинской площади в 1991-96г.г. с целью подготовки геофизической основы масштаба 1:25 000 для ГКК-50. Т. 1-2. ФГУ «ОТФГИ», 1998.

59. *Каталог* радиометрических аномалий Оренбургской области. Лист М-40. ФГУ «ОТФГИ», 2001.

60. *Каюмов И.Ф.* Отчет о результатах поисковых работ на Акжарской и Западно-Акжарской площадях и поисково-оценочных работ на рудопрооявлениях «Южно-Акжарское», «Новое», «Безымянное» и «Аномалия IX» в 1984-89 гг. Ясенский р-н, М-40-35-Г, М-40-36-В и М-40-47-Б. Т. 1-5. ФГУ «ОТФГИ», 1989.

61. *Каюмов И.Ф. и др.* Отчет о доразведке Летнего медноколчеданного месторождения с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.92 г. Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1995.

62. *Каюмов И.Ф.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Акжарской группе медноколчеданных рудопрооявлений («Промежуточное», «Мазарское» и северный фланг рудопрооявления «Аномалия –IX») в 1990-1996 гг. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1996.

63. *Контарь Е.С. и др.* Геологическое строение Еленовской полосы вулканитов. Т₁+3. ФГУ «ОТФГИ», 1972.

64. *Контарь Е.С., Мамедов М.Д.* Отчет о результатах поисковых работ на медь, цинк и свинец, проведенных в 1967-1972гг. в пределах Еленовской эффузивно-осадочной полосы (предварительная оценка геофизических и геохимических аномалий). М-40-48. Т. 1-2. ФГУ «ОТФГИ», 1972.

65. *Коротин А.С.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на хризотил-асбест, произведенных Брацлавским отрядом в 1962-63гг. на ультраосновных массивах Восточного Оренбуржья (Аккаргинском, Аниховском, Шандашинском, Брацлавском). Т. 1-2. ФГУ «ОТФГИ», 1964.

66. *Краснова В.Н., Тальнов Е.С., Репин В.С.* Процессы метаморфизма и метасоматоза домезозойских пород Суундук-Камсакского междуречья. Отчет Базарбайской тематической партии за 1964-1966 гг. Т.1 и 2. ФГУ «ОТФГИ», 1966.

67. *Краснова В.Н., Репин В.С.* Изучение метаморфизма и метасоматоза палеозойских отложений западной части Магнитогорского прогиба и юга Уралтауского антиклинория (Отчет Таналыкской тематической партии за 1973-1975 гг.) Т.1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1962.

68. *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. часть). (Отчет Кумакского отряда Теренсайской партии по результатам ГДП-200 за 1995-2001гг.) Т.1 и 2. ФГУ «ОТФГИ», 2002.

69. *Лядский П.В. и др.* Геологическое строение юго-западной части Адамовского района (Отчет Киембаевской геолого-съемочной партии о результатах государственной геологической съемки масштаба 1:50 000. Планшеты М-40-36-Б, М-40-24-В, Г). Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1966.

70. *Лядский П.В., Якобс Е.И. и др.* Геологическое строение водораздела рек Кумак и Киембай (Отчет Ореховской геолого-съемочной 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 1967-70 гг.). Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1970.

71. *Лядский П.В., Дюков А.В., Тесаловская Ю.П. и др.* Геологическое строение Домбаровского рудного района (отчет Джаилганской партии за 1974-1977гг. по глубинному геологическому картированию территории листов М-40-47-Б (восточная половина), М-40-47-Г (восточная половина), М-40-48-А и М-40-48-В (западная половина) в масштабе 1:50 000. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1977.

72. *Лядский П.В., Абрамович В.В., Тесаловская Ю.П. и др.* Геологическое строение района среднего течения р.Кумак (Отчет Джаилганской партии за 1977-79гг. по глубинному геологическому картированию территории листов М-40-36-А и М-40-35-Б (восточная половина) в масштабе 1:50 000. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1979.

73. *Лядский П.В., Говорухина З.Г., Абрамович В.В. и др.* Отчет по глубинному геологическому картированию масштаба 1:50 000 территории листов М-40-35-Г (восточная половина) и М-40-36-В (с.Акжарское) в Домбаровском рудном районе в 1980-1982 гг. Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1982.

74. *Лядский П.В., Абрамович В.В., Говорухина З.Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Теренсайского рудного района. Отчет Джаилганской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:50 000, проведенного в 1983-1987гг. в Теренсайском рудном районе. Т. 3. ФГУ «ОТФГИ», 1987.

75. *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 1988-1995гг. на Шилдинской площади. Листы М-40-11-Б-б,г; Г-б,г; 12-А,Б. Т. 6. ФГУ «ОТФГИ», 1995.

76. *Малютин З.А.* Отчет по теме: «Литолого-петрографическая характеристика мезокайнозойских отложений Орской, Приирендыкской, Баймакской, Алимбетовской и Донской депрессий (Структурные особенности Орского Урала и стратиграфических отложений). Т. 1 и 2. ФГУ «ОТФГИ», 1957.

77. *Меньшиков Ю.П., Никишева Г.Н., Щербукова С.В.* Отчет о геофизических работах, проведенных в Домбаровском и Гайском районах Оренбургской области в 1972 г. Т. 1 и 2. ФГУ «ОТФГИ», 1973.

78. *Миронов Е.В., Садкина Е.В.* Отчет о производстве поисковых работ на каолины, проведенных в восточной части Оренбургской области в 1969-1974гг. Т. 1-2. ФГУ «ОТФГИ», 1978.

79. *Наумов А.Д., Тищенко В.А., Шилкин А.Н.* Геоморфология и шлиховое опробование юго-западной части Орского Зауралья (Территории листов М-40-VI и М-40-XII). Промежуточный отчет о работе тематической геоморфологической партии по составлению геоморфологической карты и карты шлихового опробования Орского Зауралья в масштабе 1:200 000 за 1961г. Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1962.

80. *Никитин И.И., Лядский П.В. и др.* Геологическое строение восточной части Домбаровского района (планшеты М-40-48-А, М-40-48-Б; М-40-48-В; М-40-48-Г, М-40-36-Г, М-41-37-А). Геологический отчет Киембаевской геолого-съемочной партии за 1959-62 гг. Т. 1и 2. ФГУ «ОТФГИ», 1963.

81. *Никифоров А.В. и др.* Отчет по теме: Составление сводных карт физических полей восточной части Оренбургской области как основа прогнозных карт на медь и полиметаллы» т.1-6. ФГУ «ОТФГИ» 1977.

82. *Новиков М.Ф. и др.* Еленовское медно-турмалиновое месторождение. Отчет о геологоразведочных и поисковых работах Еленовской ГРП за 1949-1951 гг. Ясенский район, М-40-36. Т. 1 и 2. ФГУ «ОТФГИ», 1952.

83. *Паспорта* месторождений и проявлений Оренбургской области. Лист М-40-XII. ФГУ «ОТФГИ», 2001.

84. *Пастушенко А.Я.* Отчет о результатах геофизических работ масштаба 1:25 000 с целью поисков месторождений каменного угля в пределах Акжарского грабена в 1986-1988 гг. Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1988.

85. *Полуэктов А.Т. и др.* Отчет о разведке Весенне-Аралчинского медноколчеданного месторождения на Южном Урале за 1963-72 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1-Х-1972 г. Домбаровский район и Актюбинская область Казахстана, М-40-59-Б. Т. 1-14. ФГУ «ОТФГИ», 1972.

86. *Полуэктов А.Т. и др.* Отчет о разведке Летнего медноколчеданного месторождения на Южном Урале за 1969-74 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1 мая 1974 г. Т. 1-16. ФГУ «ОТФГИ», 1974.

87. *Посталовский М.А. и др.* Отчет о проведении поисково-оценочных работ на Акжарском рудопроявлении меди в 1982-84 гг. Ясенский район, М-40-35-Г. Т. 1-5. ФГУ «ОТФГИ», 1984.

88. *Посталовский М.А. и др.* Отчет о результатах детальных поисков медных руд в северной части Еленовской структуры в 1981-84 гг. Светлинский и Домбаровский районы М-40-48. Т. 1-5. ФГУ «ОТФГИ», 1984

89. *Посталовский М.А. и др.* Отчет о разведке колчеданно-полиметаллического месторождения «Барсучий Лог» на Южном Урале за 1976-85 гг. с подсчетом запасов по состоянию геологоразведочных работ на 1 декабря 1985г. Новоорский район М-40-36-А. Т. 1-16. ФГУ «ОТФГИ», 1986.

90. *Посталовский М.А.* Отчет о проведении поисковых работ на мрамор в Джарлинском грабене в 1991-1996 гг. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1996.

91. *Посталовский М.А.* Отчет о проведении поисков каменного угля в пределах Малдыгулсайской синклинали в 1991-1997 гг. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1997.

92. *Путин М.С., Кофман Д.С. и др.* Отчет о результатах геолого-поисковых и поисково-ревизионных работ на слюду-мускавит, проведенных в Адамовском, Домбаровском, Кваркенском и Светлинском районах Оренбургской области (Неметаллическая партия, 1961-1964гг.). Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1965.

93. *Репин Л.М., Лынов А.Е.* Отчет о результатах поисковых работ на Курмансайской структуре и рудопроявлении Лучистом (1972-75 гг.). Домбаровский р-н М-40-47-Г и М-40-48-В. Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1975.

94. *Рихтер Я.А., Кригер М.А.* Геологическое строение палеозойского фундамента Орского Зауралья (Отчет по теме «Составление сводной геологической карты Орского Зауралья») Т. 1 и 2. ФГУ «ОТФГИ», 1963.

95. *Рихтер Я.А., Кригер М.А.* Стратиграфия, литология и фации девонских вулканогенных образований Теренсайско-Тюлькубайской зоны Магнитогорского мегасинклинория (Отчет Камсакской партии по теме: «Корреляция разрезов девонских вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций восточного склона Южного Урала за 1967-69 гг.») Т. 1 и 2. ФГУ «ОТФГИ», 1969.

96. *Родионова В.Н.* Отчет по поисково-разведочным работам для водоснабжения совхоза «Полевой» за 1973-74гг. Т. 1-2. ФГУ «ОТФГИ», 1974.

97. *Русиняк Н.М., Толстов В.С.* Отчет о производстве поисковых и поисково-оценочных работ на флангах и рудных полях Весенне-Аралчинского и Осеннего месторождений, поисковых участках с проверкой геофизических и геохимических аномалий в Домбаровском рудном районе за 1979-81гг.. Домбаровский р-н М-40-47-В, -48-А, В, -59-Б. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1981.

98. *Садкина Е.В.* Отчет о детальной разведке подземных вод Ушкотинского участка для водоснабжения р.ц. Домбаровский. Т. 1-2. ФГУ «ОТФГИ», 1974.

99. *Садкина Е.В.* Отчет о результатах поисков и детальной разведки Киембаевского месторождения подземных вод для водоснабжения пос. Ясный за 1974-1975гг. Т. 1-2. ФГУ «ОТФГИ», 1975.

100. *Свиридов А.И. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Левобережном месторождении и детальных поисков в его окрестностях в 1980-84 гг. Домбаровский район, М-40-48-А. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1984.

101. *Сементин В.П.* Отчет о проведении поисково-оценочных работ на рудопроявлении «Аномалия-1» за 1990-1993 гг. Т. 1-7. ФГУ «ОТФГИ», 1993.

102. *Синельников В.Ф. и др.* Отчет по теме: «Обобщение результатов геологоразведочных и поисковых работ на Киембаевском массиве ультрабазитов, проведенных в 1959-1968 гг. с подсчетом запасов асбеста, никеля и талько-магнезитов». Т. 1 и 2. ФГУ «ОТФГИ», 1970.
103. *Смирнова И.А. и др.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. Камсак (Отчет Домбаровской геолого-съёмочной партии за 1961-63 гг.). М-40-35-Г, М-40-47-Б, Г. Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1963.
104. *Смирнова И.А., Черкасов В.Л. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Орь-Кумакского междуречья (Отчет Можаровской геолого-поисковой партии за 1964-65 гг.). М-40-35-А, М-40-35-В-а, б. Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1966.
105. *Смирнова И.А., Черкасов В.Л.* Магматические комплексы Бриентско-Ащебутакского антиклинория и сопредельных районов, их петрология и металлогения. (Отчет по теме: «Изучение комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов Ащебутакского антиклинория по аксессуарным минералам и элементам»). Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1972.
106. *Смирнова И.А.* Ащебутакский интрузивно-вулканический комплекс, его петрология и металлогения. Дисс. канд. г.-м. наук. Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1976.
107. *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 золото. (Отчет Южно-Уральской партии за 1982-87 гг.) Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1987.
108. *Степанова Г.А.* Отчет по теме «Фаунистическое обоснование возраста вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ восточного борта Магнитогорского прогиба за 1978-1981 гг.», Т. 4. ФГУ «ОТФГИ», 1981.
109. *Сульковская А.Г. и др.* Геологическое строение района нижнего течения рек Б.Кумак и Орь. Отчет Можаровской геолого-съёмочной партии за 1957-1958 гг. М-40-35-А, В. Т. 1-5. ФГУ «ОТФГИ», 1959.
110. *Тапалов Е.Д., Чокин Р.Р.* Геоморфология и антропогенные отложения листа М-40-ХVIII. (Отчет Северо-Мугодзарского отряда по исследованиям 1961 г.). Т. 1-2. ФГУ «ОТФГИ», 1962.
111. *Тесаловский М.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. ФГУ «ОТФГИ», 1967.
112. *Тищенко В.А., Юшина З.А.* Отчет Шлиховой партии по теме: «Составление прогнозной карты восточной части Оренбургской области на россыпное золото в масштабе 1:200 000» (за 1978-81 гг.). Т. 1-2. ФГУ «ОТФГИ», 1981.
113. *Тищенко В.Т., Смирнова И.А.* Составление геологических карт масштаба 1:200 000 восточной части Оренбургской области (Отчет Южно-Уральской партии за 1989-1995 гг.). Т. . ФГУ «ОТФГИ», 1995.
114. *Турманидзе А.Т. и др.* Отчет о геолого-поисковых работах на «Северо-Восточной» и «Юго-Западной» рудных зонах Нижне-Ушкатынского участка «Поток» за 1972-73 гг. Домбаровский район, М-40-48. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1973.
115. *Хан И.С. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Зимнем медно-колчеданном месторождении в 1989-90 гг. Ясенский район М-40-36-В. Т. 1-8. ФГУ «ОТФГИ», 1990.
116. *Хан И.С. и др.* Отчет о проведении поисковых работ на Аул-Кумакской площади в 1987-91 гг. Домбаровский район М-40-36. Т. 1-6. ФГУ «ОТФГИ», 1991.
117. *Хан И.С. и др.* Отчет о проведении поисковых работ на Кустарниковой площади в 1988-93 гг. Домбаровский район. М-40-36. Т. 1-5. ФГУ «ОТФГИ», 1993.

118. *Хисматуллин И.А., Зинченко Г.П.* Отчет о разведке Кумакского месторождения подземных вод для водоснабжения Киембаевского горно-обогатительного комбината и г.Ясного Оренбургской области с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.82 г. Т. 1-5. ФГУ «ОТФГИ», 1982.

119. *Ченцов А.М., Котунов А.Я. и др.* Отчет по теме: «Оценка и учет прогнозных ресурсов категорий Р3, Р2, Р1 основных твердых полезных ископаемых Оренбургской области по состоянию на 01.01.1998г. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1999.

120. *Черкасов В.Л., Смирнова И.А. и др.* Геологическое строение бассейна среднего течения реки Б.Кумак (Отчет Домбаровской геолого-съемочной партии за 1963-1965 гг.). М-40-35-Б, М-40-36-А. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1965.

121. *Черкасов В.Л. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р.Орь (Отчет Боярской геолого-съемочной партии за 1968-1970 гг.). Листы М-40-47-В, М-40-47-А, М-40-35-В. Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1971.

122. *Черкасов В.Л. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Ащебутакского рудного района (Отчет Боярской партии по поисковым работам и составлению геологических карт масштаба 1:10 000 за 1971-1974 гг.). Т. 1 и 2. ФГУ «ОТФГИ», 1974.

123. *Черкасов В.Л. и др.* Прогнозная оценка Оренбургской части Южного Урала на медь и полиметаллы (Отчет по теме: «Составление прогнозных карт на медь и полиметаллы масштаба 1:100 000 на территорию Оренбургской части Южного Урала») Т. 1-5. ФГУ «ОТФГИ», 1977.

124. *Черкасов В.Л.* Разработка программы основных направлений геологоразведочных работ на 1986-1990 гг. и на перспективу до 2000 г. по территории деятельности ПГО «Оренбурггеология» (твердые полезные ископаемые). Т. 1 и 2. ФГУ «ОТФГИ», 1985.

125. *Черкасов В.Л.* Оценка и геолого-экономический анализ прогнозных ресурсов категорий Р3, Р2, Р1 основных твердых полезных ископаемых Оренбургской области по состоянию на 01.01.1993 г. Т. 1-6. ФГУ «ОТФГИ», 1993.

126. *Черняхов В.Б., Балдин В.Ф., Долгов Н.И. и др.* Отчет Центральной геохимической партии по работам 1970-1973гг. по объекту «Обобщение материалов геохимических поисков колчеданных месторождений по ореолам в вулканогенных породах палеозоя на уровне эрозионного среза на площади М-40-ХП». Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1973.

127. *Шагалов Г.А. и др.* Геологическое строение и ураноносность мезокайнозойских отложений Орской депрессии (Отчет Кошенсайской партии № 73 по работам 1973-1975 гг.). Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1975.

128. *Шимкова Т.А.* Карта гидрогеологических аномалий восточной части Оренбургской области масштаба 1:200 000-1:50 000 и методика интерпретации результатов гидрогеохимических исследований. Т. 1-9. ФГУ «ОТФГИ», 1967.

129. *Шевцова Л.Ф., Луговая Т.А., Булгаков А.В.* Легенда Южно-Уральской серии листов государственной гидрогеологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. (Отчет Центрально-Оренбургской гидрогеологической партии). Т. 1 и 2. ФГУ «ОТФГИ», 2001.

130. *Шмельков Н.Т. и др.* Отчет о геолого-структурном картировании и поисках медно-колчеданных месторождений масштаба 1:10 000 в бассейне среднего течения р.Кумак за 1976-78 гг. Т. 1-3. ФГУ «ОТФГИ», 1978.

131. *Шмельков Н.Т.* Поиски россыпей золота на Ащебутакском участке в 1989-1990гг. Отчет Хмелевской партии. Т. 1 и 2. ФГУ «ОТФГИ», 1990.

132. *Шмельков Н.Т.* Поиски месторождений стекольных песков в Кувандыкском и Домбаровском районах Оренбургской области в 1991-1993 гг. Отчет Хмелевской партии. Т. 1-5. ФГУ «ОТФГИ», 1993.

133. *Шмельков Н.Т.* Поиски первичных каолинов в пределах Нижнеушкотинской, Верхнеушкотинской, Восточно-Котансинской, Желтысайской, Кошенсайской прогнозных

площадей в Домбаровском и Светлинском районах Оренбургской области в 1994-1998гг. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», 1998.

134. *Шмельков Н.Т.* Оценочные работы на Южно-Ушкотинском проявлении первичных (элювиальных) каолинов в Домбаровском районе Оренбургской области в 1999-2001гг. Отчет Орской партии. Т. 1-8. ФГУ «ОТФГИ», 2001.

135. *Щеглов И.Е.* Отчет о результатах геолого-поисковых и поисково-разведочных работ, проведенных на молибденовом месторождении «Восток» в Домбаровском районе Оренбургской области в 1964-1970 гг. Т. 1-7. ФГУ «ОТФГИ», 1971.

136. *Щепетнов В.Е., Бойко Л.Ф.* Отчет о результатах поисковых работ на Караусском и Акжарском участках в 1972-73 гг. Домбаровский и Новоорский районы М-40-35. Т. 1-5. ФГУ «ОТФГИ», 1974.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа М-40-ХП и северной части листа М-40-ХVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К-коренное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
1	2	3	4	5	6
		Твердые горючие ископаемые			
		Уголь каменный			
IV-3	11	Домбаровское Металлические ископаемые	К	83	Законсервировано
		Черные металлы			
		Железо			
I-1	3	Новоорское (Яшкина мельница)	К	83	Разведано
		Цветные металлы			
		Медь, цинк			
III-2	3	Летнее	К	83, 71	Эксплуат.
III-3	10	Осеннее	К	83, 71	Разведано
V-2	3	Весенне-Аралчинское	К	83, 71	»
		Медь, цинк, свинец			
I-3	10	Барсучий Лог	К	83, 72	Эксплуат.
		Медь, молибден			
III-4	15	Еленовское	К	83, 88	Разведано
		Никель, кобальт			
III-4	7	Киембаевское (Афанасьевское)	К	83, 119	»_»
		Редкие металлы			
		Молибден			
V-3	8	Восток	К	83, 135	»
		Неметаллические ископаемые			
		Химическое сырье			
		Известняк, флюс			
I-2	7	Акжарское	К	83	Разведано
IV-4	14	Ушкотинское	К	83	»
		Керамическое и огнеупорное сырье			
		Каолин			
IV-1	9	Архангельское	К	83	Разведано
IV-2	1	Домбаровское	К	83	»
V-4	1	Южно-Ушкотинское	К	134	»
		Доломит огнеупорный			

1	2	3	4	5	6
I-4	2	Мечетинское	К	83	»
		Горнотехническое сырье			
		Асбест хризотилловый			
III-4	5	Киембаевское	К	83, 119	»
		Строительные материалы			
		Магматические породы			
		Гранит			
II-4	3	Каменная балка	К	83	Разведано
IV-3	10	Ушкотинское	К	83	»
		Диабаз			
IV-3	2	Курмансайское	К	83	»
		Туфы			
III-4	14	Еленовское	К	83	
		Карбонатные породы			
		Известняк			
I-1	2	Кумакское	К	83	»
III-4	13	Еленовское	К	83	»
		Подземные воды			
		Питьевые			
		Пресные			
II-4	15	Славенское		99	Эксплуатируется
III-4	3	Киембаевское		99	»
IV-3	12	Ушкотинское Центральное		98	»
IV-3	13	Ушкотинское Северное		98	»

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа М-40-ХІІ и северной части листа V-40-ХVІІІ Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К-коренное, Р-россыпное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
1	2	3	4	5	6
		Металлические ископаемые			
		Благородные металлы			
II-1	11	Золото	Р	131	Непромышленная россыпь
		Неметаллические ископаемые			
		Строительные материалы			
		Глинистые породы			
		Глины кирпичные, черепичные и гончарные			
III-4	22	Верхне-Киембаевское	К	83	Разведано
		Обломочные породы			
		Песок строительный			
III-3	12	Киембаевское	К	83	Разведано
IV-3	16	Домбаровское	К	83	Разведано
		Подземные воды			
		Питьевые			
		Пресные			
I-3	19	Кумакское		118	Разведано
IV-1	13	Полевое		96	Эксплуатируется
IV-1	14	Новохуторское		96	Эксплуатируется

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, щлиховых потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), гидрохимических аномалий (ГДХА), геофизических аномалий (МЗТ – метода заряженного тела, МППС – метода переходных процессов в скважинном варианте), показанных на карте полезных ископаемых листа М-40-ХII и северной части листа М-40-ХVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
1	2	3	4	5
Твердые полезные ископаемые				
Уголь каменный				
II-2	6	Западно-Акжарское	[48]	П
IV-2	9	Малдыгулсайское	[91]	П
Уголь бурый				
III-1	3	Скважина № 64	[121]	П
IV-1	2	Скважина № 69	[121]	П
Металлические ископаемые				
Черные металлы				
Железо				
I-2	3	Скважина № 115	[72]	ПМ
II-3	1	Скважина № Б-7	[130]	ПМ
II-3	11	Тюлькубайское	[117]	П
Марганец				
II-3	6	Северо-Исимбайское	[73]	П
II-3	17	Кукбуктинское	[73]	П
Хром				
III-3	8	Обн. 4324К	[71]	ПМ
Титан				
II-3	5	Скважина 8597	[73]	ПМ
Титан, цирконий				
III-1	2	Тюлинское	[132]	П
IV-1	8	Кужанберлинское	[132]	П
IV-1	11	Боярское	[132]	П
Цветные металлы				
Медь				
I-2	2	Северо-Караусское	[136]	П
IV-4	8	Кызыл-Аше	[80]	П
Медь, цинк				
I-1	7	Иссиргужинское	[83]	П
I-3	11	Аул-Кумакское	[72]	П
II-1	1	Можаровское	[123]	П
II-1	3	Шн-419	[123]	П
II-1	5	Аномалия X	[123]	П
II-1	6	Северо-Восточное	[123]	П

1	2	3	4	5
II-1	7	Аномалия XIV	[123]	П
II-1	8	Центральное	[123]	П
II-1	10	Западно-Ащebutакское	[83]	П
II-1	12	Заречное	[123]	П
II-1	14	Ащebutак I	[123]	П
II-2	10	Бурожелезняковое	[60]	П
II-2	11	Новое	[60]	П
II-2	13	Аномалия IX	[60]	П
II-2	14	Акжарское	[60]	П
II-2	15	Мазарское	[60]	П
II-2	16	Южное	[60]	П
II-3	3	Ретрансляторное	[73]	П
II-3	4	Зимнее	[115]	П
II-3	7	Исимбайское	[73]	П
II-3	14	Кустарниковое	[73]	П
III-2	7	Левобережное	[100,83]	П
III-3	4	Сурчиное	[71]	П
III-3	5	Западно-Джаилганское	[71]	П
III-3	9	Водопадное	[71]	П
IV-1	12	Майское	[83]	П
IV-2	2	Лучистое	[71]	П
IV-2	3	Курмансайское	[71]	П
IV-2	7	Тассайское	[123]	П
IV-2	10	Домбаровское II	[71]	П
IV-2	12	Малдыгулсайское	[71]	П
IV-3	4	Посадское	[123]	П
I-1	1		[126]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации (2) меди и цинка.
I-1	4		[128]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди, цинка, молибдена.
I-1	5		[126]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации (1) меди и цинка.
I-1	8		[128]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди, цинка, молибдена.
I-1	9		[126]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации (2) меди, цинка и свинца.
I-1	10		[128]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации цинка и мышьяка.
I-2	1		[55]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) меди.
I-2	5		[126]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации (1) меди, цинка, свинца.

1	2	3	4	5
I-2	8		[55]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) меди.
I-3	3		[72]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации (1) меди и цинка.
I-3	6		[72]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации (1) меди, цинка, свинца.
I-3	10		[72]	МЗТ. Аномалия метода заряженного тела.
I-3	13		[72]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации меди (2), цинка (1), свинца (1).
II-1	2		[55]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) меди, свинца и цинка.
II-1	4		[43]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации (2) меди, свинца и цинка.
II-1	9		[128]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди и цинка.
II-1	13		[128]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди и цинка, молибдена, сульфат-иона.
II-2	1		[55]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) меди..
II-2	9		[73]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации меди (3), цинка (1), свинца (1).
II-3	2		[73]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации меди (2), цинка (1).
II-3	8		[73]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации (1) меди и цинка.
II-3	9		[73]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации (1) меди, цинка и свинца.

1	2	3	4	5
III-1	5		[43]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации (1) меди и цинка.
III-2	1		[128]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди, цинка, молибдена.
III-2	2		[56]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) меди и молибдена.
III-2	4		[128]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди, цинка, молибдена.
III-2	5		[71]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди, цинка, молибдена, мышьяка.
III-2	6		[71]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди, молибдена, сульфат-иона.
III-3	1		[56]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) меди, цинка.
III-3	2		[56]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) меди, цинка.
III-3	3		[71]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации меди (2) и цинка (1).
IV-1	4		[128]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации молибдена, цинка, меди.
IV-1	6		[43]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации (1) меди и цинка.
IV-1	10		[56]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) меди и цинка.
IV-2	4		[128]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди, цинка, молибдена.
IV-2	5		[71]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации меди (2) и цинка (1).
IV-2	6		[71]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди и молибдена.
IV-3	1		[56]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (2) меди.

1	2	3	4	5
IV-3	5		[71]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди, цинка и молибдена.
IV-3	8		[71]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди, цинка и молибдена.
Медь, цинк, свинец				
I-2	6	Радужное	[72]	П
I-3	1	Аномалия 1	[72]	П
I-3	2	С-2707	[72]	П
I-3	4	Южно-Карабутакское	[72]	П
I-3	7	Междуреченское	[72]	П
I-3	9	Р-414	[72]	П
II-3	3	Ретрансляторное	[72]	П
I-2	4		[72]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации (1) меди, цинка и свинца.
I-2	9		[72]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации меди (2), цинка (1) и свинца (1).
I-3	12		[72]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди, свинца.
I-3	14		[72]	МППС. Аномалия метода переходных процессов в скважинном варианте.
Медь, молибден				
III-4	9	Восточная зона	[88]	П
III-4	16	Участок № 3	[88]	П
IV-4	3	Тритикольское	[88]	П
IV-4	10	Ушкотинское	[88]	П
III-3	7	Джаилган	[71]	П
IV-2	13	Домбаровское (Малдыгулсайское) III	[97]	П
III-4	1		[128]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди и молибдена.
III-4	6		[56]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) меди и цинка.
III-4	10		[128]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации меди и молибдена.
III-4	11		[56]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации молибдена.

1	2	3	4	5
III-4	20		[43]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации (1) молибдена, меди, свинца.
IV-4	1		[43]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации (1) меди, молибдена, свинца.
Никель, кобальт				
IV-4	6	Южно-Тритикольское	[80]	П
IV-4	16	Южно-Ушкотинское	[80]	П
III-3	11		[80]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) никеля.
Редкие металлы				
Молибден				
II-4	1	Скв. 162	[68]	ПМ
II-4	6	Балка Соленая	[80]	П
II-4	12	Славенское	[83]	П
IV-3	14	Нижне-Ушкотинское	[83]	П
V-3	11	Обн. 6016	[68]	ПМ
I-4	5		[69]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) молибдена.
I-4	13		[68]	ВГХО. В коре выветривания повышенные концентрации (1) молибдена и редкоземельных элементов.
II-4	2		[128]	ГДХА. В подземных водах повышенные концентрации молибдена.
II-4	11		[68]	ПГХО. В коренных породах повышенные концентрации молибдена (3)
IV-3	3		[56]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) молибдена.
IV-4	4		[56]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) молибдена.
IV-4	5		[68]	ВГХО. В коре выветривания повышенные концентрации (1) молибдена и редкоземельных элементов, цинка.
V-3	3		[58]	ВГХО. В коре выветривания повышенные концентрации молибдена (3), вольфрама (3), серебра (3).

1	2	3	4	5
V-3	6		[58]	ВГХО. В коре выветривания повышенные концентрации молибдена (1), вольфрама (1), серебра (2).
V-3	9		[58]	ВГХО. В коре выветривания повышенные концентрации молибдена (1), вольфрама (1), серебра (2).
V-3	10		[58]	ВГХО. В коре выветривания повышенные концентрации вольфрама (1), серебра (2), меди (1).
Молибден, вольфрам				
IV-4	12	Поток	[114]	П
Бериллий				
III-4	8		[80]	ПМ
III-4	12		[80]	ПМ
IV-3	9	Нижнеушкотинское	[80]	П
I-4	4		[69]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) бериллия, иттрия, лантана.
I-4	12		[69]	ВГХО. В почвенном слое повышенные концентрации (1) бериллия, молибдена, иттрия.
Тантал, бериллий, ниобий				
I-4	9	Кумакское	[69]	П
Редкие земли				
IV-4	17	Скв. 546	[68]	ПМ
V-3	2	Кугутыкское	[68]	П
II-4	4		[68]	ВГХО. В коре выветривания повышенные концентрации (1) иттрия, лантана, церия, иттербия.
II-4	16		[68]	ПГХО. В коре выветривания повышенные концентрации (1) иттрия, лантана, церия, иттербия.
IV-4	15		[68]	ПГХО. В коре выветривания повышенные концентрации (1) иттрия, лантана, церия, иттербия.
V-2	4		[68]	ВГХО. В коре выветривания повышенные концентрации (1) иттрия, лантана, церия.

1	2	3	4	5
V-3	1		[68]	ПГХО. В коре выветривания повышенные концентрации (1) иттрия, лантана, церия, иттербия.
Благородные металлы				
Золото				
II-3	10	Верхнетюлькубайское	[117]	П
II-3	12	Обн. 1746	[73]	ПМ
II-3	15	Скв. 8559	[73]	ПМ
II-4	14	Верхнеславенское	[107]	П
II-1	11		[131]	П. Непромышленная россыпь золота.
I-1	6		[83]	ШП. Шлиховой поток, содержание золота в единичных знаках.
I-3	5		[104]	ПГХО. В коренных породах содержание золота 0,01-0,06 г/т.
I-3	15		[130]	ВГХО. В коре выветривания и в коренных породах содержание золота 0,003- 0,05 г/т.
II-3	13		[117]	ВГХО. В коре выветривания и в коренных породах содержание золота 0,01-0,2 г/т.
II-3	16		[117]	ВГХО. В коре выветривания и в коренных породах содержание золота 0,008-2 г/т.
III-4	21		[68]	ВГХО. В коре выветривания и в коренных породах содержание золота 0,003-0,2 г/т.
Радиоактивные элементы				
Уран				
II-2	12	Акжарское	[59]	П
II-4	8	Слюдковское	[59]	П
III-3	6	Джаилганское	[59]	П
IV-1	7	Аралтюбинское	[59]	П
IV-4	11	Ушкотинское	[59]	П
V-2	1	Малдыгулсайское	[59]	П
V-2	2	Домбаровское	[59]	П
Неметаллические полезные ископаемые				
Оптические материалы				
Кварц для плавки				
I-4	7		[69]	П
Кварц пьезоэлектрический				
II-4	5		[70]	ПМ
IV-4	7		[80]	ПМ

1	2	3	4	5
Керамическое и огнеупорное сырье				
Каолин				
III-4	4	Киёмбаевское	[83]	П
IV-1	1	Шарбасское	[124]	П
IV-2	14	Кошенсайское	[133]	П
IV-3	6	Богоявленское	[133]	П
IV-3	7	Южно-Богоявленское	[133]	П
IV-4	2	Северо-Ушкотинское	[133]	П
V-3	4	Саздинское	[133]	П
V-3	5	Среднеушкотинское	[133]	П
Глины огнеупорные				
III-1	1	Скважина 67	[121]	П
III-1	4	Скважина 64	[121]	П
Горнотехническое сырье				
Асбест хризотилловый				
II-4	10	Северо-Карабутацкое	[65]	П
Асбест амфиболовый				
III-4	17		[80]	ПМ
Мусковит				
II-4	3	Соленая Балка	[92]	П
II-4	9	Землемерное	[92]	П
IV-4	13	Ушкотинское	[92]	П
V-3	7	Саздинское	[68]	П
Тальк				
II-4	7	Шурф 655	[80]	ПМ
III-4	18	Волчья Балка	[80,119]	П
IV-4	9		[80]	ПМ
Талько-магнезит				
III-4	2	Киёмбаевское	[83,119]	П
Графит				
I-4	3		[69]	ПМ
II-2	8	Акжарское I	[124]	П
Поделочные камни				
Листвениты				
I-4	11		[69]	П
Строительные материалы				
Карбонатные породы				
Мрамор				
I-4	1		[69]	П
I-4	10	Джарлинское	[90]	П

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

Сводная таблица прогнозируемых объектов и прогнозных ресурсов полезных ископаемых по ним

№ п/п	№ объекта на схеме прогноза	Наименование объекта	Площадь объекта, км ²	Прогнозная характеристика перспективных объектов, категории и размеры ресурсов					Оценка перспективности объектов	Рекомендуемые виды и глубина (м) работ
				Полез. ископаемое	C ₂	P ₁	P ₂	P ₃		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	I.0.0.1	Центрально-Ащевутацкое медно-цинковое рудное поле	50	Cu Zn			180 220		С/С	П2, 500
2	II.0.1	Домбаровская каолиновая зона	190	Каолин				152	С/С	П2, 300
3	III.1.0.1	Карабутацкое колчеданное полиметаллическое рудное поле	40	Cu Zn Pb			104 120 28		В/В	П1, 300
4	III.1.0.2	Прогнозируемое Полигонное колчеданное полиметаллическое рудное поле	25	Cu Zn Pb			130 150 35		В/В	П1, 300
5	III.1.0.3	Прогнозируемое Ретрансляторное колчеданное полиметаллическое рудное поле	50	Cu Zn Pb			65 75 17		В/В	П2, 300
6	IV.1.1	Прогнозируемая Исимбайская колчеданная медно-цинковая рудная зона	250	Cu Zn			251 67		В/С	П2, 300
7	IV.1.2	Прогнозируемая Верхнетюлькубайская золоторудная зона	25	Au				30	В/С	П2, 50
8	IV.1.3	Прогнозируемая Курмансайская колчеданная медно-цинковая рудная зона	200	Cu Zn			240 65		В/С	П2, 300

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
9	IV.1.0.2	Прогнозируемое Карабайское колчеданное медно-цинковое рудное поле	77	Cu Zn			93 25		C/C	П2, 300
10	IV.1.0.4	Прогнозируемое Боярское колчеданное медно-цинковое рудное поле	120	Cu Zn			99 86		B/C	П2, 300
11	V.0.0.1	Прогнозируемое Славенское молибденовое рудное поле	45	Mo				72	C/C	П2, 400
12	VI.0.1.1	Прогнозируемое Нижнеушкотинское молибденовое рудное поле	11	Mo			108		C/B	П2, 400
13	VI.0.1.2	Прогнозируемое Кугутыкское молибденовое рудное поле	4,8	Mo			61,8		C/C	П1, 300
14	VI.0.1.3	Прогнозируемое Приграничное молибденовое рудное поле	3	Mo			51,5		C/C	П2, 500
15	VI.0.1.4	Прогнозируемое Саздинское молибденовое рудное поле	6	Mo			44,1		C/C	П2, 300
16	VI.0.0.1	Прогнозируемое Богоявленское молибденовое рудное поле	35	Mo			42		H/M	П2, 400
17	VI.0.0.2	Прогнозируемое Саздинское мусковитовое рудное поле	10	Мусковит			52,5		B/B	П1, 100
18	VI.0.0.3	Восточное молибденовое рудное поле	40	Mo		94,8	84,1		B/B	П1, 500
19	VII.0.1.1	Прогнозируемое Киембаевское-2 хризотил-асбестовое рудное поле	12	Асбест хризотил.				3	C/C	П2, 300
20	VII.0.2	Прогнозируемая Еленовская медно-молибденовая рудная зона	180	Cu Mo			180 3,6		C/C	П2, 300
21	VII.0.3	Прогнозируемая Северо-Ушкотинская золоторудная зона	18	Au			4,3		C/C	П2, 50

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
22	VIII.0.1	Прогнозируемая Верхнеушкотинская вольфрам-молибденовая рудная зона	100	Mo W				51,5 3,2	C/C	П2, 400
23	(I-1)7	Проявление Иссиргужинское		Cu Zn		35 212			C/B	P2, 300
24	(I-3)1	Проявление Аномалия 1		Cu Zn	49 204				B/B	P2, 300
25	(I-4)9	Проявление Кумакское		Be Ta			52 6		H/C	-
26	(I-4)10	Проявление Джарлинское		Мрамор			3,3		B/B	01, 50
27	(II-1)10	Проявление Западно-Ащевутацкое		Cu Zn Pb	60 75 83				C/B	02, 500
28	(II-2)11	Проявление Новое		Cu Zn	55,9 36,9	17,5 8,5			C/B	P2, 300
29	(II-2)14	Проявление Акжарское		Cu Zn	64,2 11,2	7,8 2,2			C/B	P2, 300
30	(II-2)15	Проявление Мазарское		Cu Zn	26,2 29,9				C/B	P2, 300
31	(II-2)16	Проявление Южное		Cu Zn	17,2 9,1				C/C	P2, 300
32	(II-3)4	Проявление Зимнее		Cu Zn	152,1 109,6	10,3 9,9			B/B	P2, 500
33	(II-3)7	Проявление Исимбайское		Cu Zn		21 13,4			C/C	O2, 100
34	(II-3)10	Проявление Верхнетюлькубайское		Au			24		C/C	П2, 50
35	(II-4)12	Проявление Славенское		Mo			120		C/C	П2, 400
36	(II-4)14	Проявление Верхнеславенское		Au			4,98		B/C	O1, 100
37	(III-2)7	Проявление Левобережное		Cu Zn	97,4 12,3	134 38			B/B	P2, 500
38	(III-4)2	Проявление Кiemбаевское		Талько-магнезит	73,9	73,7				P2, 330

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
39	(III-4)4	Проявление Киембаевское		Каолин	32,2				С/В	Р2, 30
40	(III-4)5	Месторождение Киембаевское		Асбест хризотил.		5			С/С	Р2, 800
41	(IV-1)1	Проявление Шарбасское		Каолин			15			П2, 30
42	(IV-2)9	Проявление Малдыгулсайское		Кам. уголь		33,5			Н/С	-
43	(IV-2)14	Проявление Кошенсайское		Каолин		96				О1, 30
44	(IV-3)6	Проявление Богоявленское		Каолин			16		С/С	О2, 30
45	(IV-3)7	Проявление Южно-Богоявленское		Каолин			22,8		С/В	О2, 30
46	(IV-3)14	Проявление Нижнеушкотинское		Мо	38,5	6,6			С/В	О2, 400
47	(IV-4)2	Проявление Северо-Ушкотинское		Каолин		40,2			В/В	О1, 30
48	(IV-4)12	Проявление Поток		Мо W			106 6,8		В/В	П2, 300
49	(V-3)2	Проявление Кугутыкское		У Уь			5,3 0,4		С/С	П2, 50
50	(V-3)4	Проявление Саздинское		Каолин		201			В/С	О2, 30
51	(V-3)5	Проявление Среднеушкотинское		Каолин		34,7			В/С	О2, 30
52	(V-3)8	Месторождение Восток		Мо		9				
53	(V-4)1	Месторождение Южно-Ушкотинское		Каолин		21,7			В/В	Р1, 30

Прогнозные ресурсы для каолина, каменного угля, мусковита, асбеста хризотилового – в млн.т, для мрамора – млн.м³, для золота, бериллия, тантала – в тоннах, для остальных полезных ископаемых – в тыс.т.

Оценка перспективности объектов: в числителе степень перспективности (В-высокая, С-средняя, Н-низкая), в знаменателе – надежность ее определения (В - вполне надежная, С – средней надежности, М – малой надежности).

Рекомендуемые геологоразведочные работы: Р1 – разведка первой очереди, Р2 – разведка второй очереди, О1 – оценочные первой очереди, О2 – оценочные второй очереди, П1 – поиски первой очереди, П2 – поиски второй очереди.

Список петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологической карте, карте донеогеновых образований

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	2	3
1	Скважина, 100 м, вскрывает стратиграфически несогласный с размывом контакт брединской и шумилинской свит	104, скв.2342
2	Скважина, 30,4 м, вскрывает стратиграфически несогласный с размывом контакт шумилинской свиты и урлядинской толщи	104, скв.2377
3	Скважина, 27 м, вскрывает светлинскую свиту	104, скв.253
4	Скважина, 39 м, вскрывает светлинскую свиту	120, скв.89
5	Скважина 53 м, вскрывает жиландинскую свиту	72, скв.180А
6	Скважина, 38 м, вскрывает светлинскую свиту	120, скв.109
7	Скважина, 49 м, вскрывает кустанайскую и светлинскую свиты	120, скв.116
8	Скважина, 240,2 м, вскрывает разрез андреевской толщи, контакт андреевской и кукбуктинской толщ	72, скв.236А
9	Скважина, 440 м, вскрывает разрез джусинской толщи, контакт джусинской и андреевской толщ	72, скв.242А
10	Скважина, 50 м, вскрывает светлинскую свиту	120, скв.137
11	Скважина, 60 м, вскрывает жиландинскую и светлинскую свиты	72, скв.453А
12	Скважина, 34 м, вскрывает светлинскую свиту	69, скв.6
13	Скважина, 44 м, вскрывает жиландинскую свиту	69, скв.3
14	Скважина, 100 м, вскрывает разрез кизильской свиты, определения фораминифер верхнего визе-серпухова	106, скв.248
15	Скважина, 100 м, вскрывает разрез верхнебрединской подсвиты. Определения фораминифер верхнего турне	106, скв.252
16	Скважина, 910 м, вскрывает разрез второй, третьей, четвертой подтолщ александринской толщи	42, скв.5216
17	Скважина, 24 м, вскрывает кудуксайскую и наурзумскую свиты	109, скв.6
18	Скважина, 103 м, вскрывает кустанайскую свиту	68, скв.11
19	Скважина, 35 м, вскрывает казацкую свиту	121, скв.398
20	Скважина, 175 м, вскрывает разрез кызылкаинской свиты	127, скв.153
21	Скважина, 101 м, вскрывает отложения средней юры и кызылкаинскую свиту	68, скв.564
22	Скважина, 32 м, вскрывает светлинскую свиту	68, скв.496
23	Скважина, 44 м, вскрывает кустанайскую свиту	103, скв.209
24	Петротип камсакского диорит тоналитового комплекса	120
25	Скважина, 951,6 м, вскрывает разрез второй и третьей подсвит киембаевской свиты	71, скв.3377

1	2	3
26	Скважина, 1197,5 м, вскрывает разрез первой и второй подсвет киембаевской свиты	71, скв.3378
27	Скважина, 21 м, вскрывает светлинскую свиту	103, скв.72
28	Скважина, 1299,6 м, вскрывает разрез киембаевской свиты, тюлькубайской толщи	71, скв.3379
29	Скважина, 925,5 м, вскрывает габброиды рассыпнянского комплекса	71, скв.3380
30	Скважина, 767 м, вскрывает разрез нижней и средней подсвет киембаевской свиты	71, скв.4100
31	Скважина, 892,5 м, вскрывает разрез третьей подсветы киембаевской свиты, тюлькубайской толщи	71, скв.3980
32	Скважина, 1121 м, вскрывает разрез кукбуктинской толщи и киембаевской свиты	71, скв. 3300
33	Петротип киембаевской дунит-гарцбургитового комплекса	88
34	Скважина, 116 м, вскрывает отложения средней юры и кызылкаинскую свиту	68, скв.431
35	Скважина, 29 м, вскрывает казацкую свиту	121, скв.1
36	Опорные обнажения отложения казацкой свиты	68, обн.6020/1 (карьер)
37	Скважина, 28 м, вскрывает светлинскую свиту	52, скв.629
38	Скважина, 119 м, вскрывает разрез нижнемеловых образований, александринской толщи	52, скв.П-30
39	Скважина, 31 м, вскрывает светлинскую свиту	71, скв.5318
40	Скважина, 15 м, вскрывает светлинскую свиту	71, скв.5356
41	Петротип среднеушкотинского гранодиорит-гранитового комплекса	107
42	Скважина, 40 м, вскрывает жиландинскую и светлинскую свиты	68, скв.291
43	Скважина, 84 м, вскрывает светлинскую и наурзумскую свиты	68, скв.2
44	Скважина, 72 м, вскрывает жиландинскую и светлинскую свиты	68, скв.581

ПРИЛОЖЕНИЕ 6

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

№№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	2	3
45	Опорное обнажение аллювиальных отложений второй надпойменной террасы	68, обн. 5402
46	Опорное обнажение аллювиальных отложений первой надпойменной террасы	68, обн. 5406
47	Скважина, 22 м, вскрывает эоловые отложения голоцена	104, скв. 28
48	Скважина, 34 м, вскрывает эоловые образования голоцена и аллювиальные отложения первой надпойменной террасы	104, скв. 2376
49	Скважина, 22 м, вскрывает озерно-аллювиальные отложения среднего звена неоплейстоцена	104, скв. 293
50	Скважина, 32 м, вскрывает эоловые отложения голоцена, элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	120, скв. 77
51	Скважина, 14 м, вскрывает эоловые отложения голоцена	120, скв. 22
52	Скважина, 17 м, вскрывает эоловые отложения голоцена, элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	120, скв. 23
53	Скважина, 32 м, вскрывает эоловые отложения голоцена, элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	120, скв. 24
54	Скважина, 26 м, вскрывает элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев и аллювиальные нижнего звена неоплейстоцена	120, скв. 26
55	Скважина, 27 м, вскрывает аллювиальные отложения нижнего звена неоплейстоцена	120, скв. 30
56	Скважина, 34 м, вскрывает элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена и аллювиальные отложения нижнего звена неоплейстоцена	120, скв. 34
57	Скважина, 32 м, вскрывает элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев и аллювиальные отложения нижнего звена неоплейстоцена	120, скв. 45
58	Скважина, 18 м, вскрывает элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев и аллювий нижнего звена неоплейстоцена	120, скв. 75
59	Скважина, 28 м, вскрывает аллювиальные отложения нижнего звена неоплейстоцена	120, скв. 46
60	Скважина, 38 м, вскрывает аллювиальные отложения нижнего звена неоплейстоцена	120, скв. 76
61	Скважина, 54 м, вскрывает отложения среднего и верхнего звеньев (элювиальные и делювиальные) и нижнего звена неоплейстоцена (аллювий)	120, скв. 47
62	Скважина, 22 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювиальные и делювиальные)	120, скв. 91

1	2	3
63	Опорное обнажение высокой поймы	68, обн. 5425
64	Опорное обнажение первой надпойменной террасы	68, обн. 5422
65	Опорное обнажение аллювиальных отложений первой и второй надпойменных террас	68, обн. 5437
66	Скважина, 25 м, вскрывает отложения среднего и верхнего звеньев (элювиальные и делювиальные) и нижнего звена неоплейстоцена (аллювий)	120, скв. 80
67	Скважина, 21 м, вскрывает отложения голоцена (эоловые) и отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена (элювиальные и делювиальные)	120, скв. 64
68	Скважина, 15 м, вскрывает эоловые отложения голоцена	120, скв. 63
69	Скважина, 15 м, вскрывает аллювиальные отложения нижнего звена неоплейстоцена	72, скв. 967
70	Скважина, 34 м, вскрывает аллювиальные отложения нижнего звена неоплейстоцена	72, скв. 968
71	Опорное обнажение высокой поймы	68, обн. 5444
72	Скважина, 9 м, вскрывает эоловые отложения голоцена	69, скв. 39
73	Скважина, 24 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювиальные и делювиальные)	69, скв. 74
74	Скважина, 24 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювиальные и делювиальные)	68, скв. 240
75	Опорное обнажение аллювиальных отложений первой надпойменной террасы	68, обн. 5416
76	Скважина, 37 м, вскрывает отложения нижнего звена неоплейстоцена (аллювий)	121, скв. 43
77	Скважина, 40 м, вскрывает аллювиальные отложения верхнего и нижнего звеньев неоплейстоцена	121, скв. 138
78	Скважина, 35 м, вскрывает отложения верхнего звена неоплейстоцена (аллювий)	121, скв. 2
79	Скважина, 37 м, вскрывает отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена (элювий и делювий)	103, скв. 143
80	Скважина, 58 м, вскрывает отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена (элювиальные и делювиальные)	103, скв. 169
81	Скважина, 36 м, вскрывает отложения нижнего звена неоплейстоцена (аллювий)	103, скв. 187
82	Скважина, 46 м, вскрывает отложения нижнего звена неоплейстоцена (аллювий)	68, скв. 966
83	Скважина, 121 м, вскрывает отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена (элювий и делювий)	68, скв. 33
84	Скважина, 37 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювиальные и делювиальные)	68, скв. 181
85	Скважина, 23 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювиальные и делювиальные)	68, скв. 916
86	Скважина, 21 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювиальные и делювиальные)	68, скв. 919
87	Опорное обнажение аллювиальных отложений второй надпойменной террасы	68, обн. 8336
88	Опорное обнажение аллювиальных образований первой надпойменной террасы	68, обн. 5419

1	2	3
89	Скважина, 24 м, вскрывает отложения среднего звена неоплейстоцена (озерно-аллювиальных)	121, скв. 335
90	Скважина, 93 м, вскрывает отложения верхнего звена неоплейстоцена (аллювий)	121, скв. 30
91	Скважина, 40 м, вскрывает отложения верхнего звена неоплейстоцена (озерно-аллювиальные)	68, скв. 515
92	Скважина, 15 м, вскрывает отложения верхнего звена неоплейстоцена (аллювий)	121, скв. 247
93	Скважина, 4 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювиальные и делювиальные)	68, скв. 490
94	Скважина, 53 м, вскрывает отложения квартера (элювий и делювий)	103, скв. 191
95	Скважина, 9 м, вскрывает отложения верхнего звена неоплейстоцена (аллювий)	103, скв. 20
96	Скважина, 9 м, вскрывает отложения верхнего звена неоплейстоцена (аллювий)	103, скв. 11
97	Скважина, 14 м, вскрывает отложения нижнего звена неоплейстоцена (аллювий)	103, скв. 108
98	Скважина, 46 м, вскрывает отложения нижнего звена неоплейстоцена (аллювий)	71, скв. 5031
99	Скважина, 33 м, вскрывает отложения нижнего неоплейстоцена (аллювий)	71, скв. 5034
100	Скважина, 17 м, вскрывает отложения нижнего неоплейстоцена (аллювий)	103, скв. 116
101	Скважина, 28 м, вскрывает отложения нижнего звена неоплейстоцена (аллювий)	71, скв. 5076
102	Скважина, 11 м, вскрывает отложения нижнего звена неоплейстоцена (аллювий)	103, скв. 78
103	Скважина, 23 м, вскрывает отложения нижнего звена неоплейстоцена (аллювий)	71, скв. 5086
104	Скважина, 43 м, вскрывает отложения нижнего звена неоплейстоцена (аллювий)	71, скв. 5090
105	Скважина, 17 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювий)	80, скв. 317
106	Скважина, 35 м, вскрывает отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена (элювиальные и делювиальные)	80, скв. 218
107	Скважина, 26 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювий)	80, скв. 5
108	Скважина, 12 м, вскрывает отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена (элювиальные и делювиальные)	80, скв. 33
109	Скважина, 44 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювиальные и делювиальные)	68, скв. 342
110	Скважина, 98 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювий)	68, скв. 27
111	Скважина, 100 м, вскрывает отложения верхнего звена неоплейстоцена (аллювий)	68, скв. 430
112	Скважина, 116 м, вскрывает отложения верхнего неоплейстоцена (аллювий)	68, скв. 431
113	Скважина, 120 м, вскрывает отложения верхнего звена неоплейстоцена (аллювий)	68, скв. 432

1	2	3
114	Скважина, 80 м, вскрывает отложения среднего (озерно-аллювиальные) и верхнего (аллювиальные) звеньев неоплейстоцена	68, скв. 434
115	Скважина, 36 м, вскрывает отложения среднего звена неоплейстоцена (озерно-аллювиальные)	68, скв. 423
116	Скважина, 52 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювиальные и делювиальные)	68, скв. 443
117	Скважина, 42 м, вскрывает отложения среднего звена неоплейстоцена (озерно-аллювиальные)	68, скв. 422
118	Скважина, 20 м, вскрывает отложения среднего звена неоплейстоцена (озерно-аллювиальные)	68, скв. 421
119	Скважина, 30 м, вскрывает отложения среднего звена неоплейстоцена (озерно-аллювиальные)	68, скв. 427
120	Скважина, 14 м, вскрывает отложения среднего звена неоплейстоцена (озерно-аллювиальные)	68, скв. 428
121	Скважина, 36 м, вскрывает отложения среднего звена неоплейстоцена (озерно-аллювиальные)	68, скв. 437
122	Скважина, 48 м, вскрывает отложения верхнего звена неоплейстоцена (делювий)	68, скв. 332
123	Скважина, 50 м, вскрывает отложения верхнего звена неоплейстоцена (делювий)	68, скв. 327
124	Опорное обнажение аллювиальных отложений первой надпойменной террасы	68, обн. 5447
125	Опорное обнажение аллювиальных отложений второй надпойменной террасы	68, обн. 5449
126	Скважина, 47 м, вскрывает отложения нижнего звена неоплейстоцена (аллювий)	52, скв. 171
127	Скважина, 37 м, вскрывает аллювиальные отложения голоцена	52, скв. 176
128	Скважина, 28 м, вскрывает отложения нижнего звена неоплейстоцена (аллювий)	71, скв. 5312
129	Скважина, 22 м, вскрывает аллювиальные отложения первой надпойменной террасы	68, обн. 446
130	Скважина, 8 м, вскрывает дочетвертичные отложения	68, обн. 450
131	Скважина, 24 м, вскрывает отложения первой надпойменной террасы	68, обн. 447
132	Скважина, 18 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювий и делювий)	80, скв. 254
133	Скважина, 159 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювий и делювий)	68, скв. 23
134	Скважина, 38 м, вскрывает элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	80, скв. 178
135	Скважина, 19 м, вскрывает элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	80, скв. 176
136	Скважина, 30 м, вскрывает элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	80, скв. 174
137	Скважина, 16 м, вскрывает элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	80, скв. 173
138	Скважина, 26 м, вскрывает элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	80, скв. 171

1	2	3
139	Скважина, 31 м, вскрывает элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	80, скв. 170
140	Скважина, 14 м, вскрывает элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	80, скв. 169
141	Скважина, 60 м, вскрывает аллювиальные отложения нижнего звена неоплейстоцена	71, скв. 5431
142	Скважина, 31 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювий и делювий)	80, скв. 196
143	Скважина, 20 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювий и делювий)	80, скв. 183
144	Скважина, 15 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювий и делювий)	80, скв. 187
145	Скважина, 7 м, вскрывает аллювиальные отложения второй надпойменной террасы	80, скв. 70
146	Скважина, 21 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювий и делювий)	80, скв. 18
147	Скважина, 44 м, вскрывает элювиальные отложения квартера	80, скв. 481
148	Скважина, 37 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювий и делювий)	80, скв. 148
149	Скважина, 46 м, вскрывает элювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	80, скв. 137
150	Скважина, 51 м, вскрывает элювиальные отложения квартера	80, скв. 154
151	Скважина, 35 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювий и делювий)	80, скв. 121а
152	Опорное обнажение аллювиальных отложений второй надпойменной террасы	68, обн. 8069
153	Скважина, 19м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювий и делювий)	68, скв. 242
154	Скважина, 36м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювий и делювий)	68, скв. 358
155	Скважина, 44 м, вскрывает аллювиальные отложения первой надпойменной террасы	68, обн. 418
156	Скважина, 28 м, вскрывает нерасчлененные отложения квартера (элювий и делювий)	68, скв. 579

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

№№ пп	№№ по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн. лет	№ источ- ника по списку литерату- ры, автор- ский № пункта
1	2	3	4	5	6
1	1	Плагииогнейсы биотитовые бескры- ковской толщи (R ₁ ?bs)	Уран-свинцовый	735±40 695±45	[45], обн. 13
2	2	Плагииогнейсы биотитовые со став- ролитом и алмандином бескры- ковской толщи (R ₁ ?bs)	Уран-свинцовый	1580±65 1640±40	[45], обн. 17
3		Джабыгасайский комплекс (D ₂₋₃ d) гранодиориты восточной части Акжарского массива	Калий- аргано- вый по полевому шпату	313±7	[107], Б-1802
4		То же	Калий-арго- новый по биоти- ту	296±10	[107], Б-529
5		Гранодиориты Джабыгасайского массива	Калий- аргано- вый по полевым шпатам	349±7	[107], Б-1647
6		Среднеушкотинский комплекс (D _{3su}). Граниты Среднеушкотин- ского массива	Калий- аргоновый по мусковиту	382	[107], 528
7		Куйбасовский комплекс (C ₁ k) кварцевые монцониты Ащебутак- ского массива	Калий- аргано- вый по биотиту -“- по амфиболу	356±10 360 ±13	[34] [34]
8		Куйбасовский комплекс (C ₁ k) кварцевые монцониты Тюлинского массива	Калий- аргоновый по биотиту	349±7	[34]
9		Джабыкско-санарский комплекс (P ₁ ds) Граниты Нижнеушкотинско- го массива	Калий аргоновый по полевому шпату	290±30	[107], 41-41
10		Джабыкско-санарский комплекс (P ₁ ds) Граниты Нижнеушкотинско- го массива	Калий- аргано- вый по полевому шпату	280±30	[107], 39
11		Кабанский комплекс (P ₂ kb) Грани- ты из Верхнеушкотинского массива	Калий- аргано- вый по полевому шпату	259±26	[107], 57

Примечание: № 3-5 за пределами площади, № 6-11 на карту не вынесены из-за большой за-
груженности

Каталог важнейших памятников природы, показанных на листах М-40-ХП, XVIII.

Номер на схеме	Вид памятника	Название памятников, краткая характеристика
1	2	3
1	Общегеологический	Иссергужинский гранитный массив. Разрез интрузивных пород C_1 .
2	Общегеологический	Максимовская скала (Яшкина мельница). Разрез C_{1v} .
3	Общегеологический	Иссергужинское ущелье на р. Кумак. Разрез D_2 .
4	Общегеологический	Каменские утесы на р. Кумак. Разрез D_2 .
5	Геоморфологический	Можаровские степные блюдца. Суффозионная западина.
6	Геоморфологический	Урочище Артыколь. Суффозионная западина.
7	Геоморфологический	Тастыбутакские скальные шишки. Останец выветривания
8	Геоморфологический, общегеологический	Ашелсайские Красный и Белый утесы. Останец выветривания, разрез D_2 .
9	Общегеологический	Тастыбутакское ущелье. Разрез D_2 .
10	Общегеологический	Родник и гора Жегутла. Разрез D_2 .
11	Общегеологический	Усть-Карабутакские утесы. Разрез D_2 .
12	Геоморфологический, общегеологический	Каменная балка Шиндаша. Останец выветривания и разрез PZ.
13	Общегеологический, минералогический	Мечетинский контакт. Контакт известняков C_1 с гнейсами $R_1?bs$, минералогический объект.
14	Геоморфологический, минералогический	Гора Бис-Тюбе. Форма мезо- и макрорельефа. Самоцветный объект.
15	Геоморфологический, общегеологический	Марьин Утес. . Останец выветривания и разрез PR ₃ .
16	Геоморфологический	Озеро Куянколь. Суффозионная западина.
17	Геоморфологический, общегеологический	Гора и озеро Базар-Бикет. Форма мезо- и макрорельефа, петрографический объект.
18	Общегеологический, геоморфологический	Ащибутакский обрыв. Разрез Q, полигональные грунты.
19	Геоморфологический	Кутебайская лугово-болотная суффозионная западина.
20	Общегеологический	Киембаевский асбестовый карьер. Эталон месторождения, современная горная разработка.
21	Общегеологический	Камсакский массив. Петротип камсакского комплекса O?km
22	Геоморфологический, минералогический.	Камсакское ущелье. Останец выветривания, минералогический объект.
23	Геоморфологический	Урочище Ташгул. Останец выветривания.
24	Геоморфологический	Жаилганский вулкан. Фрагмент древнего вулкана.
25	Общегеологический	Джарбутакский охристый обрыв. Разрез MZ
26	Общегеологический	Джарбутакские обрывы. Разрезы MZ/O ₁₋₂ .

1	2	3
27	Общегеологический	Киёмбаевский массив. Петротип киёмбаевского комплекса Ок
28	Общегеологический, минералогический.	Еленовский карьер. Разрез С ₁ , самоцветный объект.
29	Общегеологический, минералогический, памятник древней культуры.	Еленовский рудник. Эталон месторождения, старая горная разработка, минералогический объект, археологический памятник бронзового века.
30	Общегеологический, минералогический.	Богоявленский обрыв. Разрез О ₁₋₂ , минералогический объект.
31	Общегеологический	Среднеушкотинский массив. Петротип среднеушкотинского комплекса D _{3su}
32	Общегеологический, минералогический, памятник древней культуры	Ушкотинский яр и рудник. Эталон месторождения, минералогический объект, археологический памятник бронзового века.
33	Геоморфологический	Урочище Сазды и Бай-могила. Форма мезо- и макрорельефа.
34	Общегеологический, гидрогеологический.	Урочище Тасбулак. Разрез интрузивных пород γPZ_3 , родник.