

Министерство природных ресурсов Российской Федерации
Комитет природных ресурсов по Челябинской области
Федеральное государственное унитарное геологическое
предприятие «Челябинскгеосъемка»

Государственная геологическая карта Российской
Федерации масштаба 1:200 000

Издание второе

Серия Южно-Уральская

Лист N-40-XXX

Объяснительная записка

Составили: В. М. Мосейчук, А. В. Яркова, И. Г. Михайлов, Л. В. Кашина, Т. Н. Сурин,
Н.А. Плохих, В.Н. Юрецкий

Редактор Г. П. Кузнецов

Эксперт НРС

г. Челябинск. 2000 г.

УДК 550,8 : 528,94 (084.3M200) (470.55)

Рецензент: В.И. Ленных

В. М. Мосейчук, А. В. Яркова, И. Г. Михайлов и др.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000

Лист N-40-XXX

(объяснительная записка)

Аннотация. Охарактеризованы геологическое строение, металлогения, гидрогеология, экологическая обстановка площади. В её строении резко преобладают образования надсубдукционных вулканно-плутонических ассоциаций, с которыми связаны золото-серебряное, колчеданное, скарново-магнетитовое, хромитовое, платино-палладиевое оруденение. Тесно ассоциирующие с ними осадочные формации вмещают полиметаллическое и марганцевое оруденение. Неполнота проявленности коллизии отразилась в крайне ограниченном развитии S-гранитоидов и слабой проявленности редкометального оруденения, связанного с массивами I-гранитоидов. Более интенсивно проявлено золотое оруденение. Широко распространены образования формации коры выветривания, несущие остаточные скопления никеля, железа, платиноидов, золота, марганца, осадочные – бокситов, лимонитовых руд. Много мелких россыпей золота.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	4
1. Геологическая изученность.....	7
2. Стратиграфия.....	13
3. Интрузивный магматизм.....	64
4. Тектоника.....	94
5. История геологического развития.....	111
6. Геоморфология.....	115
7. Полезные ископаемые.....	118
8. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.....	148
9. Гидрогеология.....	161
10. Эколого-геологическая обстановка.....	163
Заключение.....	167
Список литературы.....	169
Приложения.....	187

Введение

Площадь листа N-40-XXX расположена на юго-западе Челябинской области, охватывая большую часть Агаповского и Кизильского, незначительную – Карталинского, Нагайбакского и Брединского районов и крайнюю южную – г. Магнитогорск. Географические координаты площади: $52^{\circ}40' - 53^{\circ}20'$ с. ш. и $59^{\circ}00' - 60^{\circ}00'$ в. д. Она расположена в пределах цокольной равнины с преимущественно древним сильно сношенным рельефом восточного подножья Уральской низкогорной страны, абсолютные отметки которой составляют 380-450 м, достигая на отдельных останцах (г. Острая) 494 м, при небольшом общем снижении поверхности на юго-запад. Вся территория листа принадлежит бассейну р. Урал. Ширина ее водного зеркала достигает 50 м, глубина – 1-2 м. Обильно развиты меандры, старицы. Скорость течения – 0,3-0,6 м/сек. Отметка воды на крайнем северо-западе площади – около 330 м, в средней части – 310 м, а на широте южной границы ее – 285 м. Мало отличаются от нее приустьевые части основных притоков (все они левые) – рек Гумбейка, Зингейка, Бол. Караганка. Зеркало воды последней в пределах площади имеет минимальную отметку (около 289 м) у южной границы листа. Нередко встречаются небольшие бессточные понижения-«степные блюдца» диаметром до первых сотен метров, иногда 1 км, в центре которых находятся небольшие озерца или болотца.

Господствует степной ландшафт. Березовые и, реже, сосновые леса широко распространены лишь на крайнем востоке площади, в области главного водораздела, преимущественно на дресвяно-щебнистых грунтах на массивах гранитоидов. В поймах основных рек нередки густые заросли кустарника, лески встречаются часто в пределах «степных блюдец».

Климат – резко континентальный с большими контрастами температуры и дефицитом влаги. Зима (ноябрь–март) – холодная, чаще, малоснежная. Средняя температура января – -18°C , минимальная – -49°C . Лето (июнь-август) обычно короткое (около 1,5-2,0 месяцев) и жаркое. Дневные температуры достигают 30°C и более. Средняя температура июля – 18°C . Осадков выпадает немного, чаще они имеют характер ливневых дождей. Осенью характерны затяжные дожди. Зима относительно малоснежная, но из-за сильных ветров дороги постоянно переметаются. На распаханной территории отмечается эрозия почв. На территории листа проживают около

45 тысяч человек. Они рассредоточены в 65 поселках. Наиболее крупным (около 5,5 тыс.) из них является пос. Агаповка – административный центр Агаповского района. Территория населена русскими, башкирами, казахами, татарами, нагайбаками. Большинство жителей занято в сельскохозяйственном производстве, сосредоточенном, в основном, в крупных зерноводческих, животноводческих и овощеводческих хозяйствах. Центральные усадьбы хозяйств соединены с Магнитогорском и центрами районов дорогами с твердым покрытием. Ко всем поселкам подведены электроэнергия, телефонная и телеграфная связь, ко многим – природный газ. Небольшая часть населения занята на добыче и переработке флюсовых известняков, силикатных руд никеля, каолинов, строительных песков, мраморов, строительного и дорожного камня, строительстве, обслуживании железнодорожной магистрали Карталы – Магнитогорск, автодорог. В последние годы район вызывает пристальное внимание всего мира благодаря обнаружению многочисленных остатков поселений и захоронений «страны городов» древних арьев. Наиболее широко известно поселение Аркаим, находящееся чуть южнее площади. Создан одноименный заповедник, включающий небольшой участок крайнего юга листа.

Условия проживания на территории удовлетворительны. Наибольшее напряжение вызывает ограниченность водных ресурсов. Недостаток воды усугублен засорением ее сбросом отходов как предприятиями Магнитогорска, особенно Магнитогорским металлургическим комбинатом (ММК), так и поселками (в основном сброс отходов животноводства).

Проходимость территории в основном хорошая в сухой период года (летом). Труднопроходимы поймы рек. В дождливую погоду и весной проезд по грунтовым дорогам затруднен.

Геологическое строение территории – очень сложное. Сплошным развитием пользуются дислоцированные, неравномерно метаморфизованные уралиты. Они перекрыты маломощным чехлом мезозойско-кайнозойских континентальных рыхлых образований. Степень обнаженности удовлетворительна на западе, и низка на востоке листа. Хорошо обнажены эрозионно- денудационные склоны плиоцен-четвертичных долин и останцы устойчивых пород в пределах древних поверхностей, слабо – водораздельные пространства с древним сношенным рельефом, плохо – аккумулятивные формы рельефа долин.

Комплект Государственной геологической карты листа N-40-XXX подготовлен Александринской геологосъемочной партией Федерального государственного унитарного геологического предприятия «Челябинскгеосъемка» на основе геологического доизучения масштаба 1:200 000 (ГДП-200) Магнитогорской площади, включающей, кроме представляемого, лист N-40-XXIV. Полевые наблюдения проведены: В. М. Мосейчуком, А. В. Ярковой, В. Э. Шалагиновым, Л. В. Кашиной, Т. Н. Суриным, Л. В. Шалагиновой, И. Г. Михайловым, Т. Ф. Коллеговой, А. Н. Коллеговым, В. И. Кириленковым, А. Г. Рыжовым, А. М. Защитой, геофизическое обеспечение – Н. А. Плохих. Участие в ГДП приняли также Л. И. Шох, Н. М. Мосейчук, В. М. Новокрещенова, М. Ю. Рябухина, Н. И. Богданова. Используются новые возможности биостратиграфического обоснования возраста толщ, петролого-геохимического анализа магматитов, современные высокоинформативные карты аномалий магнитного и гравитационного полей, результаты электроразведки, аэрофотоснимки и космические снимки разных масштабов, результаты сейсмических исследований, материалы по тысячам скважин, многие тысячи определений фауны, данных химических анализов горных пород и руд, многие сотни современных данных о микроэлементном составе пород и руд, десятки определений изотопного состава элементов.

Определения фауны по нашим сборам выполнены в ИГ Уфимского НЦ РАН О. В. Артюшковой, В. Н. Пазухиным и В. Н. Барышевым (конодонты), в Уральской геологосъемочной экспедиции – В. А. Наседкиной (конодонты), В. С. Милициной (криноидеи), Н. М. Брейвель, В. М. Богоявленской, Н. А. Кучевой (брахиоподы), Т. И. Степановой (фораминиферы), Уральской государственной горно-геологической академии – Г. В. Лактионовой (кораллы), ВСЕГЕИ – Г. Н. Васильевой (флора), в Казанском университете – В. Г. Халымбаджой (конодонты). Углепетрографические исследования выполнены во ВСЕГЕИ И. Б. Волковой и А. Е. Могилевым, химические и полуквантитативные спектральные анализы – Челябинским государственным предприятием «Комплексная геологическая лаборатория», количественное определение микроэлементов – в ИГГ УрО РАН Г. Н. Журавлевой, определения абсолютного возраста K/Ar методом – там же А. А. Краснобаевым, исследование изотопии рубидия и стронция – в ИГ УНЦ РАН В. М. Горожани-

ным и в Институте геологии докембрия РАН Б. В. Беляцким. Используются материалы анализов минералов Л. И. Лукьяновой (ВСЕГЕИ), С. М. Саблукова (ЦНИГРИ).

Используются материалы огромного числа исследователей, имена подавляющего большинства из которых лишь упомянуты в главе «Геологическая изученность» в силу крайней ограниченности объема работы. В помощь ГДП-200 были поставлены тематические работы. В результате исследований по обоснованию стратиграфии Магнитогорской мегазоны по ряду докаменноугольных толщ получена надежная палеонтологическая характеристика по конодонтам [13, 2]. При составлении первой для данного района геодинамической карты-схемы масштаба 1:200 000 [65] получено много новых петрогеохимических данных. Характеристика содержания микроэлементов по ряду толщ основана преимущественно на этих данных. Изучением металлоносных осадков девона выделены палеогидротермальные поля, с которыми могут быть связаны колчеданное и золотое оруденение [101]. Г. Г. Кораблев и Л. И. Лукьянова ведут тематические работы по изучению ультраосновного магматизма и алмазности, некоторые их данные микроразнообразных анализов по породообразующим и акцессорным минералам лампрофиров и ультраосновных пород использованы в ходе работ. В. И. Ленных изучает метаморфизм региона (его данными мы не располагаем). Специально составлена аэрокосмогеологическая основа комплекта Госгеолкарты-200 характеризуемой площади [131].

1. Геологическая изученность

Геологическое изучение района начато в 19-ом столетии. В это же время старатели открыли и начали эксплуатировать многочисленные золоторудные месторождения.

С 1917 по 1953 год выполнены региональные исследования, заложившие основы современной характеристики геологических формаций и оценки металлогении района. Разработана стратиграфическая схема отложений силура, девона и карбона Магнитогорской мегазоны, сохраняющая важное значение поныне [16], развернутую характеристику получили магматические образования [8] и металлогенический потенциал региона [44], изучены угленосные отложения [33], мезозойские и кайнозойские образования [26], проведены первые геологические съемки

района. В связи со строительством ММК и г. Магнитогорска усилились поисковые работы. Открыты и разведаны крупные месторождения: Еленинское – каолина, Агаповское – флюсового сырья. Выявлены проявления руд хрома, марганца, молибдена. Проведены поиски меди, золота.

С середины 50-х годов началось планомерное изучение Южного Урала. За короткий период второй половины 50-х-начала 60-х годов территория листа (за исключением площади планшета N-40-108-Б) была покрыта геологическими съемками масштаба 1:50 000 (см. картограмму). Одновременно (точнее, с существенным опережением ряда съемок) характеризуемый лист был подготовлен (в 1960 г.) к изданию в масштабе 1:200 000 [35]. Для большей западной части характеризуемого листа, принадлежащей Магнитогорской мегазоне, применена схема стратиграфии Л. С. Либровича, уточненная О. А. Нестояновой. Выделены ирендыкская (верхи лудловского яруса силура и нижний девон), карамалыташская (кобленцкий и низы эйфельского яруса девона), улутауская (верхи эйфельского и живетский ярус среднего девона), мукасовская (живетский ярус), колтубанская (франский ярус) свиты. Стратиграфически выше выделена несогласно залегающая березовская свита (верхнее турне-нижнее визе), на которой согласно лежит кизильская свита (среднее визе-нижний намюр) и отложения башкирского яруса среднего карбона. На востоке выделены кембрийская рымникская свита, утяганская толща верхнего турне(?) -нижнего визе и средневизейские отложения. Интрузивные образования разделены на среднепалеозойский и позднепалеозойский комплексы. К первому отнесены различные по составу породы: от ультраосновных до кислых, тогда как ко второму – только гранитоиды. Справедливо замечена связь многих среднепалеозойских интрузий с вулканическими комплексами. Структура района понималась как складчато-глыбовая. Выделены ряд структурно-фациальных зон (по существу, блоков), отличающихся развитыми в них геологическими формациями, особенностями тектоники, некоторыми чертами металлогении: Магнитогорская, Гумбейская, Кацбахская, Суундукская. Магнитогорская мегазона по представлениям авторов является широким тектоническим погружением (мегасинклинорием) с суммарной мощностью палеозойских осадков в осевой части 10-11 км при сокращенной мощности их на крыльях и границах со смежными структурами. В 1962 г. закончено составление полистной сводной геологической карты Урала

масштаба 1:200 000, изданной в 1967 г. под редакцией И. Д. Соболева. На Восточно-Уральском поднятии показаны преимущественно раннекаменноугольные отложения. Структура площади объяснена в основном пликативными дислокациями.

Позднее геологические карты масштаба 1:50 000 уточнялись при разработке региональной легенды и при подготовке геологической основы для металлогенических карт этого масштаба Магнитогорской железорудной зоны [136, 133], много важных данных получено в ходе работ на северо-западе листа (Захарьевич, Денисов, 1964ф). Этими исследованиями вместе с палеонтологическими работами Д. Д. Дегтярева, Л. М. Донаковой, Р. М. Ивановой, Е. И. Качанова, Г. Н. Васильевой, З. Г. Поповой (Симоновой), проводившимися в тесном контакте со съемщиками, была заложена база для перехода к детальному погоризонтному расчленению березовской и кизильской свит, показавшему чрезвычайную пестроту отложений даже в узких по времени становления горизонтах. В дальнейшем этот опыт был успешно использован при проведении ГДП-50 Обручевской [135] и, в меньшей степени, Субутакской [137] площадей. В результате первой работы было проведено детальное, с точностью до региональных горизонтов, стратиграфическое расчленение широко развитых здесь каменноугольных отложений, причем не только осадочных, но и вулканогенных. Установлено, что породы с повышенным содержанием глинозема, которые ряд исследователей рассматривали как раннетурнейские латеритные коры выветривания (в связи с чем проводились поиски бокситов и осадочных железных руд), залегают среди различных горизонтов нижнего карбона, а обогащенность их глиноземом связана с поствулканической аргиллизацией. Проведено детальное расчленение отложений мезо-кайнозоя, получено много новых данных об их возрасте по спорово-пыльцевым комплексам. Выполнено детальное расчленение интрузивных образований. При этом среди пород, которые относились к магнитогорской магматической серии, на основании определения их абсолютного возраста К-Аг методом выделены более молодые (С₂-Т) борковский, разборненский, первомайский комплексы. На Субутакской площади получен ряд новых данных о возрасте толщ. В Уйско-Новооренбургской зоне (по принятому в данной работе районированию) впервые выделены отложения среднего ордовика (на основе данных В. Н. Пучкова и др. [70]), доказан сборный со-

став утяганской толщи нижнего карбона. Выяснилось, что на р. Утяганка турне-визе нет вообще, а возраст отложений колеблется от девонского до среднекаменноугольного. Впервые предложена модель скупенного строения территории. Показаны перспективы площади на никель, вкрапленные титаномагнетитовые руды, дана отрицательная оценка на медноколчеданные руды. Первый опыт ГДП-200 был получен на Неплюевской площади [138]. На карте м-ба 1:200 000 западной части листа N-41-XXV непосредственно на границе с листом N-40-XXX показаны отложения анненского гнейсово-мигматитового комплекса нижнего- среднего рифея (?) (на севере) и римникской свиты венд-кембрия. На стратотипе чулаксайской свиты вскрыт её согласный с переслаиванием контакт с римникской свитой. Установлено, что кварцитов в чулаксайской свите практически нет, для нее характерны частые прослои конседиментационных брекчий, а графитистые сланцы составляют около 50%. Интрузивные породы Неплюевского массива отнесены к S_2-D_1 . В Джабыкском массиве выделен кожубаевский монцодиорит-гранитный комплекс O_2 и джабыкский гранитный комплекс C_3-P_1 . При подготовке листа N-41-XXV к изданию [140] рисовка карты сохранена в основном та же, но возраст и названия подразделений изменены. Большая часть геологических образований отнесены преимущественно к докембрию, хотя новых данных для обоснования возраста не появилось и все подразделения датируются на основании сопоставлений с другими районами.

Район всесторонне изучался еще многими исследователями [3, 4, 5, 6, 14, 15, 17, 18, 28, 29, 30, 36, 37, 40, 43, 44, 45, 46, 49, 51, 52, 59, 60, 63, 64, 66, 72, 74, 75, 84, 97, 108, 110, 111, 113, 115, 116, 118, 120, 123, 124, 130, 139, 141]. В процессе работ по ГДП-200 авторами объяснительной записки была опубликована значительная часть полученных новых данных и модель строения региона [7, 13, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 47, 54, 55, 56, 57]. В последние десятилетия одним из основных методов картирования стало дешифрирование аэрофотоснимков разных масштабов. Они особенно продуктивно использованы съемщиками. Проведены специализированные аэрофотогеологические работы [98, 126, 131]. Предпринимались попытки геологической интерпретации материалов радиолокационной съемки [96]. С середины 50-х годов оживились поисковые работы. Проведены поиски хрома [95], меди [139, 142, 143], редких металлов [90], редких земель

[116], пьезокварца [73, 81], огнеупорного сырья [102], открыты и разведаны Джабыкское и Пещерское месторождения строительного камня [76], Агаповское и Гумбейское песчано-гравийных смесей [100], доразведано Агаповское месторождение известняков, открыта и разведана группа месторождений (Сахаринское и Юго-восточный участок) гипергенных руд никеля [78, 79], легированных руд железа, естественных пигментов и глин для окомкования железорудных концентратов [125, 78, 79], открыто и разведано Субутакское месторождение вермикулита [82, 93], выявлены и оценены Вечернее (Кипчакское) месторождение руд марганца [121], залежи бокситов на Моховой площади [84, 117, 128], оценены ряд проявлений железных руд [105, 133, 136], открыты новые рудопроявления и пункты минерализации золота [110, 114, 93].

Геохимически площадь изучена слабо. На некоторых участках проведены поисковые работы по вторичным ореолам [89, 119, 112, 107]. Все геологосъемочные и поисковые работы, начиная с середины 60-х годов сопровождались поисками по первичным ореолам и, реже, на отдельных мелких участках, – по вторичным. Проводились также специальные глубинные литохимические поиски [91, 142, 143]. Проведено геохимическое изучение донных отложений [80]. Выполнено обобщение результатов геохимических исследований [107, 105], радиохимических исследований [92]. На площади листа проведена гидрогеологическая съемка [122].

Геофизические работы ведутся с 1931 г. В 1947 г. начаты наземные крупномасштабные магнитометрические, в 1948 г. – электроразведочные, а в 1959 г. – площадные гравиметрические работы. В северной части лист пересечен сейсмометрическим профилем с построением сейсмогеологического разреза до глубин 80-100 км [104]. К настоящему времени на всю площадь составлены полистные карты магнитного поля в масштабах 1:200 000, 1:100 000 и 1:50 000, на большую часть (90%) – в масштабе 1:25 000. На ряде участков выполнены съемки масштаба 1:10 000-1:2 000. Выполнены: аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000 и более крупных масштабов. Составлена сводная карта изоаномал магнитного поля масштаба 1:200 000 [71]. Карты гравитационного поля построены на всю площадь в масштабах 1:200 000 и 1:50 000 с увязкой данных съемок масштаба 1:25 000-1:50 000 (80%) и мельче. Электрометрическими методами (ВЭЗ, ВП) покрыто не более 10% площади листа в южной и юго-восточной его частях. Метод

ВЭЗ применялся для определения мощности рыхлых отложений при гравиметрических работах. Большая часть аномалий ВП, представляющих интерес для поисков месторождений сульфидных руд, остается неизученной. Радиометрическая изученность площади неравномерная и недостаточная. Проведены повысотная радиоспектрометрическая съемка масштаба 1:25 000 с построением карт естественных радионуклидов (ЕРН) масштаба 1:100 000 и 1:25 000 на подавляющей части листа N-40-107, а также попутные поиски при проведении геологосъемочных и поисковых работ. Проведен гамма-каротаж всех скважин. Зарегистрировано 25 аномалий гамма-активности и содержания радона в почвенном воздухе, 44 радиогидрохимические аномалии, выделены зоны с высоким потенциалом радона в почвах и с повышенным содержанием ЕРН в донных отложениях. Основные аномалии гаммаактивности и изменения уровня гаммаполя нашли геологическое объяснение. Промышленных скоплений ЕРН не выявлено. Структура поля радиоактивности и, особенно соотношение различных ЕРН еще требуют изучения. Проведена автогамма-съемка [100], эманационные исследования, аэрогаммасъемка масштаба 1:100 000 и 1:25 000, аэрогаммаспектрометрическая съемка масштаба 1:25 000 [132]. Сделана сводка данных по распределению ЕРН и радиометрическим аномалиям [80, 92]. На всю территорию листа составлены рабочие карты фактического материала физических свойств (магнитная восприимчивость, плотность, модуль вектора остаточной намагниченности) в масштабах 1:50000 и 1:200000, сведены основные петрофизические данные [86, 105, 106].

В целом изученность территории крайне неравномерна. Хорошо обеспечен стратиграфическими и петрогеохимическими данными, геофизическими материалами запад территории, слабо – восток, особенно, северо-восток. Наиболее хорошо изучены вулканогенные и осадочные отложения девона и нижнего карбона и ассоциирующие с ними интрузивные породы. Довольно много данных о позднекаменноугольных и пермских коллизионных гранитоидах. Слабо изучены метаморфизованные стратифицированные и интрузивные образования ордовика и силура, преобладающие на востоке территории. Практически нет точных данных по составу метаморфогенных минералов.

2. Стратиграфия

На площади под маломощным прерывистым покровом континентальных мезозойско-кайнозойских образований развиты неравномерно преобразованные и деформированные палеозойские породы, среди которых резко преобладают магматиты. Особенно широко развиты разнообразные вулканиты, сопровождающиеся комагматичными им интрузиями. Осадочные породы развиты подчиненно, обычно среди вулканитов удаленных от центров извержений зон. Формации представлены своими небольшими частями в пределах блоков, и только в наиболее крупных из них иногда устанавливаются их латеральные вариации и взаимопереходы.

По особенностям строения уралид на территории выделены Магнитогорская и Восточно-уральская мегазоны. Первая представлена Магнитогорской, Кипчакской и Гумбейской подзонами Восточномагнитогорской зоны, Уйской и Полоцко-Аркаимской подзонами Уйско-Новооренбургской зоны, вторая – Джабык-Суундукским блоком Кочкарско-Адамовской зоны.

В Магнитогорской мегазоне развиты преимущественно магматические породы девона и карбона, реже, раннего палеозоя, образующие закономерные вулcano-плутонические ассоциации. Породы зоны относительно слабо метаморфизованы: лишь на востоке ее проявлены образования фации зеленых сланцев. В Кочкарско-Адамовской зоне доминирует ордовикско-силурийская (?) астафьевская вулcano-плутоническая ассоциация и тесно связанные с нею вулcano-генно-осадочные отложения рымникской свиты ордовика. Они прорваны магматитами позднедевонско-раннекаменноугольного неплюевского комплекса и вместе с ними несогласно перекрыты верхневизейско-среднекаменноугольными осадочными отложениями. Совместно с последними они прорваны крупными интрузиями пермских гранитоидов. Метаморфизм пород – от фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой.

Ордовикская система

Нижний отдел

Слюдинская толща (O_{1sl}) развита на крайнем северо-западе Кочкарско-Адамовской зоны. Ее разрез изучен по керну картировочных скважин, пробуренных севернее характеризуемой пло-

щади. Мощность толщи – более 900 м. Она сложена преимущественно серо- и темно-зелеными аповулканогенными кварц-эпидот-плагиоклаз-роговообманковыми кристаллосланцами с переменным соотношением сине-зеленой роговой обманки (20-70-85%), кварца (до 10%), плагиоклаза (20-60%), эпидота (до 15-40%, чаще менее) с мелкогранонематобластовой и гетерогранонематобластовой структурами. Реже наблюдаются существенно полевошпатовые и кварц-полевошпатовые породы с переменным, иногда значительным, содержанием биотита. В них отмечается иногда реликтовое порфиоровое сложение: вкрапленники плагиоклаза в тонкозернистом биотит-эпидот-амфибол-кварц-полевошпатовом агрегате. Среди сланцев в виде прослоев (15% объема толщи), развиты черные и серые плитчатые микрокварциты графит-мусковитсодержащие (метасилициты). Прослои кварцитов хорошо видно на аэрофотоснимках. Минеральная ассоциация кристаллосланцев характерна для эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Часто фиксируются ретроградные изменения (диафторез), выраженные, в первую очередь, в замещении амфибола хлоритом. Основная масса составов пород на диаграмме Предовского попадает в поле базитов или близ него. По соотношению лейкократовой и меланократовой составляющих выделяются апобазальтовые, апоандезибазальтовые и апоандезитовые сланцы. Выводу о принадлежности материнских пород к андезитоидным вулканитам не противоречат данные о микроэлементном составе пород. Средние содержания сидерофильных (Ni-130 г/т, Co-36 г/т, Cr-216 г/т) и халькофильных (Cu-120 г/т, Zn-113 г/т, Pb-9,9 г/т) элементов близки средним содержаниям их в основных породах (здесь и ниже по Таркьяну и Ведеполу), содержания V и Ti (104 г/т и 6310 г/т соответственно) примерно в два раза ниже средних содержаний в основных породах. Магнитная восприимчивость пород: $(8-50) \cdot 10^{-5}$ СИ, плотность – $(2,63-2,75) \cdot 10^3$ кг/м³.

На северном продолжении толщи за границей площади в прослоях слабее метаморфизованных кремнистых пород обнаружены остатки радиолярий (заключение Б. М. Садрисламова). Отложения толщи прорваны породами астафьевского комплекса, возраст которых рубидий-стронциевым изохронным методом определен как раннепалеозойский (не древнее силура) [7]. Толща тесно ассоциирует с раннеордовикской рымникской свитой, фациально замещаясь ею по латерали. По совокупности этих данных возраст ее принят раннеордовикским.

По мнению редактора, кремнистые метатUFFиты, метатUFFосилициты, метасилициты слюдинской толщи следует отнести к новооренбургской толще, а кристаллические сланцы – выделить в козубаевский метаморфический комплекс раннего протерозоя. Однако, существование последнего не доказано и предложение о его выделении (в серийной легенде он не принят) основывается лишь на факте обнаружения А. А. Краснобаевым (Краснобаев и др., 1998) восточнее характеризуемой площади в одной из проб метаморфических пород цирконов с возрастом $1\ 800 \pm 76$ млн. лет. Судя по устной информации А. А. Краснобаева (в публикации нет не только какого-либо описания разреза, но и сведений о вещественном составе пробы, точном местонахождении точки её отбора) наиболее вероятно, что древние цирконы обнаружены в метаблочных палеозойских породах рымникской свиты, в которых наличие микропримеси этих алевритовых по размеру зерен может свидетельствовать лишь о нижнем ограничении возраста. На наш взгляд, возраст толщи корректнее показывать более широким (ордовикско-силурийским), что не противоречит ни заключению Б. М. Садрисламова, предположительно считающим радиоларии лландоверийскими, ни данным о принципиальном единстве обстановки формирования ордовикских и силурийских толщ [23]. Вместе с тем, принятый раннеордовикский возраст её является всё же наиболее вероятным, по крайней мере для большей части разреза.

Рымникская свита (O_{1rm}) слагает на площади большую часть Кочкарско-Адамовской зоны. Порода её весьма слабо обнажена и прослежена по высыпкам и горными выработками. Элементы структуры свиты довольно уверенно прослеживаются по площади на аэрофотоснимках и картах магнитного поля. При суммарной мощности более 1600 м, она отчетливо подразделяется на три пачки [119] с согласными с переслаиванием с очень постепенными переходами контактами. Верхняя (O_{1rm}^3) (около 700 м) и нижняя (O_{1rm}^1) (около 300 м) пачки идентичны и сложены биотит-актинолит-плагиоклаз-хлорит-кварцевыми и биотит-роговообманково-плагиоклаз-кварцевыми сланцами переменного состава с бластопсаммитовой, бластоалевритовой изредка бластопсефитовой структурами (размерность по Швецову, 1948). Подчиненно развиты графит-содержащие породы того же состава. В средней пачке (O_{1rm}^2) (мощность около 600 м) графит-содержащие породы составляют более половины разреза и определяют её облик. Эту пачку ре-

дактор считает аналогом новооренбургской толщи, однако несомненно единство её разреза с выше- и нижележащими пачками определено «рымникских» пород, которые, по его мнению, имеют вендский возраст. Это доказано бурением как ю-в площади в логу Чулаксай [138], так и ю-з Неплюевского массива (профиль скважин 33-36).

Подошва свиты не установлена. Отложения её смяты в складки и резко несогласно перекрыты пологопадающей (на запад) солнечной толщей верхнего визе. Вместе с последней она разбита на ряд пластин, в основании которых выходят иногда серпентиниты. В умеренно метаморфизованных породах свиты часто видна первичная обломочная структура, преимущественно псаммитовая, реже алевритовая и изредка гравийная. Часто устанавливается ритмичная градационная слоистость, совпадающая со сланцеватостью. Мощности ритмов колеблются от первых миллиметров до первых сантиметров, при преобладании нижних (псаммитовых и изредка мелкогравийных) их членов. Под микроскопом обнаруживается, что породы состоят преимущественно из тонкозернистых (0,01-0,1мм) агрегатов хлорита, биотита, амфибола, плагиоклаза (№ 9-27), кварца, серицита и многочисленных линзовидно-полосчатых обособлений кварца, альбита, иногда карбоната, эпидота. Первичное обломочное строение часто проявлено лишь унаследованной неоднородностью строения: наличием существенно меланократовых и лейкократовых агрегатов с нечеткими ограничениями. Иногда различимы обломки вулканитов (андезитоидов?) с реликтами микролейст и микровкрапленников плагиоклаза. Резко выделяются отдельные изометричные обломки кварца и плагиоклаза. Породы с существенным содержанием кластических зерен кварца редки. Верхние части отдельных ритмов слабо обогащены графитом. До 30% объема свиты слагают слои мелкопсефито-псаммитового относительно однородного строения

Табл.1. Средний состав пород рымникской свиты

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Nnn	CO ₂	S	Σ
1	61,42	0,87	15,47	2,91	3,73	0,11	3,53	3,98	3,30	2,02	0,18	2,20	0,73	0,09	99,94
2	59,58	0,87	14,13	1,27	5,38	0,13	4,32	4,45	3,08	1,74	0,19	4,10	1,71	0,69	99,23

Примечания: 1 – 1 и 3 пачки (44 анализа), 2 – 2 пачка (25 анализов)

без градационной слоистости. Мощность их колеблется от первых десятков сантиметров до нескольких метров. В таких породах часто много реликтов обломков плагиоклазов.

В средней пачке около половины ритмов обогащены графитом. Общее содержание последнего не превышает первые проценты, максимум его – в тонкозернистых породах верхов ритмов. В этой пачке чаще наблюдается примесь карбоната, вероятно, представляющего мелкий детрит. Обычно он замещен кварцем.

По химическому составу породы свиты на диаграммах Петтиджона и Логвиненко-Сергеевой для песчаников находятся в основном в поле граувакк, от средних составов которых они отличаются несколько повышенными содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O и пониженными – SiO_2 , что сближает их с андезитоидными вулканитами (табл.1). Акцессорные – магнетит, апатит, эпидот, ильменит, лейкоксен – обычные для вулканитов основного и среднего состава. Содержание халькофильных и сидерофильных элементов близко их содержанию в базальтоидах. Особенно высоки содержания Cr (около 300 г/т). V и Ti лишь ненамного меньше, чем в базальтоидах. Плотность пород – $(2,61-3,01) \cdot 10^3$ кг/м³, магнитная восприимчивость – менее $50 \cdot 10^{-5}$ СИ, изредка до $(1000-1500) \cdot 10^{-5}$ СИ.

Плагиоклаз-кварц-биотитовые с эпидотом, мусковитом и плагиоклаз-кварц-эпидот-рогово-обманковые минеральные ассоциации сланцев свидетельствуют об их метаморфизме в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Нередко роговая обманка и биотит в этих породах замещены частично хлоритом (ретроградные изменения). Юго-восточнее Неплюевского массива преобладают существенно кварц-альбит-актинолит-хлоритовые ассоциации, характерные для зеленосланцевой фации. В южном экзоконтакте Джабыкского массива метаморфогенная зернистость крупнее (0,3 мм и более). Здесь породы свиты почти полностью утратили свой первичный облик и превращены в тонкозернистые кристаллосланцы. Нередко, особенно в северном обрамлении Бутакского массива, развиты метаморфизованные метасоматиты: кварц-мусковитовые, кварц-мусковит-биотитовые, мусковит-кварцевые.

Юго-западнее Неплюевского массива в графитсодержащем сланце с глубины 90,6 м скв. 34 обнаружены обломки перекристаллизованных члеников стеблей криноидей (заключение В. С. Милициной). Известны и другие находки палеозойской фауны юго-восточнее описываемого листа. Свита ассоциирует с аповулканогенной слюдинской толщей, фациально замещаясь ею по

латерали (вулканиты отмечены в её составе восточнее площади [19, 140]). Неоднократно показано, что она составляет единую с маячной свитой вулканогенно-осадочную серию (Бердюгин и др., 1980ф, [20, 25] и др.). В отложениях же последней сделаны многочисленные находки фауны, характерной для нижнего-среднего ордовика [1, 19].

Наиболее вероятным источником материала для формирования римникской свиты, видимо, служила тефра пирокластических андезитоидных извержений, сформировавших основной объем слюдинской толщи. Первичные осадки первой и третьей пачек очевидно относятся преимущественно к дистальным, а второй – проксимальным турбидитам и тефротурбидитам. Значительную часть толщи (около 30% её объема) слагают, видимо, образования пирокластических потоков (псефито-псаммитовые слои без градационной слоистости). Подобного рода разрезы близки установленным в преддуговых и междуговых бассейнах [41, 42].

Средний отдел

Новооренбургская толща (O₂no) метатUFFов и метатUFFитов базальтов, андезибазальтов и андезитов, аповулканогенных зеленых сланцев и графитсодержащих метатUFFосилицитов, кремнистых метатUFFитов и метасилицитов слагает небольшую Лесную пластину юго-западнее прорывающей её Кацбахской интрузии в крайней западной части Уйско-Новооренбургской зоны. Обнажена плохо. На поверхности наблюдаются лишь микрокварциты, мусковит-кварцевые, мусковит-биотит-хлорит-кварцевые и хлорит-биотит-кварцевые породы, часто графитсодержащие, образовавшиеся, очевидно, как по довольно чистым силицитам, так и глинистым силицитам, тUFFосилицитам и кремнистым тUFFфитам. На местности и аэрофотоснимках видно, что все эти разновидности существенно метакремнистых пород, слагающих на поверхности микрогорды, развиты ограниченно. Скважинами между ними выявлены аповулканогенные зеленые сланцы, метатUFFы и метатUFFфиты. Лишь в средней части разреза метакремнистые породы слагают мощную (до 90 м) пачку. Оба контакта толщи – тектонические. Мощность её – более 900 м. Породы смяты в изоклиналильные складки с падением осевых плоскостей согласно общему па-

дению пластины на юго-запад и разбиты на более мелкие пластины, разделенные иногда телами серпентинитов.

Большую часть разреза слагают ритмично чередующиеся серо- и темно-зеленые породы с бластопсефитовыми, бластопсаммитовыми и бластоалевритовыми структурами. Мощность ритмов – до 1-2 м. Они осложнены микроритмами в их верхах. По реликтовым структурам и типичной вулканической ритмичности отложений предполагается их существенно пирокластическая природа (метатUFFы и метатUFFиты). Тонкозернистые существенно метакремнистые породы слагают обычно верхи ритмов. Обломки в туфах и туффитах имеют неотчетливые ограничения, поскольку замещены агрегатами мелких (до 0,5-0,7 мм, иногда 1 мм) зерен амфибола ряда актинолит-роговая обманка, более мелких относительно изометричных зерен биотита, хлорита, кварца, альбита. Отмечаются реликты кристаллов плагиоклаза. Матрикс перекристаллизован в тонкозернистый биотит-хлорит-кварцевый агрегат. Его обычно мало в относительно крупнообломочных разностях. В породах нередки кварц-альбитовые сегрегации. Отмечаются лейкократовые существенно полевошпатовые разности пород. Вероятно, это – метакристаллотUFFы. Небольшой объем слагают меланократовые существенно амфиболовые разности, содержащие отдельные выделения серпентина. В аповулканогенных сланцах перекристаллизация пород иногда настолько сильна, что их первичное обломочное строение почти не просматривается, они состоят из хорошо индивидуализированных зерен амфибола, хлорита, биотита, альбита. В существенно метакремнистых породах верхов ритмов преобладает кварц при подчиненном переменном содержании биотита, хлорита, амфибола (редок) и мусковита. Относительно чистые микрокварциты слагают в ритмичнослоистых отложениях микрослойки среди существенно хлорит-биотит-варцевых пород. Их роль более значительна в пачке преимущественно метакремнистых пород средней части разреза толщи. В экзоконтакте Кацбахской интрузии отмечается переходное от сланцеватого к роговиковому строение пород. Широко развиты метасоматиты: существенно пироксеновые, существенно гранатовые, отмечаются эпидотизация, амфиболитизация, хлоритизация, биотитизация. В контактово измененных породах, как и пермских гранитоидах интрузии, часто отмечаются аномалии вольфрама, молибдена, мышьяка, халько-

фильных элементов, обычное содержание которых, как и сидерофилов, близко кларковому для базальтов. Плотность пород – $(2,5-3,2) \cdot 10^3$ кг/м³, магнитная восприимчивость – крайне низкая.

В микрокварцитах пачки метакремнистых пород средней части разреза толщи в обн. 3052 обнаружены отпечатки конодонтов, определенные В. А. Наседкиной как *Chirognathus* sp., встречающийся только в среднем ордовике, и *Paracordylodus(?)* sp. indet., распространенный в нижнем и среднем ордовике [2]. Эту пачку редактор считает самостоятельной толщей – аналогом новооренбургской. Сущетсвенно метавулканогенные образования, по его мнению, являются более выскометаморфизованными (метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации) и более

Табл. 2. Средние составы метавулканитов новооренбургской толщи

N п/п	1	2	3		1	2	3		1	2	3
SiO ₂	48.06	50.39	61.87	Q	0.00	0.00	10.27	Wo(Di)	10.34	5.49	1.20
TiO ₂	1.11	1.31	0.53	Or	3.31	7.45	17.08	En(Di)	7.39	3.55	0.75
Al ₂ O ₃	12.84	18.93	17.45	Ab	9.31	25.13	35.20	Fs(Di)	2.03	1.57	0.38
Fe ₂ O ₃	2.37	3.26	1.25	An	28.44	34.60	20.40	En(Hy)	17.14	8.85	7.59
FeO	7.29	5.84	3.15	Di	19.75	10.61	2.33	Fs(Hy)	4.71	3.91	3.81
MnO	0.15	0.14	0.17	Hy	21.85	12.76	11.41	Fo(Ol)	8.01	1.03	0.00
MgO	14.44	5.57	3.35	Ol	10.44	1.53	0.00	Fa(Ol)	2.42	0.50	0.00
CaO	11.50	10.02	4.97	Mt	3.44	4.73	1.81	FeO'	9.42	8.77	4.28
Na ₂ O	1.10	2.97	4.16	Ilm	2.11	2.49	1.01	Na ₂ O+K ₂ O	1.66	4.23	7.05
K ₂ O	0.56	1.26	2.89	Ap	1.37	0.69	0.49	Kf	40.08	62.03	56.77
P ₂ O ₅	0.59	0.30	0.21	Npl	75.34	57.92	36.69	Al ₂ O ₃ /TiO ₂	11.57	14.45	32.92
								FeO'/MgO	0.65	1.58	1.28

Примечание: сланцы по туфам: 1 – меланократовых базальтов (3 ан.), 2 – глиноземистых базальтов (5 ан.), 3 – андезитов (1 ан.)

древними (верхнерифейскими). На взгляд авторов, несомненно единство охарактеризованного разреза толщи, как очевидно, что все её породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации, интенсивность которого убывает с удалением от Кацбахской интрузии без какого-либо «скачка» на границе пачки с преобладанием метакремнистых пород. Она действительно одновозрастна с новооренбургской толщей метакремнистых пород с прослоями лав базальтоидов, установленной южнее площади (Иванов и др., 1984). Вместе с тем она резко отличается от последней и представлена, в основном, образованиями пирокласто-осадочного шлейфа удаленной от центров активного эксплозивного вулканизма зоны, с вулканитами, имеющими по комплексу петрогеохимических данных (табл.2) "островодужную" специфику. Поэтому мы предлагаем выделить её в самостоятельную толщу среднего ордовика с названием «лесная».

Девонская система

Нижний отдел

Киембаевская свита (D_{1km}) прослежена в узких тектонических блоках на западе Гумбейской подзоны вдоль зоны Браиловского разлома. Контакты её – тектонические. Свита сложена лавами базальтов и андезибазальтов, их лавокластитам редко риолитами и риодацитами с редкими прослоями туффитов, мраморизованных известняков и силицитов. Она слабо обнажена, в ней дешифрируются отдельные прослои осадочных пород. Мощность – 300-1 400 м [137]. Базальтоиды толщи – афировые, микропорфировые или мелкопорфировые с вкрапленниками соссюритизированного плагиоклаза и более редкими мелкими – клинопироксена, изредка замещенного уралитом, а в базальтах иногда и с единичными – оливина, нацело замещенного боулинги-том, карбонатом, кварцем. Структура основной массы – спилитовая, апогиалопилитовая, апогиалопилотакситовая, апоинтерсертальная до долеритовой и офитовой в центральных частях потоков. Микролиты в основной массе представлены плагиоклазом и пироксеном. Количество пироксена в породе обратно пропорционально количеству плагиоклаза. Присутствуют мелабазальты афировые или микропорфировые с мелкими выделениями оливина, замещенного вторичными минералами.

Породы толщи – умеренно-щелочные натриевые (табл.2), на петрохимических диаграммах

Табл.3. Средние составы эффузивных пород киембаевской свиты

	1	2	3		1	2	3		1	2	3		1	2
SiO ₂	44,32	50,93	54,52	Q	0,00	0,00	2,88	Ap	0,51	0,56	0,53	Rb	7,8	5,3
TiO ₂	2,02	1,73	1,80	Or	2,78	2,98	1,83	NpI	78,34	35,02	28,93	Sr	119	190
Al ₂ O ₃	14,82	17,32	16,12	Ab	7,84	42,79	45,94	Wo(Di)	19,76	2,39	2,78	Zr	69	69
Fe ₂ O ₃	5,63	4,88	4,84	An	28,35	23,06	18,70	En(Di)	14,10	1,49	1,80	Y	55	34
FeO	6,94	7,49	6,48	Ne	6,68	0,00	0,00	Fs(Di)	3,92	0,76	0,80	V	258	387
MnO	0,21	0,15	0,16	Di	37,78	4,64	5,38	En(Hy)	0,00	4,74	9,88	Cr	70	141
MgO	7,44	5,59	4,69	Hy	0,00	7,17	14,29	Fs(Hy)	0,00	2,43	4,41	Co	36	46
CaO	15,55	6,12	5,42	Ol	4,07	8,43	0,00	Fo(OI)	3,11	5,39	0,00	Ni	16	34
Na ₂ O	2,38	5,06	5,43	Mf	8,16	7,08	7,02	Fa(OI)	0,95	3,04	0,00	Nb	15,6	13,7
K ₂ O	0,47	0,51	0,31	Ilm	3,84	3,29	3,43					n	4	3
P ₂ O ₅	0,22	0,24	0,23	n	2	11	21							

Примечание: 1 – мелабазальты; 2 – базальты; 3 – андезибазальты (здесь и в последующих таблицах содержания окислов приведены в весовых %, микроэлементов – в г/т, n - количество анализов). Анализы микроэлементов выполнены количественным спектральным методом в ИГГ УрО РАН.

их составы попадают в поля толеитовой серии. Плотность пород – $(2,7-2,8) \cdot 10^3$ кг/м³, магнитная восприимчивость – $(0-5) \cdot 10^{-2}$ СИ. По соотношению Mn, Ti и P их средние составы близки к

океаническим, но отличаются от них пониженной магнезиальностью и повышенными концентрациями Р, а от типично островодужных – пониженными отношениями Al_2O_3 / TiO_2 . Соотношение TiO_2 и железистости – промежуточное между характерным для островодужных и океанических и соответствует базальтам глубоководных желобов. Повышенная титанистость – их главное отличие от островодужных образований. Вулканиты киембаевской свиты по сравнению с нормальными океаническими толеитовыми базальтами обогащены К, Rb, Nb, Р, Fe, Y при заметной обедненности сидерофильными элементами (табл.3), что характерно для образований задуговых спрединговых бассейнов. Содержания РЗЭ – весьма низкие при низком отношении $La/Yb_N = 0,68$. Интенсивная положительная европиевая аномалия указывает на значительную аккумуляцию плагиоклаза при образовании пород.

Хлорит-карбонат-кварц-соссюрит-альбитовая ассоциация вторичных минералов толщи типична для зеленокаменных изменений. Отмечаются также мелкоигльчатый актинолит, мелкочешуйчатый бурый биотит вместе с уралитом, альбитом, эпидотом, хлоритом. Эти изменения не выходят за пределы зеленосланцевой фации метаморфизма. В большинстве случаев породы массивны, сохраняют первичные структуры и текстуры вулканитов, хотя иногда превращены в зеленые сланцы. Известняки неравномерно мраморизованы. Локально проявлены серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-карбонатные и серицитовые метасоматиты, с которыми отмечается сульфидная минерализация.

Раннедевонский (пражско-раннеэмский) возраст киембаевской свиты, принятый большинством исследователей [34, 87, 91, 109, 133], определяется находками фауны в прослоях мраморизованных известняков. Из нижнего прослоя их на участке к с-з от ст. Субутак определен комплекс фауны пражского яруса [87] (здесь и ниже списки фауны см. в стратиграфической колонке). Обломочное сложение пород этого слоя (предопределенное, видимо, оползневыми явлениями) позволило предположить переотложенность в них фауны [18, 131]. Однако, во-первых, А. Н. Ходалевицем и М. В. Шурыгиной, доказана ее одновозрастность [87], а во-вторых, в 50 м выше по разрезу, из прослоя мраморизованных мелкодетритовых известняков, переслаивающихся с тонко- и микрослоистыми афанитовыми мраморизованными известняками с очень

выдержанной первично горизонтальной слоистостью (вероятно, хомогенными), определен характерный для верхов пражского и эмского ярусов конодонт *Pandorinellina steinchornensis miae* (Bult), а предполагать переотложенность этой фауны оснований нет вовсе. Из мраморизованных известняков, вскрытых скв. 97 в 4,4 км ю-з п. Амамбайка, определен конодонт *Polygnathus aff. dehisceus* Philip et Jackson, характерный для нижней половины эмского яруса (верхи тошемского-низы карпинского горизонтов, зоны *dehisceus* и *gronbergi*).

Мнения о том, что известняки залегают исключительно как самостоятельные блоки вне связи с базальтоидами киембаевской свиты в олистостроме [131] или в меланже [2], к которым присоединился в последнее время и редактор листа, противоречат наблюдениям. Согласно контактам известняков с вулканитами наблюдались в районе пос. Браиловский, вскрыты горными выработками у ст. Субутак. Толща вскрыта многочисленными скважинами, но обломочных пород, которые можно было бы считать матриксом олистостромы, не установлено.

Лавовый характер разреза и петрогеохимические особенности вулканитов позволяют отнести свиту к формации умеренно-щелочных натриевых базальтов и андезибазальтов зон задугового спрединга окраинных морей. Породы свиты вмещают проявления медноколчеданных руд.

Тюлькубайская толща (D_{1tl}) представлена аповулканогенными зелеными сланцами, серицит-кварцевыми сланцами и микрокварцитами (метасилицитами) часто углеродсодержащими, мраморизованными известняками. Толща развита в узких блоках на юге Гумбейской подзоны. Мощность её – 500-600 м. Контакты – тектонические. Они хорошо фиксируются линейными зонами физических полей. В толще преобладают зеленые хлорит-биотит-кварц-полевошпатовые сланцы, содержащие серицит и карбонат. Реже развиты полевошпат-кварц-хлорит-актинолит-биотитовые, полевошпат-биотит-карбонат-амфиболовые, полевошпат-амфибол-биотитовые, биотит-кварц-амфиболовые и кварц-альбит-амфиболовые сланцы тонкополосчатые и линзовидно-полосчатые, изредка плейчатые. Полосчатость (слоистость) обусловлена чередованием слоев мощностью 0,1-1-3 см сланцев с различной зернистостью. Структура их – лепидогранобластовая, либо бластосаммитовая, бластоалевритовая и, редко, бластогравийная. Обломки представлены зернами альбитизированных, реже серицитизированных плагиоклазов, иногда

сильно деформированных «расташенных», афировыми и мелкопорфировыми плагиоклазовыми базальтами с апогиалопилитовой или апопилотакситовой структурой. Метасилициты – серые и темно-серые до черных, местами тонкополосчатые серицит-кварцевые сланцы, кварциты, иногда с реликтами радиолярий. До 5% разреза толщи составляют прослои мелкодетритовых и афанитовых тонкоплитчатых тонкослоистых мраморизованных известняков и мраморов мощностью от 0,1-0,3 до 50 м. Строение разреза часто ритмично. Мощность ритмов – 2-3 м, редко больше. Их низы (до 1 м) сложены сланцами с бластопсаммитовой структурой и залегают с резкой границей на подстилающих породах и постепенно сменяются вверх по разрезу разностями с бластоалевритовыми и более тонкообломочными структурами (1-2 м). Некоторые из ритмов имеют трехчленное строение, завершаясь слоями мраморов или метасилицитов мощностью от первых см до 1 м. Аповулканогенные сланцы по туфам, в которых основной объем сложен обломками эффузивов, по составу отвечают базальтам и андезибазальтам и аналогичны эффузивам киембаевской свиты. Для большинства же пород характерны повышенные (до 57-68%) содержания SiO_2 , несмотря на то, что в обломках наблюдались только базальты и андезибазальты. Редактор считает, что пестрота состава пород толщи объясняется разновозрастностью слагающих её образований, которые следует вместе с серпентинитами показать в качестве меланжа, что и осуществлено, по решению НРС, для полосы её распространения южнее Кацбахского массива. На взгляд авторов, колебания составов объясняются разнообразием содержания осадочного вещества в цементирующей массе туффитов и туфопесчаников, превращенных в сланцы. Часть аповулканогенных амфиболсодержащих сланцев сохраняют реликты порфировых и диабазовых структур [81, 134, 85] и являются образованными по эффузивам. Минеральная ассоциация сланцев характерна для зеленосланцевой фации. Развиты также (особенно в северном экзоконтакте Кацбахского массива) кварц-серицитовые, кварц-карбонатные, кварц-серицит-карбонатные, кварц-серицит-альбитовые, кварц-альбитовые, карбонат-мусковит-хлоритовые, мусковит-хлоритовые и хлоритовые метасоматиты с пиритной минерализацией (до 6%), иногда с турмалином [81].

Возраст свиты определяется находками в известняках толщи на левом борту балки Сосновый Дол конодонтов характерных для эмского яруса (верхов тошемского-низов карпинского горизонтов зон *dehiscens* и *gronbergi*) [137].

Средний отдел

Гумбейская свита (D_2gm) слагает большую часть Гумбейской подзоны. Она представлена базальтами и андезибазальтами порфировыми пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми, их лавобрекчиями, кластолавами, лавокластитам, туфами, ксенотуфами, туффитами, тефроидами, аповулканогенными зелеными сланцами, яшмами, изредка радиоляритами. Мощность – 1300-4400 м. Нижний контакт свиты – тектонический. Перекрыта она вулканогенно-осадочными отложениями новобуранной толщи. Переход от базальтовых разрезов гумбейской свиты к существенно кислым новобуранной – иногда постепенный, с появлением в верхах гумбейской толщи риодацитов и дацитов, иногда с местным размывом. На реках Гумбейка и Зингейка имеются ее естественные разрезы. На аэрофотоснимках выделяются пачки слоистых туфов и туффитов, кремнистых пород. Лавы составляют в некоторых разрезах до 50-60 % объема толщи. Мощность отдельных лавовых потоков – несколько метров, редко более 10 м. В них наблюдается дифференциация по составу от мелабазальтов до базальтов порфировых пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых, а иногда и до андезибазальтов и, изредка, андезитов порфировых плагиоклазовых в их верхах. В других разрезах резко преобладают туфы и ксенотуфы. Магнитная восприимчивость – очень низка, лишь иногда до $1,5 \cdot 10^{-2}$ СИ. Плотность вулканитов – $(2,75-2,9) \cdot 10^3$ кг/м³. Средние составы пород (табл.4) являются промежуточными между образованиями нормального и умеренно-щелочного рядов. Тип щелочности – калиево-натриевый. Ясно выражен боуэновский тренд дифференциации. Обогащенность базальтов нормативными полевыми шпатами, по сравнению с нормативными цветными минералами, свидетельствует в пользу повышенного водного давления при их генерации. По соотношению указанных компонентов они весьма близки к среднему островодужному базальту [62]. Андезибазальты и андезиты по

нормативному составу близки к составу тройной псевдоэвтектики “Ol-Crx-P1” при водном давлении 3 кбар [62]. Главными геохимическими особенностями пород являются повышенные со-

Табл.4. Средние составы вулканитов гумбейской свиты

	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO ₂	45,36	50,35	54,64	58,43	66,56	Di	13,82	17,02	8,11	8,66	0,00
TiO ₂	1,27	0,90	1,01	0,83	0,38	Hy	6,18	7,85	13,21	9,76	5,96
Al ₂ O ₃	14,29	16,22	17,023	16,52	16,13	OI	23,00	6,57	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	3,65	4,15	4,12	3,26	1,63	Mf	5,30	6,01	5,97	4,73	2,37
FeO	8,75	6,25	5,21	4,02	2,62	Iim	2,41	1,72	1,91	1,58	0,72
MnO	0,17	0,16	0,13	0,11	0,18	Ap	1,03	0,62	0,57	0,48	0,31
MgO	13,47	7,34	4,96	4,18	1,12	N pl	72,26	51,06	37,70	35,95	15,26
CaO	9,92	10,00	6,89	6,75	1,79	Wo(Di)	7,21	8,84	4,21	4,51	0,00
Na ₂ O	1,31	3,03	4,51	4,49	5,26	En(Di)	4,96	5,95	2,82	3,10	0,00
K ₂ O	1,37	1,34	1,26	1,22	4,20	Fs(Di)	1,67	2,23	1,08	1,05	0,00
P ₂ O ₅	0,45	0,27	0,25	0,21	0,13	En(Hy)	4,63	5,71	9,54	7,30	2,80
Q	0,00	0,00	2,14	8,28	13,32	Fs(Hy)	1,55	2,14	3,66	2,46	3,17
Or	8,07	7,92	7,42	7,22	24,85	Fo(OI)	16,79	4,65	0,00	0,00	0,00
Ab	11,15	25,60	38,18	37,98	44,47	Fa(OI)	6,21	1,92	0,00	0,00	0,00
An	29,03	26,70	22,49	21,32	8,01	N	3	91	27	10	3

Примечания: 1 – мелабазальты; 2 – базальты; 3 – андезибазальты; 4 – андезиты; 5 – дациты и риодациты.

Табл.5. Геохимическая характеристика пород гумбейской свиты (южная часть Гумбейской подзоны)

	Rb	Sr	Cr	Ni	Co	V	Zr	Y	Nb	n
1	49,2	566	152,5	115	50,6	534	120	30	12,6	5
2	39,6	502	141,7	95,3	39	381	97	78,3	16,3	5
3	23	500	15	6	30	288	59	28	16	1

Примечания: 1 – базальты, 2 – андезибазальты, 3 – андезиты

Табл.6. Содержание РЗЭ в вулканитах гумбейской свиты (южная часть Гумбейской подзоны)

	к-33	к-83	к-95	к-85	№№ ан.	к-33	к-83	к-95	к-85
La	14,25	12,20	4,69	18,42	Ho	0,35	0,61	0,26	0,61
Ce	7,65	25,07	7,00	26,37	Er	1,05	2,01	0,70	1,93
Pr	1,14	3,72	1,44	3,84	Tm	0,13	0,26	0,09	0,22
Nd	5,48	2,74	7,71	21,60	Yb	0,97	1,40	0,61	1,14
Sm	2,07	3,62	1,55	3,88	Y	7,00	9,52	4,72	7,79
Eu	0,95	1,90	0,78	1,73	РЗЭ+Y	45,13	89,30	33,90	95,23
Gd	2,17	4,77	2,60	4,16	(La/Yb) _N	9,92	5,88	5,19	10,91
Dy	1,92	3,50	1,75	3,54					

Примечания: к-33 – лейкобазальт; к-83 – базальт пироксеновый; к-95 – базальт плагиоклаз-пироксеновый; к-85 – андезибазальт микропорфировый пироксеновый. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН химико-спектральным методом.

держания сидерофильных элементов, а также Sr и Rb (табл.5), что свидетельствует о формировании свиты на достаточно “зрелом” островодужном фундаменте, т. е. на коре значительной мощности. По распределению РЗЭ (табл.6) вулканиты свиты являются аналогами образований островодужной известково-щелочной серии: характерно явное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, величина (La/Yb)_N – от 5-6 в базальтах до 10-11 в лейкобазальтах и андезибазальтах.

Вулканиты толщи претерпели зеленокаменные изменения, обычно хорошо сохраняют признаки первичных структур, массивную текстуру. Севернее в ней известны малоглубинные золото-серебряные прожилково-вкрапленные сульфидные руды. В зонах тектонических нарушений

породы толщи иногда рассланцованы и превращены в зеленые сланцы. На востоке Гумбейской подзоны в породах крайне неравномерно развиты агрегаты мелкоигольчатого актинолита, зерен эпидота, изредка биотита, вызванные зеленосланцевым метаморфизмом, в области проявления которого сосредоточена основная масса небольших жильных месторождений золота.

В нескольких пунктах в прослоях яшм из средней части свиты встречены конодонты, характерные для лангурского горизонта [2]. В верхах свиты в обломках известняков из ксенотуфов определены строматопороидеи и кораллы, характерные для высотинского горизонта живета [89]. В перекрывающих отложениях новобуранной толщи есть фауна, характерная для бродовского горизонта. Таким образом, гумбейская свита соответствует верхам эйфеля-низам живета (лангурскому и высотинскому горизонтам).

Средний-верхний отделы

Новобуранная толща (D_{2-3} nb) ограниченно развита в Гумбейской и Кипчакской подзонах. Представляет собой ритмичное переслаивание туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, изредка туффитов, туфов андезитов, дацитов, риодацитов, полимиктовых конгломератов и конгломерато-брекчий, гравелитов, песчаников, аповулканогенных зеленых сланцев с прослоями силицитов (в том числе радиоляритов) мощностью 100-400 м. Залегает предположительно согласно на гумбейской свите. Верхняя граница толщи с вулканитами аблязовской толщи обычно стратиграфически согласная. Согласно контакту вскрыт восточнее пос. Аблязово [133]. Однако, в центре кипчакской подзоны на породах толщи стратиграфически несогласно залегают отложения березовской свиты нижнего карбона. Толще соответствует неоднородное пониженное магнитное поле, при локальном повышении до 2 000 нТл.

Толща плохо обнажена. Наиболее представительный разрез её вскрыт скв. 5935 (Булатов и др., 1992ф) в 3 км ю-в п. Гумбейский. Установлена ритмичная пачка вулканогенно-осадочных пород с мощностью ритмов от 1 до 10 м. В верхах разреза на г. Сара-Тюбе изучена ритмичная пачка мощностью 30-50 м полимиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников с маломощными (0,5-0,8 м) прослоями ильменит-титаномагнетит-магнетитовых песчаников с первично

горизонтальной и косой диагонального типа слоистостью, характерной для прибрежно-морских осадков. Обломки хорошо окатаны. В их составе преобладают яшмы (50%), часты риодациты порфиновые кварцевые и афировые, реже встречаются туфы, кремнистые туффиты, базальты порфиновые пироксеновые и афировые. В песчаной массе к ним добавляются обломки кристаллов уралитизированного пироксена, магнетита, титаномагнетита и ильменита. Цемент соприкосновения глинистый и глинисто-кремнистый. Эта пачка перекрывается породами аблязовской толщи.

Магнитная восприимчивость пород – $n \cdot 100 \cdot 10^{-5}$ СИ, изредка – до 0,54 СИ, плотность – около $2,7 \cdot 10^3$ кг/м³, а руд – $3,88 \cdot 10^3$ кг/м³. Породы толщи имеют нормальную К-На щелочность, возрастающую с увеличением содержания SiO₂ (табл. 7). Пропорционально росту последнего увеличиваются отношение FeO'/MgO и коэффициент фракционирования, титанистость постепенно уменьшается, т.е. налицо боуэновский, или известково-щелочной тренд эволюции состава пород. Анализ соотношений нормативных полевых шпатов и темноцветных минералов, а также

Табл. 7. Средние составы вулканитов новобуранной толщи

NN п/п	1	2	3	4	NN п/п	1	2	3	4
SiO ₂	60.528	65.325	68.314	74.803	An	29.707	18.662	12.699	5.200
TiO ₂	0.705	0.582	0.611	0.258	Di	3.464	0.611	2.486	0.007
Al ₂ O ₃	17.420	15.879	14.669	12.750	Hy	13.996	6.736	4.636	3.084
Fe ₂ O ₃	1.156	2.921	1.804	1.159	Mt	1.676	4.235	2.616	1.680
FeO	5.092	2.430	2.275	1.303	Ilm	1.339	1.105	1.160	0.490
MnO	0.193	0.064	0.084	0.042	Ap	0.428	0.370	0.442	0.167
MgO	3.259	2.336	1.607	0.803					
CaO	7.078	4.128	3.432	1.145	N pl	52.494	34.512	25.831	11.957
Na ₂ O	3.177	4.185	4.309	4.525	Wo(Di)	1.752	0.321	1.285	0.004
K ₂ O	1.206	1.990	2.703	3.141	En(Di)	0.885	0.240	0.824	0.002
P ₂ O ₅	0.185	0.160	0.191	0.072	Fs(Di)	0.827	0.050	0.377	0.001
					En(Hy)	7.233	5.579	3.179	1.998
Q	15.379	21.106	23.523	32.520	Fs(Hy)	6.763	1.157	1.457	1.086
Or	7.127	11.760	15.974	18.562	Fo(Ol)	0.000	0.000	0.000	0.000
Ab	26.883	35.413	36.462	38.290	Fa(Ol)	0.000	0.000	0.000	0.000
N	2	4	4	7	N	2	4	4	7

Приращения: 1 – андезиты, 2 – дациты, 3 – риодациты, 4 – риолиты.

полевых шпатов и кварца показывает, что генерация первичных расплавов происходила при повышенном (до 3-5 кбар) водном давлении. Средний состав риолитов практически точно соответствует тройному минимуму системы "Ab-Or-Q" при водном давлении 4 кбар. Неравномерно проявленный метаморфизм пород новобуранной толщи не выше зеленосланцевой фации, ино-

гда ограничивается зеленокаменными изменениями. В Амамбайском блоке породы ее превращены в аповулканогенные зеленые сланцы.

В Кипчакской подзоне в 7 км с-в п. Обручевка в карьере для ломки щебня на правом берегу р. Кипчак в верхах толщи встречены конодонты, характерные для нижней части губинского горизонта [137]. За северной рамкой листа в 1 км севернее п. Новобуранное из силицитов, вероятно, нижней половины разреза определены конодонты характерные для бродовского горизонта [2]. На г. Сара-Тюбе толща непосредственно перекрыта известняками аблязовской толщи с фауной характерной для верхов губинского горизонта, а залегает на гумбейской толще, в верхах которой есть фауна, характерная для высотинского горизонта. В целом новобуранная толща, видимо, соответствует верхам живета-низам франа (верхам высотинского-нижней части губинского горизонта). Породы новобуранной толщи дополняют разрез гумбейской свиты, образуя с нею единую базальт-андезит-дацитовую гумбейскую формацию. С нею связаны проявления золото-серебряной рудной формации, а с осадочными терригенными породами – рудопроявление железа Сара-Тюбе осадочно-механического типа.

Копаловская толща (D_{2,3} кр) составляет большую часть Уйской подзоны. Мощность её – 400-600 м. Нижний контакт толщи – везде тектонический, верхний – стратиграфически согласный с метакремнистыми отложениями арсинской толщи позднего девона [87]. Обнажена плохо, на аэрофотоснимках видно иногда субмеридиональное простирание сланцеватости. Породы толщи дают слабые повышения поля силы тяжести и низкие значения магнитного поля. Сложена туфами и туффитами андезитов, трахиандезитов и андезибазальтов порфировых плагиоклазовых, роговообманково-плагиоклазовых и аповулканогенными зелеными сланцами-кварц-хлоритовыми, кварц-биотитовыми, кварц-хлорит-биотитовыми, кварц-актинолитовыми, кварц-актинолит-хлоритовыми, кварц-альбит-биотитовыми, полевошпат-серицит-хлоритовыми, эпидот-актинолит-биотитовыми, полевошпат-серицит-хлоритовыми. Туфы, также метаморфизованные в фации зеленых сланцев с развитием метаморфогенных хлорита, актнолита, биотита, кварца, слабее рассланцованы, в них сохранилась реликтовая обломочная структура. В обломках, чаще всего, развиты плагиоклаз, порфировые плагиоклазовые андезиты с апогиалопилито-

вой структурой, изредка пироксен или роговая обманка, замещенная актинолитом. Среди зеленых сланцев изредка наблюдаются прослои серицит-кварцевых сланцев и микрокварцитов (метасилицитов), иногда углеродсодержащих.

Органические остатки в копаловской толще не установлены. Верхнее ограничение возраста принимается позднедевонским на основании залегания ее под арсинской толщей, в которой есть фауна, характерная для нижней половины губинского горизонта франского яруса, нижнее – наличием в подзоне севернее листа резко отличной от неё фаунистически охарактеризованной вулканогенной толщи нижнего-среднего девона, которую мы предлагаем выделить в качестве желкубаевской. Наконец, толщу в целом можно довольно уверенно сопоставить с образованиями гумбейской формации Восточномагнитогорской зоны.

Амурская толща (D_{2-3am}) слагает, вместе с перекрывающей ее караганской толщей, несколько мелких пластин в южной части Амурской подзоны. Оба контакта толщи – тектонические, мощность – 500-600 м. Разрез изучен по скв. 96 на левобережье р. Мандесарка. Преобладают metabазальты и метаандезибазальты, их метатифы и метатиффиты, аповулканогенные зеленые сланцы по кластическим породам. Они переслаиваются с углеродсодержащими существенно карбонатными сланцами по существенно известковистым ритмитам с прослоями мраморизованных известняков. Встречаются метатифопесчаники, метатифоалевролиты.

Метабазальты, метаандезибазальты, – относительно массивные, иногда миндалекаменные породы с перекристаллизованной основной массой, состоящей из хлорита, кварца, альбита, серицита, хлоритоида, амфибола и биотита, с реликтами вкрапленников и микролитов плагиоклаза. Метатифы, метатиффиты, метатифопесчаники, метатифоалевролиты – сланцеватые породы с blastopсефитовой, blastopсаммитовой, blastoалевритовой структурами, состоящие из агрегатов тех же минералов. Состав обломков – однородный, часто в породах проявлены реликтовые микролитовые структуры. В обломках иногда сохранились признаки их пирокластического происхождения: крайне неровные «рваные» ограничения, выступающие за их границы вкрапленники плагиоклаза. Аповулканогенные сланцы – тонкосланцеватые породы с гранобластовой и лепидогранобластовой структурами, с признаками чередования реликтовых псаммитовой и

алевритовой структур. Углеродсодержащие хлоритоид-хлорит-кварц-карбонатные, серицит-кварц-карбонатные сланцы характеризуются переменным соотношением компонентов, что отображает, очевидно, колебание состава исходных глинисто-кремнисто-карбонатных пород с переменной примесью пирокластического материала. Южнее площади работ они несут рудную минерализацию Амурского полиметаллического месторождения. Минеральный состав всех пород характерен для зеленосланцевой фации метаморфизма. Плотность метавулканитов и аповулканогенных сланцев – $(2,78-2,83) \cdot 10^3$ кг/м³, углеродсодержащих карбонатных сланцев – $2,67 \cdot 10^3$ кг/м³, магнитная восприимчивость – $(0-798) \cdot 10^{-5}$ СИ, изредка – до $7635 \cdot 10^{-5}$ СИ. Метавулканиты относятся к умеренно-щелочным с калиево-натриевым типом щелочности; характерны повышенные значения FeO, относительно много TiO₂ – 1,24-2,66.

Средне-позднедевонский возраст определен по находкам с керне скв. 96 девонских криноидей *Agatocrinus* sp. indet и строматопороидей *Stellopora* sp. ind., характерных для диапазона от силура до нижней половины франского яруса, а также фаменской фауне в вышележащей толще [137]. О нижней границе толщи данных нет. На взгляд авторов, более вероятно, что возраст толщи ограничивается поздним девоном.

Верхний отдел

Арсинская толща (D_{3an}) серицит-кварцевых сланцев и кварцитов (метасилицитов), часто углеродсодержащих, с редкими прослоями филлитовидных и аповулканогенных зеленых сланцев выступает в ядрах синклинальных складок среди пород копаловской толщи Уйской подзоны. Мощность ее – 300-400 м. Нижний контакт с породами последней – стратиграфически согласный. Перекрывающие образования на описываемой территории не известны. Обнаженность – плохая. На аэрофотоснимках фрагментарно дешифрируется слоистое строение. Породы – легкие, немагнитные, метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Органических остатков на площади листа не встречено, севернее – определены конодонты [2], характерные для нижней части губинского горизонта франского яруса.

Аблязовская толща (D_{3ab}) развита на отдельных участках в Гумбейской и Кипчакской подзонах. Она сложена базальтами, андезибазальтами порфировыми пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми, их лавокластитами, туфами, ксенотуфами, туффитами, тефроидами, туфоконгломератами, туфопесчаниками. Резко подчиненно развиты трахибазальты и известняки. Мощность ее – 320-1 000 м. Оба контакта – стратиграфически согласные. Толща обнажена удовлетворительно, на аэрофотоснимках дешифрируются тектонические контакты со слоистыми толщами карбона. Толще соответствуют аномалии магнитного поля до 1 000 нТл и локальные аномалии поля силы тяжести – до 2,5 мГл. Разрез изучен по обнажениям и скважинам восточнее пос. Аблязово в районе г. Сара-Тюбе [133].

Для лав и их обломков в туфах характерно порфировое сложение с обильными крупными (до 1 см) бочковидными кристаллами уралитизированного авгита, встречаются и мелкопорфировые разности. Одним из отличий от сходных по внешнему облику вулканитов гумбейской свиты является полное отсутствие прослоев яшм. Магнитная восприимчивость – до $3\,000 \cdot 10^{-5}$ СИ, плотность – $(2,65-2,85) \cdot 10^3$ кг/м³ при резком преобладании относительно тяжелых пород. По петрогеохимическим данным [3] в толще преобладают низкотитанистые ($\text{TiO}_2 < 1$) высокосиловатые натриевые и калий-натриевые базальты и андезибазальты известково-щелочной петрогеохимической серии с повышенными содержаниями Ni, Co, Zn, Sc, умеренно высокими содержаниями Sr (350-400 г/т) и умеренно высокими отношениями Sr/Rb. Трахибазальты относятся к калий-натриевому типу с резко вышенными содержаниями стронция (520-850 г/т). Подобные ассоциации вулканогенных пород развиты в современных островодужных системах. Идентичные условия формирования следуют и из распределения редкоземельных элементов. Породы толщи претерпели зеленокаменные изменения.

В ряде пунктов в толще обнаружен комплекс фауны, характерный для верхней части губинского горизонта франского яруса [133, 89, 137]. Учитывая, что в подстилающей толще определена фауна, характерная для нижней части франского яруса, а в перекрывающих новоивановской и сара-тюбинской толщах – фауна фамена, её возраст можно считать позднефранским (от-

вечающим возрасту верхней части губинского горизонта) хотя её верхи могут соответствовать низам фамена, как это установлено севернее, в Учалино-Александринской зоне.

Новоивановская толща (D_3ni) развита на небольших участках в ряде тектонических блоков на стыках Гумбейской, Магнитогорской и Кипчакской подзон, где она согласно, с переслаиванием, залегает на аблязовской толще и согласно перекрывается породами шумилинской свиты или свиты горы Магнитной. Толща сложена трахибазальтами, шошонитами и трахиандезибазальтами, реже базальтами и андезибазальтами порфировыми плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми, их лавокластитам, туфами, туффитами, изредка с прослоями известняков. Мощность её – 200-800 м. Толще отвечают слабо положительные значения аномального магнитного поля – (100-200 нТл). Разрез её изучен ю-в п. Аблязово по обнажениям и скважинам. Преобладают лавовые фации, обычно резко порфировые эффузивы с крупными, до 1-1,5 см, вкрапленниками плагиоклаза. Встречаются афировые лавы и лавы с вариолитовой и петельчатой структурами. В Кипчакской подзоне преобладают туфы и туффиты. Магнитная восприимчивость – $(300-700) \cdot 10^{-5}$ СИ, плотность – $(2,65-2,80) \cdot 10^3$ кг/м³.

Породы толщи тесно связаны с вулканитами шумилинской свиты и образуют с ними непрерывный ряд умеренно-щелочных пород. Самые основные члены ряда (трахибазальты) являются нефелиннормативными. В них установлены аномально высокие концентрации Rb, K, Sr, Ba, Th и легких РЗЭ, повышенные – Nb, Ta, P, Hf, Zr, Eu, Ti и тяжелых РЗЭ при нормальном для островодужных пород содержании сидерофильных элементов. Среди трахибазальтов широко представлены высокоглиноземистые их типы. Халькофильные элементы в них имеют низкие содержания. Эти особенности позволяет сделать вывод о том, что вулканиты новоивановской толщи принадлежат шошонитовой петрогеохимической серии. На некоторых участках породы толщи подверглись зеленокаменным изменениям. Локально проявлены аргиллизированные гематит-гидрослюдистые породы, сохраняющие структуру туфов или кластолав.

В прослое известняка в 3 км ю-в пос. Аблязово определены фораминиферы, характерные для фаменского яруса, вероятно, не выше чепчуговского горизонта [133]. В Гумбейской подзоне на вулканитах новоивановской толщи лежат известняки с фауной, характерной для хвощев-

ского горизонта, а в Магнитогорской – известняки с фауной чепчуговского горизонта. Таким образом, вероятно, верхняя граница новоивановской толщи проходит то в кровле (Гумбейская подзона), то внутри чепчуговского горизонта. Севернее, на Магнитогорском рудном поле, в покрывающих толщу образованиях определена фауна, характерная для низов шамейского горизонта. Следовательно, верхняя граница толщи является скользящей по времени. Нижняя её граница определяется залеганием на аблязовской толще с фауной, характерная для верхов губинского горизонта. Полный объем новоивановской толщи – фаменский ярус от верхов губинского по чепчуговский горизонт включительно. По составу толщи и особенностям вулканитов новоивановская толща вместе с перекрывающей её шумилинской относится к трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовой формации тыловых зон вулканических островных дуг.

Девонская-каменноугольная системы

Девонская система, верхний отдел-каменноугольная система, нижний отдел

Отложения шумилинской свиты ($D_3-C_{1\dot{5}m}$) прослежены горными выработками и по редким высыпкам на широте п. Аблязово узкой полоской вдоль границы Гумбейской подзоны с Магнитогорской. Нижний контакт свиты с породами новоивановской толщи – стратиграфически согласный, верхний – тектонический. Непосредственно к северу от листа она согласно перекрыта известняками свиты горы Магнитной. Общая мощность свиты – 60-90 м [133]. На аэрофотоснимках по полоскам микрозападинного рельефа дешифрируются прослой известняков.

Разрез свиты изучен в 8 км ю-в п. Аблязово по скв. 24 и 33 [133]. На трахибазальтах новоивановской толщи здесь лежит пачка мощностью около 10 м серых, иногда пестроокрашенных обломочных известняков, переслаивающихся с темно-серыми глинистыми и серыми микрокомковатыми известняками с единичными маломощными прослоями углистых аргиллитов. Выше наблюдается переслаивание туфопесчаников и туфоалевролитов с пирокластикой трахиандезитов и трахидацитов с известковистыми туфоаргиллитами, спонголитами и углистыми аргиллитами. Породы не магнитны, плотность их – $(2,52-2,68) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$.

Фауна фораминифер из нижней пачки известняков – одинаковая в прослоях микрокомковатых известняков и в цементе обломочных – характерна для хвощевского горизонта фамена [133]. На данном листе она, вероятно, соответствует хвощевскому горизонту фамена-нижнему турне. Полный объем свиты севернее него – от шамейского горизонта фамена по косьвинский горизонт нижнего визе включительно при скольжении обеих границ по возрасту.

Сара-тюбинская толща (D₃-C_{1st}) ксенотуфов и туффитов смешанного состава (пикритов, пикробазальтов, базальтов) прослежена на северо-западе Восточномагнитогорской зоны от южной окраины пос. Аблязово на восток на протяжении 15 км. Выделена в ходе ГДП-200 и детально охарактеризована нами ранее [22]. Выходы слагающих её пород приходятся на относительные понижения рельефа. На аэрофотоснимках участки распространения толщи видны по наиболее убогому растительному покрову. С нижележащей аблязовской толщей наблюдались лишь тектонические контакты. Толща согласно перекрыта вулканогенными отложениями березовской свиты нижнего карбона, что вскрыто карьерами на юго-восточной окраине пос. Аблязово. Мощность её – 200-300 м. Наиболее представительный разрез толщи – в довольно удовлетворительно обнаженной юго-восточнее пос. Аблязово Сара-Тюбинской кальдере (редактор считает эту структуру диатремной и называет «Аблязовская»). Выделяются две резко разные по мощности и составу подтолщи: вулканогенная нижняя (до 250 м) и вулканогенно-осадочная верхняя (до 50 м). Около 150 м разреза первой вскрыты поисковыми скважинами глубиной по 100 м. Разрезы всех скважин однотипны и сложены ксенотуфами и резко подчиненными туффитами смешанного состава (табл. 8, 9). Проявлена вулканическая ритмичность, выражающаяся уменьшением снизу-вверх размерности (от мелкогравийной до алевритовой), цвета и состава пирокластики, доли примеси осадочного (кремнистого и карбонатного) материала, что подробно описано ранее [22]. В низах ритмов обычно в составе пирокластики преобладают высокомагнезиальные пикриты, состоящие из кристаллов нацело серпентинизированного высокомагнезиального оливина, окруженных каемкой стекла. В верхах ритмов много пирокластики, представленной шлаковидными стекловатыми базальтами, часто с вкрапленниками и микролитами клинопироксена. В средней части ритмов в составе пирокластики преобладают низкомагнезиальные пикриты и пикробазальты, в которых помимо вкрап-

ленников оливина много вкрапленников клинопироксена. Все эти разновидности пирокластики присутствуют во всех частях ритмов, меняется лишь их соотношение. В соответствии с этим в низах ритмов породы имеют почти черную окраску, в верхах их – зеленовато-серую. Ксеногенный материал представлен, в основном, серией обломков субвулканических пород сара-тюбинского вулканического комплекса от магнезиальных пикритов до базальтов, повторяющей составы обломков пирокластики. Преобладают пикриты и пикробазальты, базальтов немного. Присутствуют обломки ксенотуфов и туффитов более ранних эксплозий. Размеры захваченных обломков разнообразны – от микроскопических до глыбовых. Их количество и размер максимальны в низах ритмов. Встречаются отдельные глыбы до 10 м и более. Иногда ритмы венчаются кремнистыми или изветковистыми туффитами.

В породах подтолщи присутствует в небольшом количестве органическая примесь. Найдены остатки мшанок, многочисленные остатки члеников криноидей, раковин брахиопод. Определены частые *Anthinocrinus ex gr incisus Yelt* характерные для верхнего девона и *Cyrtospirifer cf. archiaci* (Murch.) характерные для фамена. Верхи подтолщи могут отвечать уже нижнему карбону, судя по находке формы *Antinocrinus cf. arenosus Yelt. et Dubat*, встреченной на Урале впервые, а ранее описанной в отложениях нижнего карбона Приамурья.

В верхней подтолще переслаиваются туфы и туффиты пикритов, пикробазальтов, базальтов (обычно известковистые), туфоизвестняки, известняки с примесью пирокластики. Мощность слоев – первые сантиметры – первые десятки сантиметров. В карбонатных породах подтолщи установлены конодонты *Hindeodella scitulus Hinde* и *Cavusgnathus sp.*, известные в отложениях верхнего турне-нижнего визе (кизеловский-косьвинский горизонты). Определен характерный для турне комплекс фораминифер.

Толща прослеживается на местности ореолами повышенных содержаний никеля, кобальта, хрома и пониженных – халькофильных элементов. Выделяется она и относительно пониженными магнитным и силы тяжести полями. Плотность пород – $(2,65-2,70) \cdot 10^3$ кг/куб. м, магнитная восприимчивость обычно меньше $50 \cdot 10^{-5}$ СИ, а в разностях, обогащенных захваченными обломками, на один-два порядка больше.

Отмеченное разнообразие петрографического состава пирокластике вкупе с петрологическим анализом [22] показывает, что она сформировалась в результате эксплозий из протяженного по вертикали очага флюидонасыщенных продуктов дифференциации умеренно магнезиальной пикритовой магмы (которой отвечает средний состав толщи). Высокое содержание магния, сидерофильных элементов, положительное значение ϵNd (2,7-4,9) в породах толщи свидетельствует о том, что образование исходной магмы вызвано высокой степенью плавления деплетированного мантийного субстрата. Довольно высокое содержание CaO (0,23-0,46) в оливинах свидетельствует об относительно небольших глубинах кристаллизации его, что косвенно ограничивает глубину выплавления магмы примерно 70 км [22].

Табл. 8. Средний состав пород сара-тюбинской толщи

№ п/п	1	2	3	4	5	№ п/п	1	2	3	4	5
SiO ₂	45.01	44.83	48.26	50.21	53.85	An	11.06	19.53	18.42	21.92	30.84
TiO ₂	0.32	0.55	0.66	1.10	0.79	Di	0.00	20.94	33.19	17.11	0.60
Al ₂ O ₃	5.08	8.27	10.18	14.69	16.90	Hy	40.78	13.77	6.49	8.55	22.62
Fe ₂ O ₃	6.89	5.02	4.27	4.38	3.49	Ol	34.82	31.11	15.58	8.16	0.00
FeO	4.09	5.79	5.86	6.78	6.72	Mt	9.99	7.28	6.20	6.33	5.06
MnO	0.13	0.14	0.11	0.13	0.05	Lim	0.61	1.04	1.25	2.10	1.49
MgO	35.68	24.80	15.15	8.37	5.88	Ap	0.35	0.53	0.66	0.67	1.13
CaO	2.43	9.61	12.54	9.10	7.00						
Na ₂ O	0.14	0.46	0.92	2.28	0.64	Npl	90.26	85.54	70.30	53.16	85.00
K ₂ O	0.09	0.33	1.76	2.68	4.19	Wo(Di)	0.00	11.12	17.51	8.908	0.31
P ₂ O ₅	0.15	0.23	0.29	0.29	0.49	En(Di)	0.00	8.97	13.42	6.087	0.19
						Fs(Di)	0.00	0.85	2.26	2.118	0.11
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	8.05	En(Hy)	40.09	12.59	5.56	6.342	14.47
C	0.70	0.00	0.00	0.00	0.00	Fs(Hy)	0.69	1.19	0.93	2.206	8.15
Or	0.50	1.95	10.43	15.84	24.77	Fo(Ol)	34.17	28.18	13.15	5.900	0.00
Ab	1.19	3.85	7.79	19.32	5.44	Fa(Ol)	0.65	2.93	2.44	2.262	0.00
						N	42	33	14	15	2

Табл. 9. Содержание микроэлементов в породах сара-тюбинской толщи (г/т).

№ п/п	1	2	3	4	5	№ п/п	1	2	3	4	5
Ni	1389	369	194	250	150	Th	0.56	0.95	1.19	0.96	1.6
Nb	6.3	9.6	15.3	10.4	8	Sc	15.9	36.8	35	33	20
Zr	25.5	58	76	191	140	Cr	2356	810	597	157	103
Y	14.9	26.3	25	27	28	Co	94.7	52	44	39	25
Sr	120.8	138	431	1312	725	Ba	140	238	808	2236	2286
Hf	0.34	0.87	0.98	4.8	1.95	Rb	19.9	30.9	69.0	78.2	110
Ta	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	Cs	1.17	2.33	4.0	2.7	0.55
U	0.43	1.53	1.24	2.3	2.45	N	10	8	10	5	2

Примечания к таблицам 8 и 9: 1.«Меймечиты» (MgO – более 30%). 2.Пикриты (MgO – 20 - 30%). 3.Пикробазальты (MgO – 12 - 20%). 4.Базальты. 5.Андезиты.

Главной особенностью дифференциации были массовое выделение и отсадка оливина (Fo – 91,7-95,2) и последующее реакционное взаимодействие его с остаточным расплавом с образованием большого количества клинопироксена (от диопсидов до высококальциевых авгитов) пе-

ременной железистости, варьирующей от 5 до 13% ферросилитового компонента с единичным случаем содержания его 18% в железистом диопсиде. Наиболее близкими аналогами пород являются «геосинклинальные пикриты» Восточной Камчатки и хребта Пекульней. Закономерно сосуществование сара-тюбинских магматитов с развитыми на этом же стратиграфическом уровне магматитами островодужной шошонитовой серии, являющейся индикаторной для зон островодужного рифтогенеза. Возраст комплекса определен надежно: он содержит в нижней подтолще фауну, характерную для фамена, в верхней – для турне и согласно перекрыт фаунистически охарактеризованными породами кизеловского горизонта верхнего турне.

Свита горы Магнитной (D_3-C_1gm) развита в Магнитогорской подзоне. Сложена известняками, преимущественно детритовыми. Они установлены лишь в районе пос. Черноотрог на правом берегу р. Зингейка, где обнажены на протяжении 200 м. Мощность обнаженной пачки – 15-20 м. Восточнее вскрыты подстилающие их трахибазальты новоивановской толщи [87]. Известняки согласно перекрыты вулканитами березовской свиты. Из светло-серых полидетритовых известняков определены фораминиферы *Q. kobeitusana* (Raus.), характерные для хвощевского горизонта фамена. Комплекс фораминифер из нижележащих микрокомковатых известняков – также фаменский, возможно древнее хвощевского [133]. Предполагаемая мощность свиты – 130-160 м. Полный объем её севернее, на Магнитогорском месторождении, – фамен-косьвинский горизонт нижнего визе, на данном листе – фамен-нижнее турне, т. к. в основании перекрывающих отложений определены фораминиферы верхнего турне [133].

Породы свиты, вероятно, сформировались на междепрессионных подводных поднятиях. Севернее площади они вмещают основной объем железных руд Магнитогорского месторождения.

Михайловская свита (D_3-C_1mh) развита на левобережье р. Ильяска в Кипчакской подзоне. Вулканомиктовые, изредка полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты свиты залегают с размывом на вулканитах новоивановской толщи и согласно перекрыты породами ильясской свиты. На аэрофотоснимках видна слоистость, складчатость и мелкие разрывные нарушения. Магнитная восприимчивость пород – $0-100 \cdot 10^{-5}$ СИ, средняя плотность – $2,7 \cdot 10^3$ кг/м³. Мощность – 250-300 м. Свита обнажена в нижнем течении р. Ильяска, где описан её

стратотип [33, 136]. Характерные черты толщи – грубообломочный преимущественно вулканомиктовый состав, хорошая окатанность обломков, грубая ритмичность (мощность ритмов от первых м до первых десятков м), частая смена в разрезе и по простирацию серий с горизонтальной и косой слоистостью диагонального типа, зеленовато-серая, реже пестрая окраска пород. Обломки представлены вулканитами верхнего девона: базальтами порфирированными пироксеновыми, трахибазальтами порфирированными плагиоклазовыми, трахиандезитами, трахидацитами, аргиллизированными туфами. Есть примесь галек силицитов, гранитоидов и жильного кварца. Цементирующая песчаная масса сложена обломками тех же пород, обломками пироксенов и плагиоклазов. Цемент – глинистый с примесью хлорита. Алевролиты образуют прослои среди песчаников. Цвет их от темно-зеленого до черного.

Возраст михайловской свиты фамен (не древнее хвощевского времени)-раннетурнейский. В её основании обнаружены остатки прапапоротников, указывающие на девонский, вероятно, фаменский, возраст, выше определен комплекс флоры, характерный для нижнего турне.

Судя по особенностям косой слоистости, хорошей окатанности галек, отсутствию остатков фауны и листовой флоры, можно предполагать, что породы михайловской свиты сформировались в прибрежно-морской обстановке, возможно, в зоне прибоя, а в самом начале – в прибрежно-континентальной обстановке (грубообломочные осадки конусов выноса рек местного питания). Характер обломочного материала указывает на расчлененный рельеф суши в области размыва.

Большекараганская толща (D₃-C₁bk) незначительно распространена в Полоцко-Аркаимской подзоне. Она сложена мраморизованными известняками, мраморами и углеродсодержащими слюдисто-кварц-карбонатными сланцами по глинисто-кремнисто-известковистым ритмитам (35-40% объема толщи). Мощность – 150-200 м. Нижний контакт толщи – тектонический, верхний – стратиграфически согласный с вулканитами полоцкой толщи нижнего карбона. Обнаженность пород – плохая. Разрез толщи изучен по скважине № 90 [137], вскрывшей её породы в интервале 316,1-496,0 м. Ритмиты характеризуются выдержанной первично горизонтальной тонкой слоистостью. В верхах ритмов встречаются слойки (1-2 мм), сложенные пиритом глобу-

лярной формы. Породы толщи метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Магнитная восприимчивость – до $100 \cdot 10^{-5}$ СИ, плотность – $(2,55-2,7) \cdot 10^3$ кг/м³.

Позднедевонско-раннекаменноугольный возраст толщи определяется находками южнее площади комплексов фораминифер, в низах разреза характерных для верхов фаменского яруса, а в верхах – для кизеловского горизонта верхов турне-козьвинского горизонта низов виле [47].

Каменноугольная система

Нижний отдел

Караганская толща (С₁кг) на современном эрозионном срезе занимает около половины площади Амурской подзоны. Сложена углеродсодержащими метатуфопесчаниками, метатуфоалевролитами, метапесчаниками, метаалевролитами, метатуффитами и метатуфами базальтов, реже андезитов, дацитов, риодацитов и риолитов, метабазальтами, аповулканогенными зелёными сланцами, изредка метаандезитами. Есть прослои мраморизованных известняков и углеродсодержащих существенно карбонатных сланцев по глинисто-кремнисто-известковым ритмитам. Нижний контакт – тектонический, верхний (с каменной толщей) – предполагается стратиграфически согласным. Мощность толщи – 300-650 м. На МАКС видно простираие слоистости в породах толщи. Разрез её наблюдается по обнажениям и в стенках обводного канала на левом берегу р. Мандесарка выше моста на дороге Полоцкое-Новинка. Там же он вскрыт скважинами 93-95 [137].

Метабазальты – афировые и порфиоровые умеренно-щелочные, маложелезистые. TiO₂ – 1,25-2,28%. Средняя плотность метавулканогенно-осадочных пород – $2,70 \cdot 10^3$ кг/м³, метабазальтов – $2,80 \cdot 10^3$ кг/м³, магнитная восприимчивость первых – $(5-1250) \cdot 10^{-5}$ СИ, вторых – до $113 \cdot 10^{-5}$ СИ. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев (метаморфогенные минералы – карбонат, кварц, серицит, хлорит, хлоритоид, иногда биотит). Метавулканогенно-осадочные отложения и даже метавулканиты этой толщи иногда ошибочно трактовались как сугубо терригенные, в основном песчаники [137]. Однако, по сравнению с песчаниками, породы толщи резко обогащены халькофильными элементами: Cu – на 2 порядка, Pb – на порядок, Zn – в два раза и сидеро-

фильными элементами: Co, Ni, Mn – на один-два порядка, Ti и V – в 2-5 раз. В метавулканитах содержания Zn, Cu, Pb, Ni, Co, Mn близки или заметно выше средних содержаний в базальтоидах.

В углеродсодержащих существенно карбонатных сланцах по ритмитам, вскрытых скважиной 93, найдены криноидеи *Cyclocyclicus* sp. (*Poteriocrinus* sp.?) [137], характерные предположительно для каменноугольных отложений. В перекрывающих отложениях каменной толщи известна фауна, характерная для жуковского горизонта верхнего визе.

Ильясская свита ($C_1 il$), сложенная мелко- и тонкозернистыми углесодержащими песчаниками и алевролитами реже туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами с пирокластикой базальтов, а также редкими прослоями каменных углей, распространена в Кипчакской подзоне. Она согласно, с переслаиванием, перекрывает отложения михайловской свиты. Южнее площади, в районе пос. Ждановский, установлено, что породы свиты согласно перекрыты и частично фациально замещены по латерали вулканитами березовской свиты. Мощность – 200-300 м. Стратотипом свиты является разрез по левому берегу р. Ильяска в её нижнем течении [33, 136].

Магнитная восприимчивость пород свиты обычно очень низка, лишь изредка достигая 700×10^{-5} СИ, плотность – $(2,56-2,75) \cdot 10^3$ кг/м³. В физических полях они дешифрируются и картируются совместно с образованиями михайловской свиты. Состав терригенного материала – вулканомиктовый: обломки эффузивов, зерна полевых шпатов. Слоистость – первично горизонтальная. В отложениях свиты определен комплекс флоры, характерный для верхнего турне.

Ильясская свита слагает верхи разреза граувакковой формации, сформировавшиеся в обстановке более спокойного гидродинамического режима по сравнению с нижней ее частью (михайловской свитой). К ильясской свите приурочено Михайловское проявление каменного угля.

Березовской свита ($C_1 br$), состоящая, в основном, из разнообразных, преимущественно умеренно-щелочных вулканитов, широко распространена в Магнитогорской, Кипчакской и незначительно в Гумбейской подзонах Восточномагнитогорской зоны. В Магнитогорской подзоне она стратиграфически согласно залегает на известняках свиты горы Магнитной и согласно перекрыта вулканитами греховской свиты, фациально замещая верхи первой и низы последней.

В Гумбейской подзоне, где свита венчает разрез, она согласно залегает на породах сара- тюбинской толщи. В Кипчакской подзоне она залегает согласно на породах ильясской свиты, а в районе высоты 388 (г. Шишка) – с местным размывом на силицитах новобуранной толщи, верхний контакт её с известняками кизильской свиты – стратиграфически согласный с частичным фациальным замещением на уровне обручевского горизонта визе. Свита сложена трахибазальтами, базальтами, риодацитами, риолитами, реже трахириодацитами, трахириолитами, андезибазальтами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами, изредка андезитами; их левобрекчиями, кластолавами, лавокластитами, туфами, ксенотуфами, туффитами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, реже полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками. Встречаются прослои и пачки известняков. Мощность – от 300-500 м в Гумбейской подзоне до 4 200 м – в Магнитогорской.

Плотность пород – $(2,55-2,95) \cdot 10^3$ кг/м³, магнитная восприимчивость – $(0-3\ 700) \cdot 10^{-5}$ СИ, в контакте с интрузиями карабулакской группы плотность достигает $3 \cdot 10^3$ кг/м³, а магнитная восприимчивость – 0,35СИ при низкой остаточной намагниченности. Соответственно на площади распространения толщи переменны аномалии как магнитного поля (от -400 до +600 нТл), так и поля силы тяжести (от -1,5 до +1,5 мГл). Во всех подзонах есть фрагменты разрезов свиты по берегам рек и ручьев. Характерно разнообразие разрезов и частая смена фаций. В Магнитогорской подзоне развиты три типа вулканогенных разрезов: аблязовский, чекинский и жинкинский, в Гумбейской – один – вулканогенный, в Кипчакской – вулканогенный в районе свх. Путь Октября, терригенно-вулканогенный – шишкинский и карбонатный – измайловский [47].

Наряду с обычными для нижнего карбона региона афировыми умеренно-щелочными базальтоидами с низкими содержаниями Si и Mg, повышенными – Ti и P [40, 47, 54, 65], в составе свиты развиты умеренно-щелочные оливиновые лейкобазальты, высокоглиноземистые, с относительно повышенными содержаниями K, Sr, La, Ce, пониженными – Ti. Наряду с образованиями трещинных излияний значительным развитием пользуются пирокластические породы, связанные с извержениями центрального типа. В базальтовых лавах проявлена спилитизация,

по кислым вулканитам развиты вторичные кварциты, по вулканогенным обломочным породам – гематит-гидрослюдистые аргиллизиты.

Возраст березовской свиты установлен по фауне из прослоев известняков. Наиболее древний комплекс фауны, характерный для першинского горизонта верхнего турне, установлен в измайловском типе разреза в Кипчакской подзоне. Слои с фауной кизеловского времени установлены во всех типах разреза листа за исключением жинкинского, косьвинского – в чекинском, аблязовском, жинкинском, измайловском и шишкинском типах, обручевского – в шишкинском типе [47]. Нижняя граница определяется залеганием свиты на породах верхов девона-нижнего турне, верхняя – залеганием на них пород греховской или кизильской свит с фауной раннего визе. В Гумбейской подзоне и в жинкинском типе разреза Магнитогорской подзоны свита соответствует верхнему турне, а в большинстве разрезов – верхнему турне-косьвинскому горизонту визе. В Кипчакской подзоне верхняя граница поднимается в обручевский горизонт. Полный объем березовской свиты за пределами листа – верхнее турне-визе от першинского горизонта по низы жуковского горизонта включительно [47]. Границы свиты – скользящие по возрасту.

Отложения греховской свиты (C_{1gr}) развиты в Магнитогорской подзоне. Они представлены трахибазальтами, трахиандезитами, трахириодацитами, реже базальтами, трахиандезибазальтами, андезибазальтами, андезитами, риолитами, изредка дацитами и трахидацитами; их кластолавами, туфами, ксенотуфами, туффитами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями известняков. Мощность – 1 300-3 300 м. Нижний контакт с вулканитами березовской свиты – стратиграфически согласный, с вышележащими известняками кизильской свиты – тектонический, в 2,5 км к северу от рамки листа – стратиграфически согласный [104]. На аэрофотоснимках дешифрируется простирание стратифицированных пород, экструзивные и субвулканические тела, тектонические границы. По берегам рек и ручьев обнажаются фрагменты разрезов. Полный разрез свиты, в котором выделяются 4 пачки, изучен в восточной части Магнитогорской подзоны восточнее Карабулакского разлома. Первая (нижняя) пачка мощностью 500-800 м сложена преимущественно умеренно-щелочными лавами основного состава с прослоями известняков с комплексом фауны, характерным для косьвинского

горизонта. Вторая пачка мощностью 300-1 200 м представлена туфами и туффитами умеренно-щелочных кислых вулканитов с прослоями известняков с фауной, характерной для обручевского горизонта. Третья пачка мощностью 600-700 м по составу аналогична первой. В прослоях известняков её встречена фауна, характерная для бурлинского и усть-греховского горизонтов. Четвертая пачка – преимущественно умеренно-щелочные лавы кислого состава с прослоями известняков с фауной, характерной для низов верхнего визе (жуковский и каменск-уральский горизонты). Её мощность – 500-900 м.

В западной части Магнитогорской подзоны разрез свиты сложен теми же вулканитами с прослоями известняков. Но есть и отличия: разрез начинается с более высокого уровня – с обручевского горизонта; кислые вулканиты в нижней половине разреза не образуют выдержанной пачки, а развиты локально, около экструзий трахириодацитов (центров вулканических построек), и представлены лавами и туфами; в подчиненных количествах присутствуют трахиандезиты и андезиты. В прослоях известняков определена последовательно, снизу – вверх, фауна, характерная для обручевского, нерасчлененных бурлинского и усть-греховского горизонтов, а в самых верхах – жуковского горизонта верхнего визе. Кислые вулканиты, слагающие верхи разреза, аналогичны породам четвертой пачки более восточных разрезов и содержат тот же комплекс фауны, но появляются здесь чуть выше: с верхов жуковского горизонта, а не с его низов.

Преобладающие в составе свиты умеренно-щелочные лавы трещинных излияний основного состава имеют часто кайнотипный облик со смоляным блеском в свежем изломе, афировую или микропорфировую структуру. Плаггиоклазы базальтоидов – свежие, стекло участками свежее, чаще разложено и замещено хлоритом. Наиболее важные особенности состава вулканитов – повышенная калиево-натриевая щелочность, относительная бедность Mg, высокие содержания Fe и Ti [40, 44, 54, 65]. По сравнению с вулканитами березовской свиты в них меньше Al, Ca, легких P33 при существенно повышенном содержании тяжелых. Плотность пород свиты – $(2,55-2,92) \cdot 10^3$ кг/м³, магнитная восприимчивость – $0-4000 \cdot 10^5$ СИ. Очевидно они относятся к трахибазальт-трахириолитовой формации вулканических депрессий зон тыловодужного рифтогенеза.

Возраст греховской свиты определен по находкам фауны в прослоях известняков среди вулканитов, а также в подстилающих и покрывающих отложениях [47]. Границы её – скользящие. На характеризуемой площади её объем – с косьвинского горизонта по низы каменск-уральского горизонта визе включительно.

Полоцкая толща (C₁pl) преобладает на поверхности в Полоцко-Аркаимской подзоне. Она сложена метаморфизованными в разной степени, трахибазальтами, трахириолитами, трахириодацитами; их туфами, туффитами; реже базальтами, трахиандезибазальтами, риолитами, риодацитами, аповулканогенными зелеными сланцами с прослоями углистых метаалевролитов, мраморизованных известняков и мраморов. Толща залегает согласно с переслаиванием на карбонатных породах большекараганской толщи. Верхний контакт её – тектонический. Мощность толщи – 1 000-1 400 м. Нижняя часть разреза изучена по скв. 88 и 90 [137] в одном из блоков Черкасинской системы пластин, где на карбонатных породах большекараганской толщи лежит пачка основных вулканитов с редкими прослоями мраморизованных известняков, в одном из которых определена *Eostaffella* sp. indet. (возраст не древнее раннего визе). Выше залегает пачка вулканитов кислого состава также с редкими прослоями мраморизованных известняков. Породы неравномерно рассланцованы, иногда превращены в сланцы. Более высокие горизонты разреза толщи развиты северо-восточнее, на Полоцком поднятии, где также выделяются две пачки. Нижняя – сложена умеренно-щелочными метавулканитами основного состава с прослоями углистых метаалевролитов, мраморизованных известняков и мраморов, в одном из прослоев которых на левом берегу р. Бол. Караганка против п. Черкасы (скв. 20), определены *Gnathodus* cf. *bileneatus* (Boundy), *Gnathodus* sp., известные из отложений верхнего визе и серпуховского яруса. Верхнюю пачку образуют умеренно-щелочные кислые вулканиты. Породы этого блока чаще массивные, лишь в зонах нарушений превращены в аповулканогенные сланцы. Более полно они перекристаллизованы в экзоконтактовой зоне Кацбахского массива, где основные вулканиты обычно превращены в пятнистые биотит-амфибол-кварц-плагиоклазовые, эпидот-биотит-кварц-плагиоклазовые, амфибол-кварц-плагиоклазовые и существенно амфиболовые пятнистые породы и сланцы с линзовидно-полосчатой текстурой. Амфибол – ряда актинолит-

роговая обманка. В кислых вулканитах сохранность первичного строения лучше, однако и в них интенсивно проявлены гранобластовая и лепидогранобластовая структуры. В контактовой зоне массива в породах толщи наблюдается также скарнирование.

На востоке подзоны, в Чапаевском блоке, полоцкая толща представлена в основном аповулканогенными зелеными сланцами: кварц-биотит-хлоритовыми, кварц-полевошпат-биотит-хлоритовыми, хлорит-серицит-кварцевыми, кварц-серицит-хлорит-карбонатными, кварц-актинолит-хлоритовыми. Среди них встречаются относительно массивные метавулканиты, филлитовидные и углисто-кварцевые сланцы, мраморы и мраморизованные известняки. В 3 км с-з п. Чапаевский в одном из маломощных прослоев мраморизованных известняков встречены криноидеи *Floryicyclus* ex gr. *hudolasensis* Pol., *Pentagonocyclicus* ef. *uralensis* Pol. (in litt), *Bicostulatocrinus* ex gr. *circumvallatus* Yelt.?, характерные для нижнего карбона.

По петрогеохимическим особенностям породы толщи близки к раннекаменноугольным вулканитам Восточномагнитогорской зоны, большинство относится к группе умеренно-щелочных. Наблюдаются значительные колебания состава. Для основных пород характерны высокие содержания TiO_2 – 1,44-3,5% , высокая железистость, преобладание натрия над калием. Содержание P_2O_5 колеблется от 0,2 до 1%. Метаморфогенная ассоциация минералов в породах толщи характерна для фации зеленых сланцев. Плотность пород – $(2,55-2,99) \cdot 10^3$ кг/м³, магнитная восприимчивость – 0-0,4 СИ.

По находкам фауны на характеризуемой площади возраст низов полоцкой толщи – не древнее раннего, а верхов – позднего визе. Несколько южнее в ней – многочисленные находки фауны, характерной для визе: от верхов косьвинского по низы каменск-уральского горизонта [47].

Каменская толща (C_1 km) широко развита в Амурской подзоне. Она, очевидно, согласно залегает на караганской толще, верхняя граница – тектоническая. Мощность – 250-800 м. Основной объем толщи слагают мраморизованные известняки и сланцы по углеродсодержащим известковистым ритмитам; подчиненно развиты углеродсодержащие метапесчаники и метаалевролиты кварц-полевошпатовые, часто известковистые с хлорит-серицит-кварцевой цементирующей массой с порфиробластами хлоритоида и карбоната. Новообразованные минералы ха-

рактены для зеленосланцевой фации метаморфизма. Отмечаются отдельные потоки метаморфизованных трахибазальтов афировых миндалекаменных, аналогичных развитым в разрезе полоцкой толщи. Магнитная восприимчивость пород – $(0-50) \cdot 10^{-5}$ СИ, плотность – $(2,55-2,67) \cdot 10^3$ кг/м³ и лишь изредка – $(2,75-2,80) \cdot 10^3$ кг/см³. Терригенные породы толщи обогащены Ti, V, Mn, Ni, Co, Cr по сравнению со средними содержаниями в осадочных породах.

В нескольких пунктах в породах каменной толщи установлена [85, 119, 137] фауна, характерная для жуковского горизонта низов верхнего визе, что и определяет ее возраст.

Солнечная толща (C_{1sl}) прослежена на крайнем западе Джабык-Суундукского блока, где она с угловым несогласием перекрывает образования астафьевской вулкано-плутонической ассоциации и неплюевского комплекса. Она представлена субаркозовыми, реже аркозовыми и полимиктовыми, изредка кварцевыми метапесчаниками и метагравелитами, сменяющимися подчиненно развитыми метаконгломератами, графитсодержащими метаалевролитами, мраморизованными известняками и углистыми мергелями. В верхах разреза она постепенно, с переслаиванием, сменяется известняками биргильдинской толщи. Солнечная толща обнажена и вскрыта скважинами на крайнем ю-в площади в пределах Новинской системы пластин к северо-западу от Бутакского массива гранитоидов, где мощность её достигает 720 м, и в Еленинском блоке, юго-западнее Джабыкского массива, в котором мощность ее – около 100 м. В районе п. Новинка в основании разреза развиты грубопсефитовые и псаммитовые породы с заметным преобладанием первых. Над ними развиты, в основном, псаммитовые породы от мелко- до грубозернистых, ритмично слоистые, часто косослоистые. Их мощность вместе с базальным горизонтом – 230 м. Обломочный материал состоит преимущественно из подстилающих пород рымникской свиты, гранитоидов неплюевского и астафьевского комплексов, кварца. Выше залегает пачка мощностью до 250 м гравийно-псаммито-алевритовых пород с углеродсодержащими мраморизованными мергелями в верхах ритмов. Венчает нижний мегаритм пачка (до 50 м) темно-серых мраморизованных детритовых известняков с примесью алевритовых и мелкопсаммитовых зерен кварца, полевых шпатов, биотита, графита. Иногда эти компоненты составляют до 50% породы, образуя переходные к метатерригенным образованиям разности. Вышележащий мега-

ритм толщи мощностью 240 м близок по составу нижнему, но с меньшим объемом метаконгломератов. Он постепенно сменяется в верхах пачкой углеродсодержащих мраморизованных мергелей с прослоями мраморов (15 м), а затем сплошным карбонатным разрезом вышележащей биргильдинской толщи. Минеральная ассоциация вторичных минералов – серицит-кварц-полевой шпат-биотит-хлорит типична для зеленосланцевой фации.

Породы солнечной толщи заметно обогащены по сравнению со средними содержаниями их в песчаниках халькофильными элементами, а также V, Ba, Ti, в них 20-30 раз больше – Cr, Ni, Co, на два порядка – Mn. Магнитная восприимчивость пород – до $(50-200) \cdot 10^{-5}$ СИ. Плотность – $(2,50-2,80) \cdot 10^3$ г/см³.

В известняках средней части разреза толщи (скв. 23) определены *Archaeodiscus karrery* Brady и *Planoarchaeodiscus?* sp., которые распространены в отложениях верхов нижнего визе – низов верхнего визе, и *Aulophyllum fungites* (Flem.), указывающий на поздневизейско-серпуховский возраст, Южнее площади работ в ряде пунктов найдены фораминиферы характерные для жуковского горизонта, а в самых верхах толщи – поздневизейские не древнее каменск-уральского времени. В биргильдинской толще установлена фауна, характерная для отложений не ниже каменск-уральского горизонта [70]. Таким образом, толща отвечает жуковскому-низам каменск-уральского горизонтам верхнего визе.

Обилие грубообломочных осадков, слабая проявленность градационной слоистости, плохая окатанность материала, идентичность его состава подстилающим породам свидетельствуют о формировании толщи в области прибрежного мелководья неподалеку от области сноса.

Биргильдинская толща (C_{1br}) карбонатных пород развита в Джабык-Суундукском блоке Кочкарско-Адамовской зоны. Нижний контакт с солнечной толщей – стратиграфически согласный. Мощность – 1 300-1 700 м. Разрез толщи изучен в районе п. Новинка. В его основании залегают белые, реже серые мраморизованные известняки и мраморы с фауной поздневизейского времени. Выше развиты голубовато-серые, реже белые мраморизованные известняки с серпуховской фауной. В верхах разреза они постепенно с переслаиванием сменяются сланцами по известковистым ритмитам и углистым мергелям. Южнее описываемой площади в районе п.

Амурский в этой пачке определены фораминиферы, характерные для верхов нижнего-низов среднего карбона [137]. Нижняя граница определяется залеганием толщи на породах солнечной толщи. На основании этих данных биргильдинскую толщу следует картировать как верхневизейско (каменск-уральско)-нижнебашкирскую (а не поздневизейско-серпуховскую по утвержденной легенде Южно-Уральско серии листов). Корректнее же, на наш взгляд, выделить охарактеризованную верхневизейско-башкирскую толщу в качестве самостоятельной с названием «новинская», сохранив прежний (по утверждённой легенде) возраст и состав за биргильдинской. Это обусловлено существенным отличием описываемой толщи от биргильдинской не только по возрасту, но и составу (последняя – терригенно-карбонатная). Мраморы толщи используются в качестве облицовочного материала.

Нижний-средний отделы

Кизильская свита ($C_{1-2}kz$) карбонатных пород развита в Магнитогорской и Кипчакской подзонах Восточномагнитогорской зоны. Её нижний контакт с подстилающими греховской (в Магнитогорской подзоне) и березовской (в Кипчакской подзоне) свитами – стратиграфически согласный. В Магнитогорской подзоне на кизильской свите со стратиграфическим несогласием залегают породы кордаиловской свиты среднего карбона, в Кипчакской она слагает верхи разреза уралид. Фрагменты естественных разрезов свиты наблюдаются в долинах рек и ручьев. Разрез по правому берегу р. Кипчак в 5 км выше п. Обручевка – в Моховом блоке, является парастратотипом кизильской свиты по Л. С. Либровичу [16] и стратотипом обручевского регионального горизонта Восточного Урала [37]. Площадям развития пород кизильской свиты отвечают пониженные, равнинные, слабо расчлененные участки с микрозападинным рельефом, что и дешифрируется на аэрофотоснимках.

В разрезе кизильской свиты Магнитогорской подзоны, где её мощность – 1 000-1 800 м, по остаткам обильной и разнообразной фауны уверенно выделены каменск-уральский, аверинский, богдановичский, сунтурский, нерасчлененные худолазовский и чернышевский горизонты, сю-

ранский горизонт, представленные различными типами детритовых и органогенных известняков. Известняки богдановичского горизонта доломитизированы.

В Кипчакской подзоне, где мощность свиты – 900-2000 м, выделены обручевский, бурлинский, усть-греховский, жуковский, каменск-уральский, аверинский, богдановичский, сунтурский и нерасчлененные худолазовский и чернышевский горизонты, представленные разными типами детритовых и органогенных, пелитоморфных и комковато-сгустковых известняков. В каменск-уральском горизонте и выше нередко доломитизированные разности. В краевых частях Мохового и Измайловского блоков на уровне бурлинского, усть-греховского и жуковского горизонтов известняки нередко фациально замещены известковистыми ритмитами, часто углеродсодержащими, глинистыми известняками, известняковыми и вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Верхи разреза кизильской свиты наблюдались в Измайловском блоке. Они представлены углеродсодержащими мергелями и ритмитами, иногда со слойками глобулярного пирита в верхах ритмов. В них есть прослои песчаников и известняков с фауной, характерной для аскынбашского и ташастинского горизонтов башкирского яруса. Известняки немагнитны. В ритмитах и сланцах по ним магнитная восприимчивость достигает $(400-2200) \cdot 10^{-5}$ СИ, средние плотности – $(2,67-2,68) \cdot 10^3$ кг/м³. Свите соответствует спокойное отрицательное аномальное магнитное поле и отрицательные значения аномалии силы тяжести.

Возраст свиты определяется по находкам фауны в её породах и в подстилающих и покрывающих отложениях. Полный объем свиты в Магнитогорской мегазоне – визейский ярус (с обручевского горизонта нижнего визе)-башкирский ярус (по низы асатауского горизонта). Границы – скользящие по возрасту. На характеризуемой площади полный объем свиты – от обручевского по ташастинский горизонт включительно.

С породами кизильской свиты связаны месторождения флюсовых известняков, с ритмитами – карбонатные руды марганца, сфалеритсодержащие пиритовые ритмиты.

Каморзинская толща (C₁₋₂ kn) развита в Уйско-Новооренбургской зоне. Она сложена мраморами и мраморизованными известняками, углеродсодержащими карбонатными сланцами по

известковистым ритмитам, реже известняковыми песчаниками. Мощность – 1100-1200 м. Контакты – тектонические. Толща – аналог кизильской свиты и отличается лишь метаморфизмом пород (зеленосланцевая фация). В Амурской подзоне это мраморизованные известняки и мраморы нижней части толщи. В Полоцко-Аркаимской подзоне западнее п. Черкасы в отдельной пластине горными выработками вскрыты сланцы по ритмитам и мергелям с прослоями известняков и известняковых песчаников с фораминиферами среднего карбона. В мраморах Амурской подзоны остатки фауны не известны. Возраст низов толщи (позднее визе-серпухов) охарактеризован фауной значительно севернее площади на р. Каморза. Её полный объем отвечает верхнему визе-низам башкирского яруса.

Средний отдел

Кордаиловская свита ($C_2 kr$) установлена на южном окончании Лисьегорского блока, где её терригенные отложения залегают со стратиграфическим несогласием на известняках кизильской свиты. Породы не обнажены. Разрез изучен по профилю скважин [89]. Свита сложена песчаниками, иногда известковистыми, алевролитами и аргиллитами. В её основании вскрыт горизонт базальных конгломератов (0,8 м) с гальками до 3 см, представленными трахириолитами, аналогичными породам греховской свиты нижнего карбона. Породы толщи залегают на известняках серпуховского яруса на западном контакте и на известняках верхнего визе – на восточном. Мощность отложений свиты – 200-300 м.

В породах свиты определены споры и пыльца башкирского века. Таким образом, на площади листа развиты только низы разреза свиты, которые не моложе башкирского века.

Мезозойская группа

Образования мезозойской (?) коры выветривания (MZ?) представлены элювиальными глинами разнообразного состава, щебнисто-глинистыми, кремнистыми, иногда существенно лимонитовыми образованиями. При почти сплошном площадном распространении коры выветривания мощность ее сильно варьирует. Относительный рост мощности элювиальных образований

наблюдается обычно в зонах контактов контрастных по составу пород. Наибольшая (до 400 м) мощность установлена в контактах карбонатных и силикатных пород. Кора выветривания лучше сохранилась на плоских водораздельных пространствах с абсолютными отметками от 380-400 м на юге площади до 440-450 м в её центре и на севере. Здесь глинистые образования развиты почти сплошь при средней мощности в несколько десятков метров, местами увеличенной до 70-80 м и более. На остальной части площади, подвергшейся интенсивной денудации в послепалеогеновое время, глинистые породы чередуются с частично замещенными глинистыми минералами породами и дезинтегрированными породами, сохранились, в основном, линейные тела образований нижних частей разреза коры выветривания.

Наиболее молодыми породами, подвергшимися химическому выветриванию, являются лампрофиры триаса. В глинисто-(каолинит)-маршаллит-щебнистых породах коры выветривания по терригенно-карбонатным отложениям восточнее пос. Обручевка установлены вымытые споры и пыльца, характерные для мела и палеогена [135]. В подобных образованиях ю-з площади обнаружены спорово-пыльцевые комплексы, характерные для верхнего триаса [135]. В сильно выветрелых породах уртазымской свиты севернее площади найдены вымытые споры и пыльца средней-верхней юры [129]. В коррелятных корам выветривания осадках карстовых впадин на площади и на соседних территориях установлены спорово-пыльцевые комплексы юры, мела и палеогена [135, 129, 103]. Таким образом, более вероятно, что возраст кор выветривания – не мезозойский, как счел Уральский РЭС, а более широкий – мезозойско-палеогеновый.

Элювиальные глинистые образования силикатных пород в самых верхах разреза обычно существенно каолинитовые, в низах его их состав полиминерален и весьма разнообразен.

По породам кислого состава в верхних частях разреза развиты существенно каолинитовые образования. Помимо каолинита, они содержат гидрослюда, количество которых нарастает вниз по разрезу, и кварц (остаточный). Такие коры выветривания относят к сиаллитному типу [84]. С ними связаны проявления первичных каолинов.

По наиболее широко распространенным в районе базальтоидам и габброидам развит большой объем глинистых пород существенно монтмориллонитового состава. Они содержат в верх-

них горизонтах каолинит (иногда преобладающий), гидроокислы железа, изредка примесь гиббсита, в нижних, помимо монтмориллонита, широко развиты гидрослюды, гидрохлориты, вермикулит и разнообразные смешаннослойные образования. Этот тип кор выветривания назван сиаллитно-железистым [84]. С ним связаны залежи первичных каолинов, минеральных красок, бентонитового сырья, вермикулита.

В разрезе коры выветривания гипербазитов преобладает зона нонтронитовых глин. Они часто являются полезным ископаемым – рудой никеля или сырьем для производства окатышей. В верхах разреза элювия гипербазитов иногда наблюдаются охристые образования, являющиеся залежами природнолегированных железных руд. Эти коры выветривания отнесены к ферритному и сиферритному типам [84].

По карбонатным породам развиты существенно кремнистые образования коры выветривания, относящейся к силицитному типу [84]. С ними связаны залежи маршаллита.

Мезозойская группа-палеогеновая система

Мезозойско-палеогеновые отложения (MZ-P) развиты весьма ограниченно: только в пределах карстовых палеовпадин. Пространственно они тяготеют к краевым частям площадей развития карбонатных пород. Значительно меньше их в центре последних. Обычно карстовые палеовпадины вытянуты вдоль контактов карбонатных и силикатных пород. Их размеры сильно варьируют от первых метров до сотен метров (иногда 400 и несколько более) в глубину от поверхности при ширине до 1-2 км и длине до 2-7 км. Соответственно, резко варьируют мощности характеризуемых отложений. В подошве разреза обычно залегают образования кор выветривания: глинистые (каолинитовые) по силикатным породам, кремнистые – по карбонатным. Они перекрыты резко несогласно различными горизонтами континентальных неогеновых и четвертичных отложений. Нижние части разреза котловин слагают глинисто-маршаллит-щебнистые отложения. Щебень представлен кремнистыми породами по известнякам, глинистый материал – каолинистый с примесью гидрослюды. А. П. Сиговым эти образования определены как элювиально-делювиально-карстовые [51]. До половины карстовых впадин, особенно мелких, за-

полнены исключительно этими породами. В верхах разреза впадин преобладают каолиновые (реже гидрослюдисто-каолиновые) глины, которые иногда сменяются песчанистыми глинами и глинистыми песками. Глины часто содержат углефицированный детрит, иногда наблюдаются лигнитовые глины и лигниты. Встречаются прослойки аллитов и бокситов, лимонитовых и сидеритовых (сферосидериты) скоплений. Как среди породообразующих, так и акцессорных минералов резко преобладают устойчивые в зоне гипергенеза (прил. 10, 11). Псефитовый, псаммитовый и алевроитовый материал – преимущественно кварцево-кремнистый, слабо окатанный. Он состоит из обломков местных пород: вкрапленников вулканитов (кварц) и окремнелых дезинтегрированных известняков. Последние резко преобладают. Палеогеографические коэффициенты обычно чрезвычайно высоки: превышают многие десятки и сотни (прил. 11). В тяжелой фракции наиболее часто встречаются циркон, ильменит, лейкоксен, нередко рутил, анатаз. Общее содержание шлиха обычно очень низко: 1-4, очень редко до 10 кг/т даже в песчанистых разностях отложений. Обнаружены споры и пыльца юры, мела и палеогена. Чаще всего в осадках отдельной котловины установлены спорово-пыльцевые комплексы относительно узкого временного интервала. Противоречий между наблюдаемой стратиграфической последовательностью существенно глинистых толщ карстовых отложений и определениями возраста по ним, которые могли бы свидетельствовать о существенном вымыве спор и пыльцы в более древние отложения, обычно не отмечается. Отсутствие характерных для аридных условий осадков и присутствие спор и пыльцы вечнозеленых растений всех этих периодов доказывают относительное постоянство господства теплого гумидного климата при практически непрерывном формировании осадков данного типа. В силу недостаточной надежности обоснования возраста по палинологическим данным и малых масштабов развития, отложения карстовых впадин показаны нерасчлененными мезозойско-палеогеновыми. Хотя, при работах масштаба 1:50 000 и более детальных иногда удается довольно обоснованно выделить образования относительно узких стратиграфических интервалов: всех отделов юры, мела и палеогена [135]. В них локализованы мелкие залежи бокситов, лимонитовых руд, лигнитов, песков.

Неогеновая система

Миоценовый отдел

Наурзумская свита (N^{1-2}_{1nr}) нижнего-среднего подотдела миоцена представлена преимущественно гидросюдисто-каолинистыми глинами светло-серыми почти белыми часто с пятнами красно-бурых, в которых они насыщены глинисто-железистыми бобовинами. Реже развиты глинистые пески, иногда пески и галечники. Мелкие участки их развития выстроены в цепочки субмеридионального простирания, фиксируя палеодолины протяженностью до первых десятков километров в пределах плоских денудационных поверхностей с пестрой мозаикой разнообразных элювиальных образований по породам палеозоя, которыми они чаще всего и подстилаются. Обычно породы свиты перекрыты миоценовыми осадками, с которыми они имеют, за редким исключением, постепенные переходы, и, несогласно, плиоцен-четвертичными отложениями. Мощность отложений наурзумской свиты чаще не превышает 10 м, в карстовых понижениях на известняках она нередко достигает 52 м. Из глинистых минералов в породах преобладает каолинит, значительно меньше гидросюд, изредка отмечается монтмориллонит. В легкой фракции резко преобладает кварц (прил. 10), в тяжелой – много лимонита, устойчивых в зоне гипергенеза терригенных компонентов (в основном минералов титана и циркона) резко больше чем неустойчивых (прил. 11). Налицо близость минерального состава с охарактеризованными выше отложениями мезозоя и палеогена. Она обусловлена тем, что источником сноса были коры выветривания. Однако глины наурзумской свиты сильно отличаются от последних повышенной плотностью, более вязким агрегатным состоянием. Отличия обусловлены большей транспортировкой исходного материала и значительным понижением интенсивности выветривания, которое собственно миоценовые отложения затронуло слабо. Формирование осадков свиты видимо происходило в коротких долинах в результате действия временных водных потоков, а также склоновых процессов. Базисом эрозии долин очевидно были карстовые впадины, где мощность наурзумской свиты относительно повышена. Органические остатки в породах свиты редки. Обнаружены единичные зерна спор и пыльцы, которые не позволяют сделать определенного вывода о возрасте вмещающих их пород [135]. Поэтому возраст свиты определяется по её поло-

жению в разрезе выше отложений олигоцена и ниже отложений светлинской свиты миоцена, а также приуроченностью к ярусу в рельефе между мезозойско-палеогеновыми и плиоцен-четвертичными поверхностями.

Светлинская свита (N^3_{1sv}) верхнего подотдела миоцена сложена очень плотными, вязкими с восковидным блеском каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистыми глинами салатно-зелеными с пятнами красных, обычно содержащих глинисто-железистые бобовины. Глины свиты развиты пространственно близко с наурзумскими отложениями, перекрывая их и венчая, тем самым, разрез миоценовых долин. Площадь их распространения несколько шире площади развития последних. Обычно наблюдаются постепенные переходы между глинами наурзумской и светлинской свит, выражающиеся в смене светло-серой окраски глин наурзумской свиты на салатно-зеленую – светлинской, при некотором увеличении количества пятен красно-бурого цвета в последней. Изредка на этом контакте проявлены признаки размыва. Мощность светлинской свиты обычно не более 10 м, изредка до 28 м. В кровле их залегают плиоцен-четвертичные отложения. Глины содержат очень мало кластических частиц крупнее 0,01 мм. В составе глин присутствуют примерно в равных количествах гидрослюда, монтмориллонит и каолинит при слабом преобладании гидрослюды и несколько подчиненной доле каолинита. В легкой фракции преобладает кварц, но заметно содержание обломков пород, нередко отмечаются зерна аутигенного гипса (прил. 10), в тяжелой – сильно преобладает аутигенный лимонит, среди содержащихся в небольшом количестве терригенных компонентов доля устойчивых и неустойчивых в зоне гипергенеза примерно равны (прил. 11). Эти данные не противоречат полученным в целом для Урала [63]. Возраст свиты определяется положением в разрезе, близостью состава к разновозрастным образованиям других районов Урала и приуроченностью (вместе с наурзумской свитой) к миоценовому ярусу рельефа.

Плиоцен

Образования плиоцена тесно связаны с четвертичными, вместе с которыми они локализируются преимущественно в эрозионных формах рельефа плиоцен-четвертичной долинной сети, вре-

занной как в мезозойско-палеогеновые, так и миоценовые поверхности. По распределению плиоцен-четвертичных отложений в рельефе отчетливо устанавливаются несколько ярусов, образования каждого из которых последовательно врезаются в относительно более древние породы. Распространение плиоценовых отложений ограничено наиболее высоким геоморфологическим уровнем, определяющимся положением двух верхних террас р. Урал, нижняя из которых развита на характеризуемой площади, а верхняя – в непосредственной близости к западу от нее.

Делювиальные и аллювиальные отложения плиоцена(?) (da, N₂?) широко развиты в виде лент шириною до нескольких сотен метров главным образом в верхних частях склонов балок. Иногда они прослеживаются непосредственно от плиоценовых (?) аллювиальных отложений террас вверх по склону долин рек. Это – пестроокрашенные глины с железистыми бобовинами, содержащие в основании разреза примесь галек, валунов, несогласно залегающие на разновозрастных более ранних образованиях и перекрытые с признаками размыва четвертичными отложениями. В разрезе форма тел – линзовидна. Мощность – от первых до 15 м. Они вмещают россыпи золота, магнетитовых руд.

Глинистая фракция плиоценовых пород состоит из смеси гидрослюд (преобладают), каолинита и монтмориллонита. В легкой фракции кроме преобладающих обломков кварца присутствуют полевые шпаты и обломки пород (прил. 10), в тяжелой – преобладает аутигенный лимонит, неустойчивых минералов обычно больше, чем устойчивых (прил. 11).

Возраст этих образований определяется корреляцией их с аллювиальными отложениями верхних (на территории листа развита лишь нижняя из них) террас р. Урал. Поскольку в настоящее время возраст аллювия этих террас принят решением Уральского РЭС плиоценовым (кустанайским для верхней из них и аккумуляевским для нижней), эти, отчетливо коррелирующиеся с ним отложения, датируются плиоценом. На взгляд авторов, аллювий верхней из этих террас – аккумуляевский, а нижней – раннеплейстоценовый и, соответственно, характеризуемые делювиально-аллювиальные отложения следует датировать плиоценом-ранним плейстоценом.

Аккулаевский горизонт (?).

Аллювиальные отложения звериноголовской(?) террасы плиоцена ($a^2N_2zv?$) зафиксированы в пределах листа лишь в нескольких пунктах. На р. Урал её песчано-галечные отложения ограниченно развиты на террасе с уровнем цоколя около 40-45 м. Они известны также в долине р. Кипчак выше первого хутора свх. Победа и у впадения её в р. Ильяска, а также на р. Амамбайка у пос. Целинный [135]. Высота террасы на этих реках значительно ниже, чем на р. Урал: её цоколь вскрыт на уровне 3-4 м над урезом воды или несколько выше. Аллювий этих малых рек представлен пестроокрашенными глинами с глинисто-лимонитовыми бобовинами, песчанистыми глинами, глинистыми песками, в основании разреза – валунно-галечно-песчано-глинистыми отложениями. Мощность его достигает 6 м.

Возраст аллювия принят на основании его положения на более высоком ярусе рельефа, чем аллювия увельской террасы, в образованиях которого южнее площади на р. Суундук (приток р. Урал) обнаружены обломки зуба *Mastodon borsoni* Haus. и зуб *Archidiscodon meridionalis* Nesti. [26]. Такая корреляция и, соответственно, датировка характеризуемых отложений принята решением Уральского РЭС. На взгляд авторов, они сопоставляются непосредственно с отложениями суундукской (увельской) террасы, т. е. относятся к эоплейстоцену, а не плиоцену. Плиоцену (аккулаевскому горизонту) отвечают, очевидно, отложения более высокой террасы р. Урал, развитые непосредственно за рамкой площади и хорошо сопоставляющиеся с зеленовато-серыми с бурыми пятнами бескарбонатными песчанистыми глинами с гальками и валунами, развитыми на террасовидной поверхности на Аккермановском месторождении в Орско-Халиловском районе. В основании их разреза обнаружены остатки пресноводных моллюсков *Unio moldaviensis* Horv., *Unio slaniensis* Teiss., *Unio lenticularis* sabba и других скульптурированных унионид (Теодорович, 1939, Яншин, 1948). Эти слои необоснованно сопоставляются с кустанайским горизонтом Южного Зауралья и западного борта Тургайского прогиба (Стратиграфические ..., 1997), в то время как приведенный выше комплекс унионид характерен для левантинских слоев Молдавии и Дакийского бассейна и надакчагыльских слоев Волковой балки (Яншин, 1948). Поэтому, на наш взгляд, вероятнее более молодой (послекустанайский) возраст охарактеризованных отложений.

Плиоцен-четвертичная система

Коры выветривания ($e_{kv}N-Q$). На участках, где мезозойский (мезозойско-палеогеновый) элювий полностью эродирован, развиты дресвяно-щебнисто-глыбовые образования, связанные преимущественно с физической дезинтеграцией пород, затронутых, вместе с тем, и глинизацией. Среди них встречаются останцы скальных пород.

Элювиально-делювиальные (edN_2-Q) глинисто-дресвяно-щебнисто-глыбовые образования покрывают маломощным (до 1-2 м) покровом поверхности со слабым развитием глинистого элювия. Возраст их, видимо, преимущественно позднеплейстоценовый (в основном, послеханмейский), хотя нельзя исключить, что часть этих образований сохранилась с плиоцена.

Четвертичная система

Плейстоцен

Эоплейстоцен

Аллювиальные отложения увельской(?) (суундукской?) террасы ($a^uE_{Iuv}?$) сохранились в долине р. Урал, где её цоколь расположен на уровне около 20 м над урезом воды. Терраса сложена полимиктовыми галечниками и песками, часто глинистыми, а также глинами. Мощность отложений, в основном, – первые метры, в тыловых частях сохранившихся фрагментов террасы, где в разрезе преобладают глинистые породы, – до 22 м. Возраст отложений принят по решению Уральского РЭС на основе корреляции их с аллювием верхней террасы р. Суундук. На взгляд авторов, эти отложения – аналог аллювия миасской террасы региона, а с образованиями верхней террасы р. Суундук коррелируются отложения, описанные выше в качестве звериноголовских. Возраст этого аллювия определяется также находкой фауны в отчетливо коррелирующихся с ним делювиально-аллювиальных отложениях (см. ниже).

Эоплейстоцен-нижнее звено неоплейстоцена

Увельский (?) – лозьвинский горизонты.

Делювиально-аллювиальные отложения эоплейстоцена(?)-нижнего неоплейстоцена лозьвинского горизонта ($daE?-Ilz$) развиты довольно равномерно по площади в виде лент в балках,

перекрывая, часто с признаками размыва, нижние части тел описанных выше плиоценовых аллювиально-делювиальных образований. Их подошва не понижается ниже уровня увельской (на наш взгляд, миасской) террасы. Мощность обычно не более 10 м, иногда до 20 м. Представлены ярко-коричневыми и буровато-рыжими каолинит-гидрослюдистыми глинами, содержащими мелкие железистые бобовинки, а в основании разреза – валуны, щебень, гальки. Именно эту толщу глин в районе обычно относят к байрамгуловским слоям, сопоставляя её с отложениями, в которых на правом берегу р. Кызыл-Чилик несколько северо-восточнее характеризуемой площади А. И. Куварзиным найден зуб *Archidiskodon wusti* M. Pavl., относящийся, по определению В. И. Громова, к виду переходному к *Archidiscodon meridionalis* Nesti [27]. Возраст этих образований ограничен временем начала формирования аллювия увельской (скорее, миасской) террасы снизу и временем начала формирования черноскутовской террасы сверху.

Неоплейстоцен

Чернореченский – карпийский(?) горизонты.

Аллювиальные отложения черноскутовской террасы (а^бІѳr-kr?) развиты на большинстве рек площади. Цоколь террасы на реке Урал расположен на высоте порядка 10-15 м над урезом воды, на остальных реках – до 5-8 м. На р. Урал они представлены в основном песчано-гравийно-галечными отложениями. В долинах прочих рек чаще встречаются глинистые пески и песчанистые глины. Мощность – до 5-6 м. В составе глинистой фракции преобладают гидрослюды, содержится примесь каолинита, обычно глинистый материал пропитан гидроокислами железа. Состав легкой фракции – полимиктовый с незначительным преобладанием кварца (прил. 10), в тяжелой фракции преобладают неустойчивые минералы (прил. 11). На взгляд авторов, аллювий этой террасы ограничивается низами чернореченского горизонта. Это доказывается наличием раннеплейстоценовой фауны на более низком (более молодом) ярусе рельефа долины р. Урал (см. ниже).

Аллювиальные отложения среднего неоплейстоцена (аII?). На всех реках бассейна р. Урал обычно под комплексами аккумулятивных террас (камышловской, режевской, пойменных) на глубину до 7-8 м, иногда – 10 м ниже уреза воды развиты аллювиальные отложения. На р. Урал

они песчано-гравийно-галечные с прослоями глин. В высоких, до 10-15 м, уступах камышловской террасы под её отложениями изредка выходят серые пески с примесью галек, глинистые пески. На других реках среднечетвертичные аллювиальные отложения часто существенно глинистые. Мощность отложений – до 15 м. Эти слои являются в районе основным источником добычи песчано-гравийных смесей.

Возраст этой толщи определен решением НРС на основании того, что южнее площади, близ устья р. Худолаз, обнаружены [16, 26, 66, 135] остатки *Elasmotherium sibiricum* Fish., *Ursus* (*Speiacarctos*) sp., *Bison priscus* cf. *longonterii* Po Grom. На взгляд авторов, в низах эти отложения древнее (судя по первой из приведенных форме). Толщу следует разделить на две: чернореченско-сылвицкую (нижние слои, представленные, в основном, песчано-галечными отложениями) и среднеуральскую (верхние, существенно песчанистые слои), содержащую последнюю из приведенных выше форму.

Делювиально-аллювиальные отложения среднего(?)-верхнего (сылвицкий-ханмейский горизонты) неоплейстоцена (daII(?)-IIIhn), залегающая в виде лент, слагают большую часть разреза балок.

В нижних частях разреза балок они залегают на разнообразных доплиоценовых образованиях, а в верхних, с признаками размыва, – на отмеченных выше более ранних аллювиально-делювиальных отложениях. Обычно толща сложена коричневыми, темно- и буровато-коричневыми известковистыми глинами, содержащими иногда мелкие железистые бобовинки, точечные марганцовистые стяжения, гнезда карбонатной муки, известковистые «журавчики». В нижних горизонтах они содержат гальки, щебень, валуны. В верхней части разреза развиты коричневатобурые известковистые слабо алевритистые глины, сменяющиеся по латерали образованиями ханмейского делювиального покрова водоразделов и их пологих склонов. Мощность отложений – 5-10 м, иногда – до 35 м, она нарастает в целом по мере приближения к долине р. Урал. Пелитовая фракция в глинах составляет 85-90%, в ней 65-70% приходится на пропитанную гидроокислами железа тонкодисперсную смесь каолинита и гидрослюды, также присутствуют кварц, полевые шпаты, кальцит. В легкой фракции присутствует кварц, много полевых шпатов, кальцита (прил. 10), в тяжелой – неустойчивые минералы резко преобладают над ус-

тойчивыми, довольно много лимонита (прил. 11). Эти отложения очевидно коррелируются с фаунистически датированными аллювиальными отложениями камышловской террасы и подстилающим их среднечетвертичным аллювием. С учетом сказанного выше о возрасте последнего характеризуемые образования в низах являются, по мнению авторов, раннеоплейстоценовыми.

Озерные и делювиальные отложения среднего(?)–верхнего неоплейстоцена (I, dII?–III) развиты очень ограниченно в «отшнурованных» расширениях верховьях балок. Размеры площадей их развития в поперечнике не более 1 км. Они представлены глинами буровато-коричневыми с зеленоватым оттенком, часто песчанистыми, с горизонтальной и косой слоистостью. Залегают обычно на выветрелых породах палеозойского фундамента. В основании разреза часто развит горизонт полимиктовых щебнисто-галечных отложений. Мощность толщи сопоставима с мощностью одновозрастных аллювиально-делювиальных отложений (5–10 м, иногда до 20 м). В пелитовой фракции основным компонентом является тонкодисперсная смесь каолинита, гидрослюда и монтмориллонита, в легкой фракции – кварц, обломки пород, полевые шпаты, карбонат (прил. 10), в тяжелой – преобладают неустойчивые компоненты (прил. 11). Эти отложения, очевидно, коррелируются с аллювиальными образованиями режевской и камышловской террас и подстилающих их аллювиальных среднеоплейстоценовых отложений. Как и описанные выше делювиально-аллювиальные образования, характеризуемые отложения, по мнению авторов, являются в низах раннеоплейстоценовыми.

Аллювиальные отложения камышловской террасы (a^kIIIst-hn) прослежены в виде прерывистой полосы от десятков до первых сотен метров на всех реках района. Их мощность – 6–8 м. Площадка террасы либо субгоризонтальна на уровне 6–8 м над урезом воды на р. Урал и несколько ниже на прочих – либо пологонаклонна с повышением уровня у коренного склона до 10–15 м. В последнем случае в цоколе высоких уступов ее выходят палеозойские породы или среднечетвертичный аллювий, охарактеризованный выше. Камышловский аллювий представлен песчанистыми буровато-коричневыми глинами, в которых на р. Худолаз и у пос. Пролетарка южнее площади работ установлены *Coelodonta antiquitatus* Blum., *Elephas* (*Mammutus*?) sp.,

Alces alces L. и *Mammuthus primigenius* Blum ранней формы. В верхах разреза развиты весьма однообразные бурые известковистые песчанистые и алевролитистые глины (аллювий перигляциального типа). Глинистая фракция камышловского аллювия представлена тонкодисперсной смесью гидрослюды, каолинита и монтмориллонита. В легкой фракции примерно в равном количестве – кварц, обломки пород, полевые шпаты, довольно много кальцита (прил. 10), в тяжелой – преобладают неустойчивые минералы (прил. 11).

Делювиальные отложения верхнего неоплейстоцена ханмейского горизонта (dIIIhn). Пологие возвышенности с развитыми на них корами выветривания и их склоны перекрыты однообразным покровом слабо алевролитистых и слабо песчанистых сильно известковистых глин мощностью от первых метров до 5-7 м. Эти глины имеют сильное сходство с глинами верхнего горизонта камышловской террасы. При меньшем содержании алевролитового (около 10%) и псаммитового (около 5%) материала они имеют примерно одинаковый с ними состав фракций (прил. 10, 11). Как в пелитовой фракции, так и в более крупных – много кальцита. Иногда делювиальные шлейфы образуют постепенные переходы к камышловской террасе на пологих склонах долин рек, где тыльный шов террасы бывает невыраженным. Также постепенно они сменяются с верхними горизонтами средне-верхнеоплейстоценовых аллювиально-делювиальных отложений. Залегая на глинах коры выветривания, характеризуемые отложения имеют с ними нерезкую границу. Формирование шлейфа этих пород очевидно связано с установлением в ханмейское время перигляциального режима. Образований такого типа нет ни среди более ранних – ни среди более поздних отложений. В последующем этот покров претерпел эрозию в долинах, и суффозионную деградацию с формированием «степных блюдец» на водоразделах.

Аллювиальные отложения режевской террасы (a^IIII_{nv}-pu) развиты в виде узких прерывистых лент шириною в десятки, реже – первые сотни метров на всех реках и ручьях района. Мощность отложений – до 5-6 м. Как правило, четко проявлены все элементы режевской террасы, включая тыловой шов. Обычно она аккумулятивная, иногда – цокольная, с выходом в цоколе камышловского аллювия. На реке Урал, где площадка террасы имеет высоту до 5-6 м, отложения представлены преимущественно темно-серыми, буровато-серыми глинистыми алевроли-

стыми песками и песчанисто-алевритистыми глинами. На остальных реках, где высота террасы – 3-4,5 м над урезом воды, и ручьях, с высотой террасы около 1 м, режеской аллювий представлен блекло-пестрыми (преобладают бледно-салатно-зеленовато-серые и буровато-желтые тона) неравномерно песчанистыми вязкими глинами. Глинистая фракция их представлена тонкодисперсной смесью предположительно гидрослюды и каолинита. В легкой фракции – примерно равное количество кварца, полевых шпатов, обломков пород (прил. 10), в тяжелой – преобладают неустойчивые минералы (прил. 11).

Голоцен

Озерные отложения голоцена (И) представлены крайне маломощными илистыми отложениями «степных блюдец» и небольших озер. Мощность – до 1 м.

Голоценовый аллювий (аН). На всех реках морфологически разделяются две пойменные террасы, их аллювий представлен темно-серыми, буровато-серыми, часто пятнистыми неравномерно песчанистыми глинами, реже – песками. иногда – торфами. На реке Урал довольно часто встречаются галечно-песчаные отложения. Мощность – до 3-5 м. Глинистая фракция пойменных отложений – каолинит-гидрослюдистая, в легкой фракции много обломков пород (прил. 10), в тяжелой преобладают неустойчивые компоненты (прил. 11).

Техногенные образования голоцена (tН²) представлены разнообразными сооружениями, отвалами, горными выработками. На территории листа крупные выработки и отвалы мощностью до нескольких десятков метров известны в центре листа на Сахаринском месторождении силикатных руд никеля, на крайнем его востоке на Еленинском месторождении каолинов, на крайнем северо-западе на Агаповском месторождении известняков и ряд других. Крупные промышленные сооружения имеются на северо-западе, в районе Флюсовой.

3. Интрузивный магматизм

На площади листа резко преобладают магматические породы. Особенно широко развиты разнообразные вулканы и малоглубинные интрузивные образования, образующие вулкано-

плутонические ассоциации. Довольно широко представлены также коллизионные I- гранитоиды. Массивы интрузивных образований слагают около 20% площади.

Ордовикско-силурийские магматические образования

Ордовикские и силурийские магматиты входят в закономерный латерально-вертикальный ряд структурно-вещественных и магматических комплексов, отражающий крупный этап развития активной (островодужной) окраины Русской платформы от заложения островной дуги и задугового бассейна до закрытия последнего и столкновения континент дуга.

Куликовский комплекс серпентинизированных дунитов и перидотитов ордовикский (ΣOkl). К комплексу отнесены серпентиниты, тальково-карбонатные породы, тальковые, хлорит- тальковые, кремнисто-тальковые, кремнисто-хлорит-тальковые сланцы по гипербазитам дунит-гарц-бургитовой формации в пределах Кочкарско-Адамовской зоны. Они слагают небольшие тела в зонах разрывных нарушений, ограничивающих пластины пород рымникской свиты и неплюевс-кого комплекса. На аэрофотоснимках видно фрагментами простираение тел гипербазитов, согласующееся с направлением осей мелких магнитных аномалий. Серпентиниты имеют антигорито-вый состав, отвечающий зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма. Их возраст принят на основании сопоставления с серпентинитами Куликовского массива, развитого непосредственно к северу от площади.

Астафьевская ассоциация вулканоплутоническая, развитая в Джабык-Суундукском блоке, включает аповулканогенные породы слюдинской толщи и рымникской свиты и метаморфизованные породы астафьевского комплекса метагаббро-метагранодиорит-метагранитового ранне-силурийского? ($S_1?a$), который слагает Астафьевский массив и ряд мелких тел юго-западнее Джабыкской интрузии. Вмещают его образования слюдинской толщи и рымникской свиты нижнего ордовика. В составе комплекса – серия метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации пород: метагаббро, метадиориты, метагранодиориты, кварцевые метадиориты, низкощелочные метаграниты, метаплагиограниты. Вместе с вмещающими породами они перекрыты солнечной толщей верхнего визе и прорваны пермскими гранитоидами. Породы комплекса на

аэрофотоснимках характеризуются темно-серым изображением, относительно которого светлым тоном выделяются прорывающие их пермские гранитоиды. Взаимоотношения фаз не наблюдались. Предположительно их две: первая представлена габбро и диоритами (vS_1a_1 , $q\delta S_1a_1$), вторая – гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами ($\gamma\text{-}\gamma\delta S_1a_2$, $q\delta S_1a_2$). На поверхности резко преобладают кислые породы второй фазы, которые исследователи нередко ошибочно объединяют с пермскими гранитоидами в единый Джабыкский массив гранитной формации, либо относят к метаморфическому обрамлению последнего. Данные сейсмической томографии по профилю URSEIS, проходящему непосредственно через Астафьевский массив, показывают, что с глубины в первые сотни метров в разрезе преобладают относительно высокоскоростные высокоплотные породы (устное сообщение Ю. П. Меньшикова), вероятно, метагабброиды и метадиориты характеризуемого комплекса и метавулканиты слюдинской толщи. Массив представлен на площади лишь своей крайней юго-западной частью и прослеживается на северо-восток-восток по всему северному обрамлению Джабыкской интрузии. Он сильно деформирован: собран вместе с вмещающими и перекрывающими породами в пакет пластин мощностью на крайнем севере до 3-5 км. Снизу этот пакет пластин ограничен очевидно крупным телом прорывающих его гранитоидов Джабыкского массива. Последние создают обширную отрицательную аномалию поля силы тяжести, охватывающую также своей краевой частью и Астафьевский массив.

Габбро и диориты астафьевского комплекса сильно перекристаллизованы. Они состоят из гранонематобластового агрегата роговой обманки, актинолита, эпидота, в которых отмечаются реликты диопсида [94] и амфибола, альбита, соссюрита, андезина № 35-40 или олигоклаза-андезина № 25-30 [17]. Акцессорные – сфен, лейкоксен, гематит. Гранитоиды преобразованы слабее. Кварцевые диориты – среднезернистые, иногда крупно- или мелкозернистые гипидиоморфнозернистые, переходящие в гранобластовые, состоящие из серицитизированного плагиоклаза (от № 30-33 в центре до № 20 в краевых частях и альбит-олигоклаза в перекристаллизованных агрегатах краевых частей зерен) – 60-70%, зерен и гранобластовых, иногда ленточных агрегатов кварца – 5-7%, чешуек биотита (в скоплениях с эпидотом, апатитом, сфеном) – 10-20%. Граниты – от гипидиоморфнозернистых до гранобластовых – состоят из зерен кварца и

его агрегатов – 30-40%, плагиоклаза (часто интенсивно мусковитизированного, иногда альбитизированного и соссюритизированного) – 40-60%, калиевого полевого шпата – 10-20% и биотита – 1-3%. Акцессорные – апатит, магнетит, сфен. Характерен вторичный решетчатый микроклин, развитый как по первичному плагиоклазу, так и гранобластовому агрегату. Перекристаллизованный новообразованный агрегат часто имеет ориентированную полосчатую текстуру с субпараллельным расположением полос кварца, чешуек биотита, мусковита, новообразованных

Табл. 10. Характерные составы пород астафьевского комплекса

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп	Σ
1	74,56	0,25	14,21	0,73	0,71	0,01	0,38	0,55	4,77	2,36	0,09	0,74	99,35
2	69,32	0,45	15,36	0,76	1,96	0,06	1,41	3,19	4,42	2,70	0,13	0,28	100,05
3	65,74	0,78	17,07	1,23	2,72	0,05	1,60	4,34	3,78	2,04	0,210	0,48	100,04
4	59,62	1,30	17,03	2,81	1,92	0,06	5,03	4,92	3,22	2,20	0,549	2,06	100,72
5	49,17	1,67	14,48	3,98	8,46	0,22	7,76	9,20	2,98	0,22	0,27	0,88	99,27

Примечания: 1 — 3997/25; 2 — 3451-3; 3 — 3451 - 7; 4 — 3451 - 5; 5 — 6098-2, 9341-12 : – метаплагиогранит (1), анатектитгнейс по гранодиориту (2), метагранодиориты (3), кварцевый метадиорит (4), метагаббро (5).

зерен полевого шпата. В северной части массива в зонах небольшой мощности породы переходят в blastomylonites, blastocataclazites существенно кварц-мусковитовые.

В полосе, примыкающей к пермским гранитоидам Джабыкского массива, породы астафьевского комплекса в разной степени разгнейсованы. В них наблюдается вторичное полосчатое строение, обусловленное чередованием относительно лейкократовых и относительно меланократовых полос переменной мощности – от первых сантиметров до первых десятков сантиметров. Падение полосчатости – очень крутое северо-западное. Плоскость разгнейсования и линейность, напротив, полого падают на юго-запад-запад. Слабо преобразованные останцы гранодиоритов видны в небольшом карьерчике к западу от кордона Лебединый. Переходы от относительно массивных к гнейсовидным разностям в одних случаях резкие, в других – постепенные. Однородные и гнейсовидные породы имеют почти одинаковый состав. Последние отличаются лишь несколько большей степенью перекристаллизации. Иногда же они переходят в более лейкократовые гнейсы переменного состава, развитые в виде плоских линз небольшой (сантиметры – первые десятки сантиметров) мощности. Эти очевидно аллохимические ультраметаморфические образования (анатектитгнейсы) близки по составу материнским гранодиоритам, но более лейкократовые, содержащие большее количество микроклина и альбита (табл.10).

Часть преобразованных гранодиоритов, в особенности обогащенные биотитом, редактор пред-

лагает выделить в кожубаевский комплекс метаморфитов раннего протерозоя и ввести последний в легенду Южно-Уральской серии на основании факта обнаружения А. А. Краснобаевым (Краснобаев и др., 1998) восточнее характеризуемой площади в одной из проб метаморфических пород цирконов с возрастом $1\ 800 \pm 76$ млн. лет. Судя по информации А. А. Краснобаева, наиболее вероятно, что древние цирконы обнаружены в метаобломочных породах рымникской свиты. В характеризуемых же образованиях астафьевского комплекса этим исследователем подобные цирконы, не смотря на предпринятые попытки, не установлены. В них содержатся, по его сообщению, лишь магматические цирконы относительно молодого возраста.

По серии наименее измененных образцов пород астафьевского комплекса получены Rb-Sr изотопные данные, указывающие на их раннепалеозойский возраст [7]. По решению РЭС на их основе возраст комплекса принят раннесилурийским. Между тем, по первичным петрографическим и минералогическим особенностям, химическому составу, «островодужному» ($0,70368 \pm 0,00043$) первичному отношению изотопов стронция, можно довольно уверенно предположить, что породы комплекса составляют с метавулканитами слюдинской толщи комплементарную пару, образовавшуюся в результате глубокой дифференциации первичной магмы в окислительных условиях, выразившихся в ранней отсадке титаномагнетита, в результате которой вулканиды оказались крайне обедненными, а габброиды, содержащие, вероятно, кумулятивные фазы, — заметно обогащенными Ti и Fe (табл.10). В связи с тем, что слюдинская толща является ордовикской, возраст астафьевского комплекса, вероятно, также является ордовикским, хотя, учитывая недостаточность его обоснования, корректнее, на наш взгляд, картировать его до проведения дополнительных исследований как ордовикско-силурийский.

Девонско-раннекаменноугольные магматические образования

Девонские и раннекаменноугольные магматиты, слагающие большую часть территории, входят в закономерный латерально-вертикальный ряд структурно-вещественных и магматических комплексов, отражающий крупный этап развития активной (островодужной) окраины Русской платформы от заложения островной дуги и задугового бассейна до закрытия последнего и

причленения к континенту с частичной обдукцией на него комплексов задуговых бассейнов и островных дуг. Особенно широко развиты вулканиты и ассоциирующие с ними интрузии.

Бриентская ассоциация офиолитовая раннедевонская развита в основании большей части блоков Восточномагнитогорской и Уйско-Новооренбургской зон и представлена бриентским комплексом дунит-гарцбургитовым, киембаевским вулканическим комплексом и вулканитами тюлькубайской толщи, охарактеризованными выше.

Киембаевский комплекс базальтовый вулканический включает вулканиты киембаевской толщи, описанные выше, и киембаевские субвулканические образования ($\lambda D_1 km$), представленные sillами и дайками базальтов, риолитов, риодацитов, встречающимися среди отложений киембаевской свиты и тюлькубайской толщи. По составу они аналогичны. Базальты наблюдались только в керне скважин. Они имеют апофитовую структуру. Риолиты и риодациты в центральной части даек и силлов иногда раскристаллизованы до плагиогранитов. Последние содержат в мезостазице микропегматит с очень высоким содержанием кварца (более 40%), что является свидетельством их кристаллизации при низком давлении: до 2 кбар [60].

Бриентский комплекс дунит-гарцбургитовый раннедевонский ($\Sigma D_1 br$) представлен многочисленными мелкими телами апогарцбургитовых, аподунитовых, редко аполерцолитовых серпентинитов, иногда тальковых, антофиллит-тальковых и тальк-карбонатных пород по ним. Наиболее мощные (сотни-первые тысячи метров) тела пород комплекса выходят во фронтальных частях позднедевонских надвигов, реже, в зонах позднепалеозойских сдвигов и надвигов. Серпентиниты, обладающие высокой магнитной восприимчивостью, выделяются положительными магнитными аномалиями. На гравиметрических картах длинные оси тел гипербазитов совпадают с направлением изоаномал. Простираения их на границах блоков дешифрируются на аэрофотоснимках, морфология их изменчива и подчиняется морфологии разломов: субмеридиональные тела сильно вытянуты, падают круто, субширотные – более изометричны, падают полого. Образования комплекса прорваны телами позднедевонских сахаринского и верхнеуральского комплексов и раннепермскими гранитоидами. В серпентинитах содержатся зерна хромшпинелидов, сильно замещенных магнетитом, и мелкие выделения последнего, благодаря чему их магнитная восприимчивость не-

редко достигает $10\,000 \cdot 10^{-5}$ СИ, плотность – $(2,3-2,9) \cdot 10^3$ кг/м³. Наблюдаемый состав серпентинитов изофациален зеленосланцевой (лизардитовые) и зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой

Табл. 11. Характерные составы гипербазитов бриентского и сахаринского комплексов

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп	Σ
1	38,20	0,10	0,27	6,25	4,00	0,13	41,27	0,10	0,12	0,05	-	8,36	99,89
2	34,86	0,06	0,36	7,19	2,53	0,18	39,71	0,19	0,04	Сл.	-	14,04	99,98
3	39,22	0,06	0,97	7,46	1,71	0,13	38,41	<0,10	0,13	0,05	0,013	11,44	99,59
4	42,73	0,08	2,13	5,64	2,88	0,12	33,55	0,68	0,25	0,25	0,05	10,88	99,09
1 ¹	42,25	0,11	0,30	6,91	4,42	0,14	45,65	0,11	0,13	0,06	-		
2 ¹	40,95	0,12	0,42	8,45	2,97	0,21	46,65	0,22	0,05	Сл	-		
3 ¹	44,44	0,07	1,10	8,45	1,94	0,15	43,52	<0,10	0,15	0,06	0,015		
4 ¹	48,36	0,09	2,41	6,38	3,26	0,14	37,97	0,76	0,14	0,28	0,06		

Примечания: 1 – 1079/192,2 – относительно слабо серпентинизированный дунит из Сахаринского массива, 2 – 953/121,0 – аподунитовый серпофит-лизардитовый серпентинит из того же массива, 3 – 65/7 – антигоритовый серпентинит из Амамбайского массива, 4 – 412 – аполерцолитовый серпентинит. Данные: 1, 2 – [79], 4 – [137]. 1¹ – значение пересчитано на «безводный остаток».

(антигоритовые) фациям метаморфизма.

На наш взгляд, дуниты с относительно хорошей сохранностью первичных минералов и гарцбургиты Сахаринского массива (табл.11), отнесенные по решения НРС к сахаринскому комплексу, также относятся к бриентскому комплексу. Особенно ясно это видно в восточной краевой части массива, где они антигоритизированы, а их тела практически сливаются с телами серпентинитов зоны Кацбахского разлома. Это доказывается также тем, что составы аксессуарных хромшпинелидов в «сахаринских» дунитах и «бриентских» серпентинитах одинаковы. Для них характерны высокая хромистость и повышенная железистость, что типично для гипербазитов фундамента островных дуг. Наиболее вероятна "офиолитовая" природа как гипербазитов бриентского комплекса, так и дунитов Сахаринского массива. Реститовая природа последних подтверждается также низкой железистостью оливина, относящегося, по микрозондовым данным Г. Г. Кораблева и химическим анализам мономинеральных фракций [79], к форстерит-хризолиту (около 90% Fo).

Постоянство ассоциации гипербазитов бриентского комплекса с нижнедевонскими вулканами и осадочными породами указывает на их раннедевонский возраст. Среди пород комплекса отмечаются мелкие тела хромитов. В серпентинитах, подвергшихся метасоматическим изменениям в обрамлении интрузий верхнеуральского комплекса, нередко отмечаются некрупные залежи золота. Кора выветривания гипербазитов –местилище силикатных руд никеля, легированных бурых железняков, минеральных красок, в ней отмечены проявления платиноидов.

Гумбейская ассоциация вулканическая средне-позднедевонская включает в себя гумбейский и новобуранный вулканические комплексы.

Гумбейский комплекс базальт-андезибазальтовый вулканический среднедевонский представлен вулканитами гумбейской толщи и гумбейскими жерловыми образованиями (BD_{2gm}). К последним отнесено тело размером около 1 км в поперечнике на левобережье р. Куйсак, сложенное лавобрекчиями и кластолавами порфировых пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых базальтов. Обломки в кластолавах жерловины и в туфах вмещающей его гумбейской свиты представлены одинаковыми по облику базальтами.

Новобуранный комплекс андезит-дацитовый вулканический средне-позднедевонский представлен охарактеризованными выше вулканитами одноименной толщи и новобуранными субвулканическими образованиями (SD_{2-3nb}). К последним отнесено штокообразное тело на юге листа на левобережье р. Амамбайка, прорывающее породы новобуранной толщи. Оно сложено дацитами, риодацитами, переходящими в краевых частях в трахидациты, Породы – резко порфировые с вкрапленниками полевых шпатов размером до 4-5 мм в микропойкилобластовой основной массе. В скважинах встречены также принадлежащие к этим образованиям дайки дацитов и риодацитов, прорывающие породы новобуранной толщи и гумбейской свиты.

Неплюевский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый позднедевонско- раннекаменноугольный (D_3-C_{1n}) слагает Неплюевский и Бутакский массивы, ряд мелких тел и даек, прорывающих породы рымникской свиты в Кочкарско-Адамовской зоне. На них с размывом лежат породы солнечной толщи верхнего визе. Субширотный северный контакт Бутакского массива, выделяющийся отрицательной гравиметрической аномалией и сложенный преимущественно кислыми породами, имеет падение на север, а субмеридиональный западный – крутой, падает на запад. Форма его в целом – лакколитообразна. Неплюевский массив выделяется повышением поля силы тяжести на 4 мГл, что отвечает широкому развитию пород среднего и основного состава (плотность – $(2,62-2,79) \cdot 10^3$ кг/м³). Массив состоит из серии небольших тел, падающих к его центру, разделенных вмещающими образованиями. На аэрофотоснимках гранитоиды массива выделяются светлым тоном положительных форм микрорельефа на фоне темных участков, отвечаю-

щих вмещающим породам. Установлены две фазы. Первая, слагающая основной объем массивов, представлена метаморфизованными гранодиоритами, кварцевыми диорит-порфиридами, кварцевыми диоритами, диоритами, габбро, плагиогранитами и низкощелочными гранитами (γ - $q\delta D_3$ - C_{1n1} ; γD_3 - C_{1n1}); вторая – аляскидовыми лейкогранитами ($l\gamma D_3$ - C_{1n2}), развитыми лишь в краевых частях массивов. Жильная серия повторяет основную фазу ($l\gamma D_3$ - C_{1n} , aD_3 - C_{1n} , pD_3 - C_{1n} , $q\delta l D_3$ - C_{1n}). Среди пород комплекса довольно широко развиты бластомилониты, бластокатаклазиты, грейзены, становление которых, вероятно, проходило на фоне регионального метаморфизма от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций, который претерпели и метасоматиты.

На изохронной Rb-Sr диаграмме всей совокупности отобранных проб при недостаточной линейности (СКВО – 62,6) В. М. Горожаниным получен возраст 361 ± 13 млн. лет. Расчеты изохрон на основное время кристаллизации (без образца аплита) и время завершающих процессов (без образца калишпатизированного лейкогранита) дали соответственно: $T - 374 \pm 11$, $I_{Sr} - 0,70489 \pm 0,00020$, СКВО – 22,5 и $T - 347 \pm 14$, $I_{Sr} - 0,70513 \pm 0,00023$, СКВО – 32,4. С учетом того, что обломки пород комплекса обильно представлены в метатерригенных породах солнечной толщи верхнего виле, наиболее вероятен позднедевонский возраст комплекса.

Малокуйбасовская серия вулканоплутонических ассоциаций позднедевонско-раннекаменноугольная на территории листа включает вулканиты аблязовской толщи, охарактеризованные выше, сахаринскую и верхнеуральскую вулканоплутонические ассоциации, входящие в закономерный латерально-вертикальный ряд, развитый в Магнитогорской мегазоне.

Сахаринская вулканоплутонической ассоциация позднедевонско-раннекаменноугольная представлена сахаринским интрузивным комплексом и сара-тюбинским комплексом базальт-пикритовым вулканическим, в составе которого – вулканиты охарактеризованной выше одноименной толщи и сара-тюбинские субвулканические образования позднедевонско-раннекаменноугольные (ωD_3 - C_{1st}), повторяющие серию пород толщи, включая высокомагнезиальные пикриты, умеренномагнезиальные пикриты, пикробазальты, базальты. Одной из характерных черт сара-тюбинской толщи является обилие захваченных обломков пикритов, пикробазальтов и базальтов субвулканического облика в слагающих ее ксенотуфах, что свидетельствует об их ши-

роком развитии на глубоких горизонтах. В ряде пунктов тела субвулканических пород вскрыты скважинами среди подстилающих толщ образований среднего и верхнего девона. Обычно эти породы порфиroidны, вкрапленники в них образованы нацело серпентинизированным оливином и клинопироксеном. В основной массе преобладает клинопироксен, много титаномагнетита, отмечаются реликты пелитизированного стекла. Породы обладают довольно высокой магнитной восприимчивостью, достигающей нескольких сотен микроединиц СИ. Нередко агрегаты клинопироксена развиты по оливину (реакционное взаимодействие). Основная масса иногда сильно замещена мелким агрегатом амфибола и слюдистого минерала. Л. И. Лукьяновой установлено присутствие керсутита. Изменения вызваны сильной поствулканической переработкой, с которой связана также отмечающаяся иногда повышенная щелочность пород.

Предполагается связь охарактеризованных вулканитов с магматитами сахаринского комплекса, составы пород которого (за исключением дунитов, включенных в последний искусственно) повторяют состав охарактеризованного комплекса (выделяется сахаринская вулканоплутоническая ассоциация).

Сахаринский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый позднедевонский (D_3s) прослежен по всей Гумбейской подзоне, где образует на поверхности целый ряд некрупных тел (до 1-10 кв. км). Его породы слагают большую часть крупного (7x18 км), Сахаринского штокообразного массива на востоке подзоны. Обогащенные титаномагнетитом основные породы комплекса обладают высокой плотностью (до $3,3 \cdot 10^3$ кг/м³) и магнитной восприимчивостью (до 0,5СИ). Мощность сахаринского массива, видимо, сильно эродированного, – до 2,5 км, контакты его падают преимущественно к центру. Мелкие массивы, напротив, очевидно, слабо эродированы и имеют на глубине заметно большие размеры. Контакты их чаще падают под вмещающие породы.

Преобладающим развитием в комплексе пользуются габбро, иногда переходящие в диориты, значительную часть слагают клинопироксениты, составляющие вместе с первыми третью фазу (vD_2S_3 , vD_2S_3 , δD_3S_3) комплекса. В Сахаринском массиве довольно широко развиты верлиты второй фазы ($v\sigma D_2S_2$), которые иногда переходят в оливиниты.

Резко контрастируют с породами этой серии дуниты и гарцбургиты, включенные в состав комплекса в качестве первой фазы ($\sigma D_2 S_1$) решением НРС. Они выделены в его составе лишь в Сахаринском массиве. Размер гарцбургит-дунитовых тел достигает здесь нескольких сотен метров. Одно из них образует выход на поверхность до 2 000 м в поперечнике. Нередко в массиве дуниты встречаются в виде мелких тел среди габброидов. Их составы близки составам дунитов дунит- гарцбургитовой формации (табл.11). Состав акцессорных хромшпинелидов тех и других дунитов – одинаков. Для них характерны высокая хромистость и повышенная железистость, что типично для гипербазитов фундамента островных дуг. Наиболее вероятна реститовая природа как бриентских, так и «сахаринских» дунитов.

Дуниты Сахаринского массива преобразованы неравномерно. В восточной краевой части массива, где он практически сливается с телами серпентинитов бриентского комплекса, развитыми в зоне Кацбахского разлома, дуниты интенсивно замещены антигоритом. Дуниты, развитые во внутренней зоне массива, аллометаморфическими процессами преобразованы слабо, в них существенно сохранился хромшпинелид-лизардитовый парагенезис (хромшпинелид – реликтовый, а лизардит – новообразованный аутометаморфический). Дуниты обычно содержат очень мало магнетита, магнитная восприимчивость низка – до $100 \cdot 10^{-5}$ СИ.

Породы второй фазы отмечены лишь в центральной части Сахаринского массива. Оливиниты выделяются предположительно. К ним отнесены почти нацело серпентинизированные породы с небольшим (до 5%) содержанием клинопироксена. От дунитов они отличаются повышенным содержанием кальция, глинозема, железа, невысоким – магния, умеренным – хрома (1 – табл.12). Верлиты, по соотношению оливина, содержащего от 17 до 23% фаялитовой молекулы (замещенного в основном лизардитом, хризотилом, иддингситом), и клинопироксена образуют непрерывный ряд от оливинитов до оливиновых клинопироксенитов. Нередко в них много титаномагнетита (3 и 4 – табл.12).

Большая часть Сахаринского массива и все остальные массивы сложены породами третьей фазы. Оливиновые клинопироксениты имеют промежуточный состав между клинопироксенитами и верлитами, залегая совместно как с теми, так и другими. Количество оливина в них колеблется

от 5 до 30%. Часто в них также много титаномагнетита (4 – табл.12). Клинопироксениты состоят из диопсида переменной железистости с низкими содержаниями глинозема и двуокиси титана.

Часто в них много титаномагнетита, хотя нередко его почти нет, переменено и содержание хрома (5 и 6 – табл.12). Отмечаются биотитсодержащие клинопироксениты, сильно обогащенные титаномагнетитом и апатитом. Биотит, очевидно, наложенный. Повышенное содержание фосфора в части клинопироксенитов коррелируется с повышенным содержанием железа и титана, что вызвано совместной кумуляцией апатита и титаномагнетита (7 – табл.12). Наибольшим распространением в комплексе пользуются меланократовые габбро, которые изредка переходят в плагиоклазовые

Табл.12. Характерные составы пород сахаринского комплекса

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	ппп	Σ
1	37,28	0,10	0,81	9,83	3,12	0,17	35,04	1,24	0,11	0,26	н. о.	0,59	0,13	0,014	10,70	99,39
2	36,00	0,20	1,46	7,62	1,80	0,11	34,24	5,51	0,17	0,06	н. о.	0,50	0,09	0,016	12,06	99,84
3	45,70	0,31	0,66	5,40	9,25	0,23	25,73	11,31	0,40	0,10	н. о.	0,25	0,05	0,013	1,22	100,62
4	44,93	0,40	5,03	12,83	4,10	0,16	15,45	13,85	0,33	0,05	н. о.	0,44	0,10	0,100	2,30	100,07
5	46,48	0,58	3,45	6,85	5,88	0,14	17,55	18,59	0,30	0,19	<0,01	н. о.	н. о.	н. о.	0,70	100,71
6	52,25	0,15	1,29	2,97	1,73	0,09	18,79	20,01	0,43	0,20	н. о.	0,48	0,10	0,004	2,30	102,09
7	38,22	1,32	7,56	12,65	8,94	0,16	13,40	15,28	0,70	1,41	0,568	н. о.	н. о.	н. о.	0,62	100,83
8	51,60	0,48	6,38	2,28	6,01	0,15	12,93	16,53	1,75	0,59	н. о.	н. о.	0,00	0,006	н. о.	98,70
9	44,05	1,16	6,21	6,93	7,32	0,20	14,74	16,41	0,50	0,24	0,12	н. о.	н. о.	н. о.	1,44	99,32
10	51,40	0,38	13,50	3,32	3,66	0,24	8,29	13,53	3,00	0,40	0,16	н. о.	н. о.	н. о.	1,58	99,46
11	44,86	1,00	4,92	8,53	6,90	0,17	14,42	17,85	0,39	0,19	0,25	н. о.	н. о.	н. о.	0,98	100,46
12	38,26	1,86	13,07	13,06	6,10	0,16	11,68	9,02	1,54	1,37	0,082	<0,004	<0,02	0,01	3,2	99,52
13	36,00	1,80	12,56	10,80	8,06	0,19	11,48	11,42	1,19	1,13	1,845	<0,004	<0,02	0,009	3,48	100,03
14	43,12	0,68	18,17	4,68	5,33	0,12	6,87	15,37	1,66	0,43	н. о.	0,00	0,04	0,005	3,00	99,47
15	45,15	0,80	11,20	6,39	7,16	0,23	9,90	13,83	2,20	0,63	н. о.	0,00	0,04	0,006	1,80	99,33

Примечания: 1 – оливинит – 1351/374,8; 2-4 – верлиты: 2 – 1351/195,8, 3 – 1351/118,4, 4 – 1603/33,8; 5-7 – клинопироксениты: 5 – 108/141, 6 – 1825/25,6, 7 – 108/160; 8-9 – плагиоклазовые клинопироксениты: 8 – 1919/51,6; 9-13 меланократовые габбро 9 – 122/107, 10 – 5740, 11 – 1984, 12 – 252/36, 13 – 254/40а; 14-15 – габбро: 14 – 1086/48,0; 15 – 1086/46; данные: 1-6, 8, 14, 15 – [79], 9-11 – [137], 12,13 – [141].

клинопироксениты (8 – табл.12), которые иногда слабо обогащены титаномагнетитом (9 – табл.

12). Соотношение плагиоклаза и клинопироксена в меланократовых габбро сильно меняется при преобладании второго, содержание которого достигает 70-80% (10 – табл.12). Часто они обогащены титаномагнетитом (11 – табл.12). Титаномагнетитовые габброиды неравномерно обогащены калием (биотитом) и фосфором (апатитом) (12 и 13 – табл.12). В габбро и оливиновых габбро низки содержания титана, щелочей, высоки – кальция, в них высока основность плагиоклаза (14 – табл.12). Содержание магния и алюминия сильно зависит от соотношения в породе клинопироксена и плагиоклаза. При высоком содержании первого, содержание глинозема – резко понижено

(15 – табл.12). Иногда в них также резко повышено содержание титаномагнетита, не вполне закономерно сопровождающееся повышением содержания щелочей, изредка – фосфора. Клинопироксены из габброидов и пироксенитов сахаринского комплекса представлены диопсидами переменной железистости с низкими содержаниями глинозема и двуокиси титана. Наблюдается рост их глиноземистости с небольшим увеличением титанистости. Такой тренд характерен для пород платиноносного пояса, а также для габброидов из габбро-гипербазитовых комплексов Аляски и Корякии. Вся совокупность клинопироксенов обнаруживает отчетливую положительную корреляцию между их глиноземистостью и железистостью, что характерно именно для клинопироксенов, образовавшихся в результате последовательной эволюции расплава основного состава. Низкая глиноземистость изученных диопсидов при их переменной (но в целом невысокой) хромистости существенно отличает породы сахаринского комплекса от гипербазитов океанических областей, но позволяет сопоставлять их с гипербазитами островных дуг. Соответствие минимальной железистости клинопироксенов минимальной их глиноземистости косвенно свидетельствует о выплавлении первичного расплава из "истощенного" мантийного источника. В целом же анализ всех имеющихся данных позволяет говорить об очень большом сходстве пород сахаринского комплекса с образованиями Платиноносного пояса Урала.

В состав комплекса, на взгляд авторов, не следует включать дуниты и гарцбургиты. В соответствии с этим, комплекс должен быть переименован в верлит-клинопироксенит-габбровый.

В породах комплекса неравномерно проявлены метаморфогенные изменения с формированием иногда существенно альбит-эпидот-карбонат-биотит-актинолитовых пород, фиксирующих уровень зеленослацевой фации. Породы комплекса несут месторождения титаномагнетитовых руд.

Верхнеуральская вулканоплутоническая ассоциация позднедевонско-раннекаменноугольная включает вулканогенные образования новоивановской толщи и шумилинской свиты, описанные выше, и верхнеуральский интрузивный комплекс.

Верхнеуральский комплекс габбродиорит-монцонит-сиенитовый позднедевонский (D_3vii) показан на основании близости серии умереннощелочных пород Амамбайского и Сахаринского массивов, а также ряда мелких тел за их пределами с образованиями хорошо изученного

петротипа – Верхнеуральского массива, находящегося севернее площади. Выделяются две фазы. В составе первой – монцогаббро, монцониты ($\mu D_3 v v_1$), второй – сиениты, кварцевые сиениты, редко встречаются граносиениты, кварцевые монцониты и монцодиориты ($\xi D_3 v v_2$, $\zeta \pi D_3 v v_3$). В связи с отсутствием в составе комплекса габбродиоритов, название комплекса, на наш взгляд следует скорректировать на «монцогаббро-монцодиорит-сиенитовый». Состав пород сильно варьирует по содержанию калишпата, плагиоклаза и темноцветных. Образования первой фазы в виде ксенолитов присутствуют среди пород второй. Наиболее крупное тело комплекса расположено к северо-востоку от пос. Амамбайка – Амамбайский массив. В его пределах развиты также пироксениты и габбро сахаринского комплекса. Он изометричен в плане, его размеры – 4,5x4,0 км. Контакты массива на западе, севере и востоке – тектонические, южный – инъекционный. Среди сиенитов близ южного контакта массива встречены ксенолиты измененных гипербазитов [134]. Предполагается южное падение северного контакта массива, восточный контакт круто падает под массив на запад, а южный и западный – почти вертикальные. Ряд крутопадающих субмеридионально вытянутых асимметричных лополитов достигающих 1-2, редко 3 км, сложенных образованиями второй фазы, развит в Сахаринском массиве, а также западнее и восточнее него. В целом образования комплекса прорывают породы раннедевонской офиолитовой ассоциации, вулканогенные образования гумбейской свиты и габброиды сахаринского комплекса.

Жильная серия представлена дайками микрогаббро, габбро-порфириров, лампрофиров, редко монцонит-порфириров, сиенитов, сиенит-порфириров, граносиенитов, граносиенит-порфириров, лейкогранитов, редко кварцевых сиенит-порфириров, кварцевых монцонит-порфириров ($v D_3 S_3$, $\delta D_3 S_3$, $v D_3 S_3$).

В породах комплекса отмечается развитие, иногда довольно значительное, метаморфогенных актинолита, биотита, эпидота, альбита, соссюрита (фашия зеленых сланцев). Магнитная восприимчивость габброидов – до 0,2СИ, гранитоидов – $(10-80) \times 10^{-5}$ СИ, изредка до 1000×10^{-5} СИ, Плотность первых – до $3,28 \times 10^3$ кг/м³, вторых – $2,60 \times 10^3$ кг/м³. С породами комплекса связаны скарноподобные эпидот-пироксеновые, гранат-эпидот-пироксеновые породы, биотитизация, калишпатизация и окварцевание вмещающих пород. С ними проявлено скарно-магнетитовое и золотое оруденение.

Позднедевонский возраст пород комплекса определен тем, что они прорывают среднедевонские вулканиты и позднедевонские породы сахаринского комплекса, а, в свою очередь, прорваны дайками балканского интрузивного комплекса позднего карбона. Рубидий-стронциевым методом В. М. Горожаниным по образцам, отобранным на Сахаринском массиве, получена изохрона с параметрами: $T - 374 \pm 7,6$ млн. лет, $СКВО - 0,011$, $I_{Sr} - 0,70431 \pm 0,00001$, Б. В. Беляцким по образцам, отобранном на Амамбайском массиве, получена близкая изохрона: $T - 361 \pm 21$ млн. лет ($СКВО - 1,66$), $I_{Sr} - 0,7037 \pm 0,0002$, почти совпадающая с полученной ранее на Верхнеуральском массиве [46].

Магнитогорская серия вулcano-плутонических ассоциаций раннекаменноугольная пользуется преобладающим распространением в Магнитогорской и Кипчакской подзонах Восточномагнитогорской зоны. На поверхности преобладают её вулканиты (включая экструзивные и субвулканические образования). Интрузивные породы на современном эрозионном срезе обширно развиты лишь в пределах Карабулакского палеовулканического поднятия, слагая Карабулакскую группу интрузий (Северные и Южные Борки, Разборненский, г. Мохнатая), суммарная площадь которых составляет около 150 км^2 . С востока эти интрузии резко ограничены крутопадающим Карабулакским сдвиго-взбросом. На запад, север и юг они довольно круто погружаются под вмещающие породы. На остальной территории относительно равномерно рассеяны мелкие тела интрузивных пород. Объем их, видимо, нарастает с глубиной и достигает максимума на уровне локализации позднедевонских образований, слагающих фундамент каменноугольных вулканических сооружений. Интрузивные образования детально охарактеризованы в многочисленных работах [124, 130, 45, 59, 103, 135, 136 и др.]. В составе серии довольно резко контрастируют греховская и березовская вулcano-плутонические ассоциации, образования которых представляют сложный латерально-вертикальный ряд, фиксирующий меняющиеся в пространстве и во времени геодинамические обстановки.

Греховская вулcano-плутоническая ассоциация раннекаменноугольная включает греховский трахибазальт-трахириолитовый вулканический комплекс, состоящий из вулканитов греховской

свиты, охарактеризованных выше, и греховских экструзивных и субвулканических образований, а также богдановского интрузивного комплекса.

Греховские экструзивные образования раннекаменноугольные ($\tau\lambda\zeta C_1gr$) слагают множество относительно изометричных тел трахириодацитов, трахириолитов и их кластолав. Тела достигают 2-4 км в поперечнике и локализуются обычно в центре построек кислых вулканитов греховской свиты. Породы по своему облику и составу аналогичны кислым эффузивам последней.

Греховские субвулканические образования раннекаменноугольные (C_1gr). Слагают штоки (до 2-4 км), силлы и дайки, которые прорывают породы греховской и березовской свит, реже девонские образования. Представлены трахибазальтами с отчетливой диабазовой структурой, которые в маломощных дайках аналогичны трахибазальтам греховской свиты, трахириодацитами, трахириолитами, редко трахидацитами и трахитами с вкрапленниками калиевого полевого шпата, альбита, олигоклаз-альбита ($\tau\beta C_1gr$, $\tau\lambda C_1gr$, $\tau\lambda C_1gr$). По петрогеохимическим параметрам они идентичны породам греховской свиты.

Богдановский комплекс умеренно-щелочных габбро раннекаменноугольный ($\varepsilon^m v C_1b$) представлен умеренно-щелочными габбро, микрогаббро, габбро-порфиритами, редко монцодиоритами. Они довольно широко развиты в виде отдельных даек, силлов, небольших сложных тел, состоящих из сочетаний последних, как в Кипчакской, так и Магнитогорской подзонах, фиксируя, очевидно, подводящие каналы трещинных излияний базальтов греховской свиты. Крупные массы их площадью до 30 км² установлены на юге Разборненского массива, в центре массива Южные Борки, менее крупные – на юго-востоке массива Северные Борки и на востоке массива г. Мохнатая. Эти породы образуют здесь систему силлов и даек, развитых компактно и в целом падающих субвертикально. Мощность отдельных тел переменна: от первых метров до десятков метров, суммарная – очевидно, превышает первые тысячи метров. Они пересечены многочисленными телами кислых пород мосовского комплекса.

Габброиды – мелко- или среднезернистые с офитовой, пойкилоофитовой, участками габбровой структурой. В отдельных мелких телах или краевых частях относительно крупных тел они тонкозернистые порфировидные с офитовой, иногда с пилотакситовой или микролитовой

структурами. В составе габброидов – плагиоклаз (от № 42-48 до № 50-70) – 50-60%, авгит, роговая обманка. Они содержат обильно рассеянные сидеронитовые скопления титаномагнетита, примесь апатита и сфена. В габброидах крупных тел часто отмечаются мелкие («капельные») пегматоидные обособления с тонкими длинными призмами роговой обманки, с кварцем и микропегматитом или микропертитом в интерстициях. Иногда они постепенно сменяются монцодиоритами. Габброиды богдановского комплекса характеризуются повышенными содержаниями Fe, Ti, P, пониженными Mg, Ca, Al, обычно они – натриевые по типу щелочности. Характерна устойчиво высокая магнитная восприимчивость – 0,2-0,5-1,0 СИ, плотность – 2,9 кг/м³. Раннекаменноугольный возраст комплекса определяется тем, что габброиды, пересекая раннекаменноугольные образования, пересечены, в свою очередь, гранитоидами мосовского комплекса, по которым севернее характеризуемой территории получены изохронные рубидий-стронциевые и самарий-неодимовые датировки времени кристаллизации, отвечающие раннему карбону [43].

Березовская ассоциация вулканоплутоническая раннекаменноугольная состоит из березовского комплекса трахибазальт-трахиандезибазальт-риолитового вулканического, включающего охарактеризованные выше вулканы березовской свиты, березовские экструзивные и субвулканические образования и большого объема интрузивных пород, объединенных в куйбасовский и мосовский комплексы. Образования ассоциации тяготеют к палеоподнятиям фундамента раннекаменноугольных вулканических сооружений.

Березовские экструзивные образования раннекаменноугольные ($\lambda C_1 br$, $\tau \lambda C_1 br$) образуют ряд изометричных или подковообразных тел среди кислых вулканитов березовской свиты в Магнитогорской подзоне. Сложены такими же риолитами, риодацитами, трахириодацитами, трахириолитами, трахидацитами, как лавы потоков. По петрогеохимическим особенностям они аналогичны кислым вулканитам березовской свиты. Среди них отмечаются вторичные кварциты.

Березовские субвулканические образования раннекаменноугольные ($\beta C_1 br$, $a C_1 br$, $\tau \lambda C_1 br$, $\lambda C_1 br$) широко развиты во всех подзонах Восточномагнитогорской зоны, где они прорывают вулканиты березовской свиты и более древние образования. Состав их, как и вулканитов самой свиты, чрезвычайно разнообразен. Чаще всего наблюдаются штоки, силлы и дайки базальтов,

обычно более раскристаллизованных, чем эффузивы. Широко развиты также тела и дайки порфировых риолитов, риодацитов, трахириолитов, трахириодацитов, дацитов и трахидацитов. Изредка развиты тела андезитов, трахиандезитов, трахитов. Все эти породы по облику, структурам, петрогеохимическим особенностям весьма близки разнообразным эффузивам березовской свиты. Центральные части относительно крупных тел обычно довольно крупнозернисты.

Куйбасовский комплекс габбро-диорит-гранитовый раннекаменноугольный (vC_1k_1) полностью проявлен севернее характеризуемой площади, на Магнитогорском рудном поле. Основной объем его составляют разнообразные габброиды, часто образующие почти мономинеральные породы, очевидно сформировавшиеся существенно кумулятивно-сегрегационным путем. На территории данного листа развиты только габброиды первой фазы. Они выходят на поверхность лишь в южной части массива Южные Борки и представлены оливин-пироксен-роговообманковыми среднезернистыми габбро с выделениями титаномагнетита. С глубиной, судя по высокому уровню гравитационного и магнитного полей, распространенность этих пород нарастает. Они прорваны габброидами богдановского комплекса и гранитами московского комплекса. С породами данного комплекса связано развитие роговиков пироксен-плагиоклазовых, биотит-амфибол-плагиоклазовых, существенно силлиманитовых, существенно корундовых, существенно андалузитовых и андалузит-кордиеритовых, шпинелевых, магнетитовых.

Московский комплекс кварцевых монцонитов, граносиенитов и умеренно-щелочных гранитов раннекаменноугольный (C_1m) составляет большую часть тел Карабулакской группы интрузий, прорывающих образования березовского вулканического комплекса, богдановского и куйбасовского комплексов. Его гранитоиды нередко пронизывают последние множеством жилообразных тел, образуя большой объем «интрузивных брекчий». В составе комплекса выделяются две фазы. Он сопровождается многочисленными жилами и одним довольно крупным телом порфировидных умеренно-щелочных пород.

Тело кварцевых монцонитов, кварцевых сиенитов и граносиенитов первой фазы ($q\xi C_1m$, $q\mu C_1m_1$) составляет лишь крайний восток массива Северные Борки. Оно падает на запад, под массив, вероятно расширяясь с глубиной. Образования первой фазы – это мелко-среднезернистые,

порфиroidные породы серовато-бурого, бурого, красновато-бурого до красного цветов. Составляют из таблиц плагиоклаза (альбит, олигоклаз), размером до 1,5-3 мм, удлиненных и беспорядочно расположенных, часто имеющих кайму пертита. Во встречающихся выделениях размером больше 2-3 мм имеются ядра сосюритизированного более основного плагиоклаза. Редко присутствуют зерна таблитчатой формы пертита. Между таблицами плагиоклаза развит микропегматит, состоящий из тонких сростков кварца и калиевого полевого шпата. Здесь же рассеяны бурая роговая обманка, редкие зерна пироксена, биотита, немного магнетита (ассоциирует с пироксеном), апатита, циркона, сфена.

Вторая фаза представлена разнообразными умеренно-щелочными гранитами ($\epsilon\gamma^{\text{hb}}-\gamma\zeta^{\text{hb}}\text{C}_2\text{m}_2$; $\epsilon\gamma^{\text{hb}}\text{C}_1\text{m}_2$; $\epsilon\text{l}\gamma^{\text{hb}}\text{C}_1\text{m}_2$; $\epsilon\gamma^{\text{bt}}\text{C}_1\text{m}_2\epsilon\gamma^{\text{bt}}\text{C}_2\text{m}_2$; $\epsilon\gamma\text{C}_2\text{m}_2$).

Определенно родственными описанным выше породам первой фазы являются розовато-красные, кирпично-красные среднезернистые гранитоиды, отличающиеся от пород первой фазы большим количеством микропегматита и меньшим содержанием темноцветных минералов, более кислым составом плагиоклаза. Они развиты лишь в виде мелких тел, рассеянных по всему Карабулакскому поднятию, представляя, видимо, выступающие части несколько более крупных тел, развитых на глубине. Для этих пород характерно резкое (2-3-кратное) преобладание в составе Na_2O над K_2O .

Условно отнесены к мосовскому комплексу умереннощелочные биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты и лейкограниты, слагающие ряд в основном субпластовых крутопадающих на запад тел в северо-западной части Разборненского массива (до 3x7 км), западной части массива г. Мохнатая (до 0,5x3 км), юго-западной части массива Южные Борки (до 2x7 км), а также на северо-востоке массива Южные Борки (до 3x6 км). Граниты светло-серые, желтовато-серые, светло-розоватые, иногда с буроватым оттенком, среднезернистые, реже мелкозернистые, иногда порфиroidные (северо-восток массива Северные Борки). Они состоят из плагиоклаза (28-30%), микропертита (20-50%), кварца (около 25-32%), микроклина, ортоклаза (1-10%), биотита (около 3%) и обыкновенной роговой обманки (1-2%). Акцессорные минералы – апатит, сфен, магнетит, знаки граната, муассонита, флюорита, циркона, ортита. В отличие от описанных выше, они характеризуются примерно равным содержанием Na_2O и K_2O . По мне-

нию авторов, эти образования следует выделить в самостоятельный разборненский комплекс раннекаменноугольный магнитогорской серии.

Столь же условно к мосовскому комплексу отнесены умеренно-щелочные роговообманковые граниты, лейкограниты, граносиениты, слагающие два субмеридионально вытянутых тела по форме близких акмолитам [136] в восточной части массива Северные Борки (2,5x9 км) и в крайней западной части массива Южные Борки (2,5x4км). Эти гранитоиды отличаются от других пород комплекса своей однородностью, средне-крупнозернистой структурой характерной светло- и фиолетово-серой окраской, придаваемой им калиевым пертитовым полевым шпатом, содержание которого достигает 65%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом, редко цирконом. Суммарное содержание щелочей в этих гранитоидах максимально среди пород мосовского комплекса. В экзоконтактах тел комплекса развиты роговики и скарны. По мнению авторов эти образования следует выделить в самостоятельный борковский комплекс раннекаменноугольной магнитогорской серии.

Наиболее поздние тела магнитогорской серии были выделены ранее как «позднеинтрузивные» образования ($\gamma\xi\pi C_1m$, $\epsilon\gamma\pi C_1m$) и дайки. Главной особенностью слагающих его пород является порфировидная весьма тонкозернистая структура. Умеренно-щелочные микрогаббро и габбро-порфиры образуют редкие дайкообразные тела в массивах Разборненский и Южные Борки среди габброидов богдановского и гранитов разборненского комплексов, а также среди вулканитов березовской свиты. Умеренно-щелочные микрограниты, гранит-порфиры слагают дайки и редко силлы в Разборненском массиве, к северу от массива Сев. Борки, в массиве г. Мохнатая. Наиболее крупное (около 15 км²) Первомайское тело пластовой формы граносиенит-порфиров слагает западную часть массива Северные Борки. В западной краевой части они весьма тонкозернисты, иногда флюидалы, с миндалинами. Граносиенит-порфиры имеют повышенное содержание иттрия, циркония. Ещё одно небольшое тело, сложенное граносиенит-порфирами, находится в 3 км западнее пос. Обручевка и залегает среди вулканитов березовской свиты.

Эти породы, в силу их широкого распространения и специфического облика, целесообразно выделить в самостоятельный комплекс раннекаменноугольной магнитогорской серии. Наибо-

лее целесообразно выделять эти образования в качестве железнодорожного комплекса по названию петротипа, расположенного севернее характеризуемой территории, на юге Московского массива. Однако он под этим названием выделен в легенде Южно-Уральской серии в качестве ранне-позднепермского.

Раннекаменноугольный возраст московского комплекса подтвержден севернее характеризуемой территории рубидий-стронциевым изотопным методом [43]. Не противоречат представлению о раннекаменноугольном возрасте «борковских» гранитоидов данные, полученные для них В.М. Горожаниным: $T = 326 \pm 33$ млн. лет, $СКВО = 25,9$, $I_{Sr} = 0,70331 \pm 0,0004$.

По мнению авторов название комплекса необходимо изменить на «московский комплекс кварцевых монцонитов, граносиенитов и умереннощелочных гранитов раннекаменноугольный» в соответствии с составом преобладающих в комплексе пород.

Черкасинская ассоциация вулканоплутоническая раннекаменноугольная. Образования ассоциации доминируют в Полоцко-Аркаимской подзоне Уйско-Новооренбургской зоны. В ее составе – полоцкий комплекс трахибазальт-трахириолитовый вулканический и черкасинский комплекс габбро-плагиигранитовый Первый представлен охарактеризованными выше вулканистами полоцкой толщи и полоцкими субвулканическими образованиями ($\tau\beta^1C_1pl$): штоками и дайками metabазальтов, залегающими среди пород полоцкой толщи, с которыми они имеют четкие интрузивные контакты с зонами закалки. Как и вмещающие породы, они метаморфизованы в зеленосланцевой фации. В Чапаевском блоке, на границе с Амурской подзоной, metabазальты расланцованы, хотя, в отличие от вмещающих зеленых сланцев по стратифицированным вулканистам, менее интенсивно и сохраняют реликты первичной, обычно диабазовой структуры. По особенностям химического состава породы аналогичны вулканистам полоцкой толщи.

Черкасинский комплекс габбро-плагиигранитовый раннекаменноугольный (C_1c) слагает множество небольших интрузивных тел, прорывающих в Полоцко-Аркаимской подзоне метавулканисты полоцкой толщи, а в Амурской – метавулканогенно-осадочные отложения каменской и караганской толщ, с которыми они совместно метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Выделяются три фазы становления комплекса. К первой относятся тела габброидов

($\nu C_1 \check{c}r_1$), ко второй – плагиограниты, тоналиты, реже кварцевые диориты, гранодиориты и низкощелочные гранитоиды ($\beta \gamma C_1 \check{c}r_2$ и дайки $r \gamma \pi C_1 \check{c}r_2$), к третьей – граносиениты, граносиенит-порфиры, умеренно-щелочные гранит-порфиры ($\gamma \xi C_1 \check{c}r_3$). Форма тел зависит от степени деформированности структуры. На востоке, где структура разбита на множество вытянутых блоков, они в плане удлинены, вытянуты согласно простирания структуры. На западе, в слабо деформированном блоке, сохранилась первичная морфология тел. Здесь, в 3,5 км севернее пос. Черкасы, находится петротип комплекса, представленный двумя относительно изометричными небольшими (до 2,5 км в поперечнике) Черкасинскими телами. В составе первой фазы комплекса преобладают микрогаббро, реже встречаются клинопироксеновые габбро и дайки микрогаббро, редко микрогаббро-порфиритов и диоритов. С глубиной объем габброидов, судя по положительной аномалии силы тяжести, очевидно, нарастает. В краевых частях породы имеют настолько тонкозернистые структуры, что их трудно отличить от вмещающих базальтоидов. Контакты кислых пород второй и третьей фаз с вулканитами черкасинской толщи отчётливы.

Интрузивные образования черкасинского комплекса, залегая среди раннекаменноугольных вулканитов черкасинской толщи, близки им по составу, что и служит основанием для объединения их в ассоциацию. Результаты определений абсолютного возраста калий-аргоновым методом – 351-366 млн.лет (анализировались плагиограниты второй фазы) указывают на раннекаменноугольный возраст комплекса.

Позднепалеозойские гранитоиды

До последнего времени позднепалеозойские гранитоиды, слагающие крупнейшие в регионе массивы, относились преимущественно к образованиям гранитной формации плутонической ассоциации, часть их показывалась как более ранние образованиями тоналит-гранодиоритовой формации вулcano-интрузивной ассоциации (Эвгеосинклинальные... 1984, [113, 137]). В настоящее время становится очевидным, что гранитная формация, как аналог общепринятого S-типа, представлена на площади крайне ограниченно, большая часть относившихся к ней гранитоидов представляют образования I-типа. Также очевидно, что относившиеся к вулcano- интрузив-

зивной группе и сопоставлявшиеся с М-типом гранитоиды относятся к I-типу, а вулканических аналогов не имеют.

Балканский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый позднекаменноугольный (C_3b). Породы главных фаз комплекса развиты лишь на крайнем севере листа в пределах Новобуранного массива, представленного на площади своей южной частью. Массив выходит в центре Гумбейской подзоны, вытянут в субширотном направлении на 7 км. Площадь его – около 15 км², контакты – крутые, отчетливо рвущие с многочисленными инъекциями и апофизами. Массив в виде штока резко погружается на глубину [87]. В гравиметрическом поле ему соответствуют отрицательная аномалия. Магнитное поле сложно: выходам пород первой фазы отвечают слабые положительные аномалии, преобладающим на поверхности гранитоидам второй фазы отвечают значения полей близкие к нулевым. Вмещают массив среднедевонские вулканиты, которые в приконтактной зоне ороговикованы, скарнированы, иногда рассланцованы.

Комплекс двухфазен: породы первой фазы характеризуются резко повышенной щелочностью (умеренно-щелочные): монцодиориты, монцониты, реже сиениты, кварцевые монцониты и кварцевые сиениты (μC_3b_1). Породы второй фазы – гранитоиды слабо повышенной щелочности: граносиениты, умеренно-щелочные граниты ($\gamma \xi C_3b_2$). Породы первой фазы на площади проявлены крайне ограниченно. Они вскрыты среди преобладающих резко на поверхности пород второй фазы карьером севернее пос. Заречный. Это серые мелкозернистые, состоящие из плагиоклаза (15-50%), пертитового калиевого полевого шпата (10-50%), клинопироксена (10-25%), биотита (3-15%), амфибола (5-20%), кварца (до 5-10%), иногда с крупными выделениями биотита породы. В их составе присутствуют также изредка оливин, эпидот, сфен, апатит, титаномагнетит. Биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые граносиениты и субщелочные граниты второй (поздней) фазы – розовато-серые, преимущественно среднезернистые, массивные, иногда неотчетливо гнейсовидные. Они состоят из плагиоклаза (олигоклаз, иногда с альбитовой каймой, реже андезин), калиевого полевого шпата (ортоклаз, пертит, редкий микроклин) – 25-30%, кварца – 15-25 % и темноцветных минералов (биотит, роговая обманка, редко – клинопироксен), в сумме составляющих от 5 до 10 %. Аксессуары – апатит, сфен, титаномагне-

тит. Как среди гранитов и гранодиоритов поздней фазы, так и среди кварцевых монцодиоритов ранней фазы присутствуют ксенолиты от 0,5-1 см до 0,5-10 м шонкинитов, состоящих из клинопироксена (40-55%), биотита (30-40%), ортоклаза (3-5%), оливина (1-5%) и апатита (до 3%), с аксессуарными титаномагнетитом, пиритом, сфалеритом, блеклой рудой, рутилом, эпидотом. Гранитоиды прорваны большим количеством даек сиенитов и кварцевых сиенитов, умеренно-щелочных гранит-порфиров и лейкогранитов, прослеженных также за пределами массива. Присутствуют постмагматические кварцевые, кварц-карбонатные и кварц-полевошпатовые жилы с сульфидами.

Для гранитоидов характерны: в целом низкая кремнеземистость, повышенные титанистость, повышенная кальциевость и щелочность калиево-натриевого типа, повышенные концентрации ряда микроэлементов (г/т): Li (10-39), Ba (1000-12000), Cr (48-200), Ni (25-150), Cu (30-110), Zn (30-170), Pb (19-72), Ag (0,1-0,76), Sn (1,8-3,5), Rb (90-200), Sr (290-1490), Mo (3,7), Be (5), U (10), Th (11-41), Nb (16), при умеренных содержаниях V (17-50), Co (10-30), Ga (14-17), Sc (4-18), Zr (47-110), Y (10-18). Содержания РЗЭ – достаточно высокие при отчетливом преобладании легких РЗЭ над тяжелыми. В частности в кварцевом монцодиорите из первой фазы комплекса (обр. 5048-7): La-44, Ce-95, Nd-42, Sm-6,9, Eu-1,9, Tb-0,98, Yb-1,7, Lu-0,24. В целом охарактеризованные особенности пород гумбейского комплекса позволяют считать их коллизионными гранитоидами "I-типа" [31]. В пользу этого также свидетельствует отчетливая редкометальная специализация гранитоидов [54]. С комплексом связаны: роговообманково-полевошпат-кварцевые, родонит-гранат-кварцевые, гранат-кварцевые, амфибол-гранат-кварцевые, гиперстен-биотит-полевошпатовые роговики и ороговикованные вмещающие породы гумбейской толщи, скарны различного состава: гранатовые, кварц-эпидот-карбонат-гранатовые; эпидот-пироксен-гранатовые, кальцит-пироксеновые, эпидот-пироксеновые, пироксен-гранатовые, гумбеиты. С гранитоидами связано формирование скарново-шеелитовых руд.

Возраст гранитоидов Новобуранного массива по двум цирконовым датировкам альфа-свинцовым методом определен как 290 ± 25 и 320 ± 30 млн. лет [28]. Калий-аргоновым методом получена датировка 283 млн. лет [87]. А. А. Краснобаевым в последние годы получен ряд ка-

лий-аргоновых датировок в диапазоне 278-325 млн. лет. В. М. Горожаниным по пяти пробам рассчитан рубидий-стронциевый изохронный возраст: 285 ± 5 млн. лет, СКВО – 1,61, $I_{Sr} = 0,70405 \pm 0,00007$.

Название комплекса следовало бы изменить на балканский комплекс монцодиоритов, граносиенитов, умеренно-щелочных гранитов по преобладающим в его составе породам.

На стыке Магнитогорской и Кипчакской подзон и в последней установлены хорошо выделяющиеся на аэрофотоснимках мелкие тела, дайки гранит-порфиров ($\gamma\delta\pi$, $\epsilon\pi\pi$) мощностью до 50 м и протяженностью до 300 м. Они пересекают среднекаменноугольные отложения кизильской свиты. Гранитоиды порфировидны с содержанием вкрапленников альбитизированного серицитизированного олигоклаза от 5 до 30%. Основная масса их состоит из аналогичного плагиоклаза, редкого калиевого полевого шпата и кварца (около 20%). Отмечаются реликты амфибола (?), замещенного агрегатом эпидота и серицита. Они характеризуются нормальной щелочностью, пониженными кремнекислотностью и калиевостью.

Эти образования включены в состав комплекса условно, более объективным был бы их показ в качестве самостоятельного желтинского комплекса позднего карбона-перми, который выделялся уже в районе [103] необходимо ввести в серийную легенду.

Кацбахский комплекс гранит-лейкогранитовый раннепермский (P_1k) слагает крупный Кацбахский массив, вытянутый в северо-западном направлении на 20 км, и его западный сателлит, находящиеся в центре листа. Массиву соответствует крупная отрицательная аномалия силы тяжести клиновидной формы, почти полностью повторяющая в плане форму массива и знакопеременное значение аномалии магнитного поля интенсивностью от -100 до +250 гамм. Как магнитное, так и гравитационное поле в пределах массива неоднородное, что, по-видимому, свидетельствует о неоднородном внутреннем строении массива. На глубине он имеет сложную клиновидную форму. Падение западного контакта – западное под углами $40-45^\circ$, а ниже 1,8 км – восточное под углом 50° , Восточный контакт в верхней части падает круто на запад, а на глубине в первые километры – полого на восток и юго-восток, соединяясь с подобными образованиями Джабык-Суундукского блока, где они выделяются, в соответствии с решением НРС, в качестве иных комплексов (Джа-

быкско-Санарского и Степнинского. Контакты массивов – инъекционные неровные с многочисленными заливообразными апофизами. Гранитоиды массивов прорывают разновозрастные (от ордовика до раннего карбона) образования Восточномагнитогорской и Уйско-Новооренбургской зон и границу этих зон. Все они в обрамлении массивов и значительно шире метаморфизованы в зеленосланцевой фации. В зоне контактов мощностью до нескольких сотен метров степень перекристаллизации пород максимальна: в метапородах проявлены роговикоподобные структуры, отмечаются скарнированные образования.

Выделяются две фазы становления пород кацбахского комплекса. К первой относятся граносиениты, реже кварцевые сиениты и гранодиориты краевой части массива ($\gamma\xi P_1 k_1$). Они имеют крупнозернистые порфиroidные структуры часто с ориентированными плоскостными структурами течения. Вторая фаза представлена умеренно-щелочными биотитовыми гранитами ($\varepsilon\gamma P_1 k_2$, $\varepsilon\lambda\gamma P_1 k_2$).

Граносиениты, гранодиориты, кварцевые сиениты первой фазы образуют непрерывный ряд. Это серые, буровато-серые породы, состоящие из таблитчатых кристаллов размером до 1-2-5 (редко) см полевого шпата – 5-15% (иногда до 50-80%) и крупно-среднезернистой гипидиоморфнозернистой, иногда аллотриоморфнозернистой основной массы. Порфиroidные выделения обычно представлены решетчатым микроклином с включениями реликтов плагиоклаза (№ 26). Очевидно реакционное замещение. В гранодиоритах отмечается практически незамещенный плагиоклаз. Основная масса пород состоит из зерен таблитчатой или неправильной формы плагиоклаза (20-40%) двух генераций (ранний – серицитизированный и поздний – чистый с тонкими полисинтетическими двойниками), неправильных зерен кварца (15-20%), решетчатого микроклина и микроклин-пертита (10-50%), среди которого встречаются мелкие кристаллы плагиоклаза, иногда присутствуют мирмекитовые вроски кварца, чешуйки или их сростки биотита (5-30%), роговой обманки (не более 3-5%). Для развитых подчиненно гранодиоритов характерен существенно роговообманково-плагиоклазовый состав. Граносиениты и кварцевые сиениты – существенно биотит-микроклиновые. При высоком содержании кварца породы близки гранитоидам второй фазы. Биотитовые умеренно-щелочные граниты второй фазы имеют относительно постоянный состав, часто порфиroidные. В Кацбахском массиве довольно широко развиты

пегматиты, структуры которых – от тонкозернистых до гигантозернистых с типичной пегматитовой структурой. Акцессории в породах комплекса – сфен, магнетит, гранат, ильменит, рутил, анатаз, встречаются торит и пирит, колумбит, ксенотим, золото, флюорит, турмалин, гранат, кианит. Вблизи кварцевых жил отмечаются шеелит, вольфрамит, флюорит, в интенсивно мусковитизированных разностях – монацит.

Самыми молодыми образованиями, которые прорываются гранитоидами кацбахского комплекса, являются вулканиты и вулканогенно-осадочные породы полоцкой толщи (C_{1pl}). Ряд датировок K-Ar методом указывает на позднепалеозойский возраст пород комплекса.

В заключение отметим, что название комплекса следует уточнить на «кацбахский комплекс граносиенитов-умеренно-щелочных гранитов». Принятое серийной легендой и в данной записке (по решению НРС) название, очевидно, предполагает отнесение комплекса к гранитной формации (т. е. S-типу), а этому противоречат не только петролого-геохимические особенности этих пород, но и геологические. В частности, Кацбахская интрузия имеет явно выраженный аллохтонный характер, инъецируя вмещающие ее породы.

Степнинский комплекс монцодиорит-гранодиорит-гранитовый ($\xi\gamma P_{1st_1}$) развит на севере Джабык-Суундукского блока, где слагает юго-западную краевую часть Джабыкской интрузии, дугообразно охватывая образования джабыкско-санарского комплекса, слагающего большую часть последней. Массив, попадающий на площадь своей незначительной западной частью, выражен наиболее крупной отрицательной аномалией силы тяжести, морфология которой показывает, что на глубине размер интрузии значительно больше, чем на поверхности при общей её мощности – около 5 км. Магнитное поле массива неоднородно: гранитоидам характеризуемого комплекса отвечают несколько повышенные его значения, в то время как гранитоиды центральной части массива чаще характеризуются слабо пониженными и близкими к 0 его значениями. Породы степнинского комплекса круто погружаются под образования джабыкско-санарского комплекса. Падение подчеркивается хорошо проявленными плоскостными структурами течения в породах. Породы комплекса прорывают тефротурбидиты рымникской свиты ордовика, превращенные у контакта в биотит-роговообманково-плагиоклаз-кварцевые сланцы (микро-

гнейсы). В составе комплекса – преобладают граносиениты, реже встречаются кварцевые сиениты, иногда – гранодиориты. Породы близки образованиям первой фазы кацбахского комплекса, в качестве которого авторы и предлагают картировать характеризуемые образования. Породы комплекса образуют непрерывный ряд. Они состоят из крупных таблитчатых кристаллов полевого шпата – 5-15% (иногда до 50-80%) и крупно-среднезернистой гипидиоморфнозернистой, иногда аллотриоморфнозернистой основной массы. Порфириовидные выделения обычно представлены решетчатым микроклином, с включениями реликтов плагиоклаза (№ 26), иногда слагающего зерна полностью. Основная масса пород состоит из зерен плагиоклаза – 20-40%, неправильных зерен кварца – 15-20%, решетчатого микроклина и микроклин-пертита – 10-50%, среди которого встречаются мелкие кристаллы плагиоклаза, иногда присутствуют мирмекитовые вроски кварца, чешуйки или их сростки биотита – 5-30%, роговой обманки – не более 3-5%. Из аксессуариев развиты сфен, апатит, циркон, ортит, титаномагнетит. Изотопным Rb-Sr методом установлен раннепермский ($T = 278 \pm 10$ млн. лет) возраст гранитоидов комплекса при невысоком первичном отношении $I_{Sr} = 0,70387 \pm 0,00030$ [43].

Раннепермский джабыкско-санарский комплекс гранит-лейкогранитовый (P_{1d}) представлен двумя сериями пород. Первая, в составе которой преобладают умеренно-щелочные гранитоиды, слагает основную часть Джабыкской интрузии и, на наш взгляд, неразрывно связана с образованиями описанного выше степнинского комплекса. (По нашему мнению их следовало бы картировать в качестве единого кацбахского комплекса.) Вторая сложена нормальными двуполевошпатовыми двуслюдяными гранитами и лейкогранитами, пегматитами и аплитами, слагающими мелкие тела и жилы, прорывающие метаморфизованные мигматизированные гранитоиды астафьевского комплекса в полосе шириною 3-5 км в северо-западном обрамлении Джабыкской

Табл. 13. Состав гранитов гранитной формации джабыкско-санарского комплекса

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	Ппп	сумма
3451-9	74,22	0,12	13,10	0,24	0,45	0,02	2,01	3,18	3,28	3,57	0,04	0,88	<0,1	0,68	100,91
3451-8	71,10	0,30	15,74	0,38	1,18	0,02	1,40	2,60	3,78	3,60	0,089	<0,4	<0,1	0,56	100,75

интрузии. Здесь они хорошо выделяются на аэрофотоснимках, дают положительные микроформы рельефа, возвышаясь над сильно выветрелыми вмещающими их породами астафьевского комплекса. Граниты и лейкограниты этой серии – среднезернистые массивные породы от ро-

зовато-серых до белых с выделяющимися на фоне полевошпатовой массы серым кварцем и редкими чешуйками биотита и мусковита. Они состоят из ксеноморфных зерен неправильной формы кварца – 25-30%, и изометричных кристаллов решетчатого микроклина – около 30-35%, идиоморфных, иногда неправильной формы зерен олигоклаза, иногда замещенного альбитом, серицитом – 30-35%, чешуек биотита и мусковита, содержание которых обычно не превышает первых процентов. Они нормальны по щелочности, высококальциевы. Даже предельно лейкократовые их разновидности, почти лишенные биотита (3451-9), содержат более 2% окиси кальция. По серии образцов лейкогранитов, биотитовых гранитов В. М. Горожаниным получена изохрона, дающая возраст 278 ± 16 млн. лет при $I_{Sr} = 0,70446 \pm 0,00052$, СКВО – 7,17.

Биотитовые микроклиновые граниты, слагающие основную северо-восточную часть Джабыкского массива – массивные, иногда слабогнейсовидные порфиroidные с крупными выделениями микроклина. Состоят из плагиоклаза (30-35%), кварца (28-35%), калишпата (25-38%) и биотита (2-5%), реже присутствует мусковит. Структура этих умереннощелочных гранитоидов – гипидиоморфнозернистая, реже аллотриоморфнозернистая, пегматоидная; плагиоклаз (альбит-олигоклаз, олигоклаз An₂₀₋₁₇ - An₁₂₋₁₀) образует прямоугольные таблички от 0,1-0,3 мм до 2,5-4 мм. Часто наблюдаются плавнозональные зерна. Между таблитчатыми зернами плагиоклаза иногда присутствуют мелкие ксеноморфные зерна альбита [137]. Иногда плагиоклаз присутствует в порфиroidных выделениях микроклина в виде вростков неправильной формы, что, на наш взгляд является свидетельством их возникновения в результате реакционного замещения первичных вкрапленников плагиоклаза, так характерных для образований степнинского комплекса (по сути – ранних фаз кацбахского комплекса в нашем понимании). По серии пород комплекса рубидий-стронциевым изотопным методом получена изохрона с параметрами $T = 266 \pm 15$ млн. лет, $I_{Sr} = 0.704463 \pm 0,000560$ [43].

Калымбаевский комплекс лампроит-лампрофировый дайковый раннетриасовый(?) ($T_1(?)k$). На площади обнаружены более 40 крутопадающих маломощных (десятки сантиметров-первые метры(?)) жил лампрофиров, прорывающих все палеозойские образования. Несколько севернее, на месторождении Малый Куйбас, обнаружены также лампроитоиды (103). Жилы простирают-

ся, в основном в северо-запад-западном направлении, падают очень круто, чаще на юго-юго-запад. Породы обычно массивные темно-серые до почти черных с зеленоватыми или буроватыми оттенками. Они порфировидны, часто с отчетливо проявленной лампрофировой структурой, обусловленной идиоморфизмом слюды. При большом разнообразии, по петрографическим особенностям выделяются следующие группы по [69]:

1. Мончикиты – щелочные ультраосновные бесполевошпатовые лампрофиры, отчетливо порфировидные с высоким (до 15-20%) содержанием вкрапленников оливина, большей частью серпентинизированного или карбонатизированного, с крайне неравномерно распределенными (до 5-7%) идиоморфными вкрапленниками слюды нередко отсутствующей, с единичными идиоморфными вкрапленниками серпентинизированного ортопироксена. В основной, либо аповитрофировой, либо микролитовой, массе постоянно присутствует клинопироксен, магнетит и мелкие выделения амфибола. Наиболее распространенный аксессуар – апатит.
2. Камптониты – альбитсодержащие лампрофиры основного состава со структурой варьирующей от полнокристаллической лампрофировой до порфировидной с микролитовой основной массой. Главными отличиями от вышеописанных мончикитов являются гораздо меньшее содержание оливина (от 1 до 5-7%) и присутствие мелких вкрапленников альбита, образующего также, наряду с клинопироксеном (1-3-20%), амфиболом, хлоритом, карбонатом, магнетитом, апатитом, слюдой (2-3 до 10-15%), обычно замещенной хлоритом, мелкозернистый агрегат в основной массе пород.
3. Саннаиты (щелочные существенно калиевые лампрофиры основного состава) порфировидные бесслюдяные клинопироксеновые (10-15%) с подчиненным (до 7-10%) присутствием оливина, нередко отсутствующего вовсе, с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом в основной массе, имеющей структуру близкую к гиалопилотакситовой. Наиболее распространенный аксессуар – апатит. Характерны карбонатизация и, в меньшей степени, амфиболизация и хлоритизация.
4. Минетты основного, реже среднего состава, порфировидные (клинопироксен – 5-10%) с редкими (1-5%) выделениями оливина, обычно замещенного серпентином и карбонатом, биотита (до 5%) с биотит-калиевополевошпатовой мелкозернистой основной массой. Аксессуары – мелкие выделения магнетита и апатита. Характерна интенсивная карбонатизация и более слабая хлоритизация.

5. Керсантиты среднего, реже основного состава, порфиридные (плагноклаз-биотитовые) с пилотакситовой основной массой, состоящей на 60% из лейст андезина, реже олигоклаза, в интерстициях между которыми развиты биотит, клинопироксен, реже волокнистая роговая обманка и хлорит. Из акцессориев присутствуют сфен, апатит и магнетит. Между выделенными группами лампрофиров существуют постепенные переходы, что отражено в большом разнообразии химического состава. До последнего времени по геохронологическим данным (К-Аг и Rb-Sr методы) возраст лампроитоидов определяется как среднетриасовый-раннеюрский в диапазоне 198-240 млн. лет ([15, 6], Краснобаев и др., 1993). $I_{Sr} = 0,70594 \pm 15$ [6]. По серии проб лампрофиров комплекса из Александринского рудного района Б. В. Беяцким получена рубидий-стронциевым методом изохрона с параметрами: $T = 308 \pm 15$ млн. лет, СКВО – 1,76, $J_{Sr} = 0.7046 \pm 1$. Таким образом, вероятно, что калымбаевский лампрофировый комплекс формировался в течение всего позднепалеозойского этапа развития уралид. Наиболее близкими аналогами пород Магнитогорской мегазоны по геохимическим особенностям являются лампроитоиды Алжира, Югославии, Индонезии, Испании, Алдана, Камчатки "колизийного" типа [55].

4. Тектоника

В строении площади отчетливо выделяются два структурных этажа. Верхний из них представлен прерывистым чехлом рыхлых континентальных отложений небольшой мощности современной Евразийской плиты. Территория полностью относится к Восточноуральской зоне для мезозойско-кайнозойского доплиоценового яруса и к Урало-Гумбейской – для четвертичного.

Нижний этаж представлен уралидами внутренних зон Уральской аккреционно-складчатой системы, представляющими собою палеозойские преимущественно надсубдукционные образования, претерпевшие неоднократное сжатие и связанное с ним смятие, а также метаморфизм, особенно интенсивные в среднекаменноугольно-раннетриасовое время, когда в условиях максимального сжатия завершалось их формирование с образованием молассоидных формаций, внедрением крупных магматических мантийных масс, сопровождавшихся формированием коровых гранитоидных интрузий. Такое понимание уралид восточного склона Урала по существу является

развитием, применительно к современной геологической парадигме, взгляда на регион как на эпизевгеосинклинальную часть палеозойской Уральской складчатой системы, наиболее последовательно выраженного И. Д. Соболевым с сотрудниками. Согласно этим воззрениям уралиды сформировались в течение длительной ранне-среднепалеозойской эпохи геосинклинального развития, окончательное завершение которой связано с главной фазой складчатости, относящейся по времени, в основном, к позднему палеозою и частью к раннему мезозою (Тектоническая карта..., 1986).

В структуре уралид площадь расположена на стыке Магнитогорской и Восточноуральской мезазон. Первая представлена Магнитогорской, Кипчакской и Гумбейской подзонами Восточно-магнитогорской зоны, Уйской, Полоцко-Аркаимской и Амурской подзонами Уйско-Новооренбургской зоны, вторая – западной частью Джабык-Суундукского блока Кочкарско-Адамовской зоны. Это районирование сложной коллизионной структуры территории, как уже давно и справедливо указывалось, «имеет вспомогательное значение» (Тектоника Урала, 1977, стр. 15) и не соответствует палеозональности. Оно служит, по сути, только лишь для удобства (в том числе обеспечения преемственности) изложения геологического строения территории. Вместе с тем, районирование в основном отвечает современному блоковому строению, отраженному в особенностях физических полей.

Современная структура уралид представляет собою коллаж ромбовидных, клиновидных и трапециевидных в плане, трапециевидных и реже клиновидных в разрезе позднепалеозойских блоков, а также пластин и их пакетов. В пределах позднепалеозойских блоков установлены фрагменты более ранних палеозойских деформаций и первичных структур (особенно характерны разнообразные вулканические постройки). Позднепалеозойские нарушения, ограничивающие блоки и пластины, пересекают все палеозойские образования, но прорваны телами позднепалеозойских интрузий, морфология которых, очевидно, во многом подчинена плану этих деформаций. Блоки обычно вытянуты в субмеридиональном, преимущественно северо-восточном направлении. Они ограничены субмеридиональными сдвиго-взбросами (как левыми, так и правыми), и субширотными надвигами и взбросами, являющимися, видимо, выходами на поверхность срывов на палео-

границах верхних (хрупких) и нижних (пластичных) частей палеокоры. Сочленения этих нарушений обычно плавные. Ограниченные ими блоки имеют предположительно мощность до 5-10 км. Ширина блоков часто сопоставима с их мощностью. В качестве главных структурных подразделений в основном выделены наиболее крупные из блоков с относительно выдержанными особенностями геологического строения, объединяющие серии более мелких.

В пределах площади сгущены преимущественно слабо- и умереннометаморфизованные образования, практически отсутствуют породы с многократными деформациями, вызванными пластическим течением. Обычно в метаморфизованных породах узнаются признаки первичных текстур и структур. Сланцеватость в них в основном подчиняется первичной ориентировке слоистости, лишь в зонах сжатия фиксируется поперечный кливаж скольжения. В неоднородных разрезах фиксируются также структуры будинажа относительно хрупких пород среди сланцев по более пластичным образованиям. На крайнем востоке площади, в пределах Кочкарско-Адамовской зоны, породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации. Значительно шире развита зона пород, преобразованных в фации зеленых сланцев. Довольно выдержана закономерная картина умеренноградиентного метаморфизма с относительно постепенным ослаблением преобразований с востока на запад от послераннепермского Восточноуральского поднятия к Магнитогорскому прогибу при сильном нарастании метаморфических изменений в обрамлении Кацбахской интрузии. Таким образом, прослеживается нарастание степени метаморфизма по направлению к крупным массивам коллизионных гранитоидов. Это вполне объяснимо, поскольку известно, что кристаллизация пород этих массивов имела место в глубинных условиях (Орогенный..., 1994) в зонах повышенного теплового потока и, таким образом, примыкающие к ним участки земной коры очевидно выведены на поверхность с глубин превышающих 10-15 км. В зоне эпидот-амфиболитового метаморфизма широко проявлены бластомилониты. Особенно они характерны для северо-западного ореола Джабыкской интрузии, где субстратом для них являются породы астафьевского комплекса. Зона развития зеленосланцевой фации характеризуется крайней неравномерностью преобразования пород. Часто интенсивно преобразованы с превращением в зеленые сланцы породы, претерпевшие тектоническую переработку. Они представляют собою, по существу, бла-

стомилониты и бластокатаклазиты. В ненарушенных породах степень преобразований обычно не высока. Однако все породы выделенной зоны лишены минералов, характерных для пренит-пумпеллитовой фации. Тела ультрабазитов превращены в существенно антигоритовые серпентиниты с обильным магнетитом, карбонатные породы мраморизованы, кремнистое вещество преобразовано в микрокварцевые агрегаты.

В составе уралид выделяются связанные закономерными взаимопереходами латерально-вертикальные ряды структурно-вещественных и плутонических комплексов: ордовикско-силурийский, девонско-среднекаменноугольный (домосковский) и среднекаменноугольно (московско)-раннетриасовый. Эти ряды отражают, очевидно, наиболее крупные этапы формирования палеозойско-раннемезозойской аккреционно-складчатой структуры Южного Урала. С позиций учения о циклическом развитии геосинклинальных систем они обычно рассматриваются как структурные ярусы. Выделение их затруднено интенсивной нарушенностью геологических формаций, сформировавшихся на гигантских пространствах палеоструктур и представленных обычно в современном коллаже блоков лишь своими небольшими фрагментами. Разумеется, они не могли быть установлены лишь на материалах столь ограниченной площади как лист масштаба 1:200 000, уступающей любой из палеозон по размерам. Это сделано на основе общерегиональных построений, неоднократно выполненных путем сопоставления представленных на Южном Урале образований со структурно-вещественными комплексами современных типовых геодинамических обстановок, палеомагнитных данных, анализа фрагментов ненарушенных границ формаций, их взаимопереходов как для Урала в целом (Тектоника Урала, 1977, [74], Зоненшайн, Кузьмин, 1990 и др.), так и для южной части него [34, 35, 44 и др.].

В составе ордовикско-силурийского ряда структурно-вещественных и плутонических комплексов центральное место занимают метаморфизованные образования астафьевской вулканоплутонической ассоциации. Слюдинская толща её реконструирована в качестве базальт-андезитовой формации. Высокая степень метаморфических преобразований и отсутствие как искусственных, так и естественных разрезов не позволяют надежно восстановить её внутреннюю структуру. Судя по монотонному набору пород, небольшому участию в составе метасадочных (метакрем-

нистых) образований, можно предполагать, что толща слагала вулканическую гряду. В пользу такого предположения свидетельствует наличие в пределах области развития толщи генетически связанных с нею интрузивных образований астафьевского габбро-гранодиорит-гранитового комплекса, породы которого очевидно слагают «интрузию под вулканом» ордовикско-силурийской островодужной палеоструктуры, что подтверждается также «островодужным» первичным отношением в них изотопов стронция (рис.3.2). С астафьевской вулкано-плутонической ассоциацией также тесно ассоциирует, обнаруживая, по-видимому, переслаивание с вулканитами слюдинской толщи, флишоидная вулканогенно-осадочная рымникская формация. Она состоит преимущественно из турбидитов (главным образом андезитоидных тефротурбидитов) и слагает, видимо, шлейф палеовулканической (Астафьевской) гряды. В Уйско-Новооренбургской зоне образования характеризуемого ряда представлены метаморфизованной флишоидной кремнисто-вулканогенной формацией тылового склона и подножья вулканической гряды. Среднеордовикскую толщу её мы предлагаем выделить с названием «лесная». Ограниченно развита на площади куликовская офиолитовая ассоциация, представленная лишь небольшими телами серпентинитов, которую можно сопоставить с образованиями раннепалеозойского задугового бассейна. Она представлена лишь серпентинитами куликовского дунит-перидотитового комплекса. Эти образования залегают в основании большинства блоков охарактеризованного ордовикско-силурийского ряда формаций. За пределами площади он дополняется другими широко известными на Южном Урале образованиями раннего палеозоя [24, 25]. В него входят: метатерригенные образования склона и подножья континента суваякского комплекса; поляковская ордовикская офиолитовая ассоциация и её аналоги как ордовикские (включая куликовскую) так и силурийские, принадлежащая по ряду признаков [56] к образованиям спрединговых зон задуговых морей; кремнистая и глинисто-кремнистая формации глубоководных бассейнов, связанные постепенными переходами с офиолитовой ассоциацией, характерными представителями которых являются ордовикская новооренбургская толща и силурийская булатовская толща. В силу крайней ограниченности объема работы перечислены только некоторые из известных комплексов, но уже из него видно, что в целом в регионе развиты аналоги типовых для всего многообразия обстановок активной островодужной окраины

континента образований. На площади листа внутренняя структура ордовикско-силурийского ряда сильно нарушена: его образования разбиты на ряд блоков и пластин, связанных, в основном, с позднепалеозойскими деформациями. Взаимоотношения ордовикско-силурийского и девонско-раннекаменноугольных рядов структурно-вещественных и магматических комплексов обычно тектонические. Лишь в Джабык-Суундукском блоке установлено несогласное залегание на первых (с угловым несогласием) верхневизейской солнечной толщи. В последние годы доказано участие (возможно резкое преобладание) пород охарактеризованного ордовикско-силурийского ряда в составе максютовского метаморфического комплекса зоны Уралтау, примыкающей с запада к Магнитогорской мегазоне, в котором зафиксирован эклогит-глаукофансланцевый метаморфизм на рубеже около 400 млн. лет (Ленных, 1977). На площади листа образований, подвергшихся этому метаморфизму, не установлено, тем не менее очевидно, что его проявление было связано с крупными тектоническими перемещениями раннепалеозойских комплексов. Свидетельством крупной перестройки геологической обстановки в раннем девоне служит также широкая распространённость раннедевонской офиолитовой ассоциации.

Образования девонско-среднекаменноугольного ряда комплексов резко преобладают на площади, как и вообще на Южном Урале и, особенно, в Магнитогорской мегазоне. Он представлен сложным латерально-вертикальным рядом вулканоплутонических ассоциаций и их серий, сопровождающихся подчиненно развитыми осадочными отложениями. По фрагментам ненарушенного разреза ряда фиксируются как латеральная зональность, так и последовательное наращивание его. При непрерывности в целом разреза, в нем отмечены локальные перерывы, значение которых ранее нередко преувеличивалось и они трактовались как региональные. С позиций учения о циклическом развитии геосинклинальных систем образования, ограниченные поверхностями местных несогласий могут быть рассмотрены как структурные подъярусы, хотя четко проявленные выдержанные их границы на площади, как и на территории Южного Урала в целом отсутствуют.

Широко развиты образования раннедевонской бриентской офиолитовой ассоциации. Гипербазиты одноименной дунит-гарцбургитовой формации её, по комплексу признаков характерные

для реститовых образований надсубдукционных обстановок, сильно тектонизированы, нередко преобразованы в серпентинитовые сланцы. Они тесно ассоциируют с образованиями киембаевской формации умеренно-щелочных натриевых базальтов и андезибазальтов, характерных для спрединговых зон задугового бассейна. Пачки лав разорваны на отдельные блоки, заключенные в серпентиниты. Довольно широко развиты также ассоциирующие с ними образования тюлькубайской вулканокласто-карбонатно-кремнистой формации, вероятно склонов осевого хребта задугового бассейна. Образования этой ассоциации часто разделяют блоки и пластины образований девонско-среднекаменноугольного ряда комплексов. Залегание тел пород ассоциации определяется, в основном, характером позднейших (позднедевонских) и позднепалеозойских деформаций и меняется от субвертикального до субгоризонтального в зависимости от их морфологии ограничиваемых ими блоков. Падение также меняется от западного (чаще) до восточного в блоках субмеридионального простирания и северного в субширотных блоках.

Предположительно с нижнего девона начинается также разрез сложнопостроенного ряда комплексов (на листе наиболее древними из установленных являются среднедевонские вулканиты), в объеме которого преобладают разнообразные дифференцированные магматические серии, как протяженные, так и короткие, иногда контрастные, но неизменно несущие признаки генерации и эволюции магм в условиях повышенной в разной степени флюидонасыщенности и, прежде всего, водонасыщенности, что является характерным для надсубдукционных обстановок с преобладающим режимом сжатия, господствующих в островодужных условиях.

В основании разреза залегают, очевидно, образования ранне-среднедевонского желкубаевского пикробазальт-базальтового комплекса. (Установлен севернее и южнее площади работ, где он представлен, в основном, лавами трещинных излияний базальтоидов.) Слагающие его базальтоиды сопоставимы с толеитами фронтальных зон островных дуг, характерных для структур прогиба начальных этапов становления островодужных структур. Из образований среднего-низов позднего девона на площади установлена лишь гумбейская базальт-андезит-дацитовая формация, являющаяся наиболее крупным геологическим телом Восточномагнитогорской зоны в целом. Вулканиты её представлены преимущественно резко порфиоровыми разностями, относящимися к

известково-щелочной петрогеохимической серии повышенной щёлочности, характерной для островодужных структур с повышенной мощностью новообразованной земной коры, состоявшей, вероятно, из скученных образований нижнедевонской офиолитовой ассоциации и образований раннепалеозойского ряда комплексов. Гумбейский базальт-андезит-дацитовый вулканический комплекс слагает, очевидно, фрагменты крупных построек центрального типа с большой массой пирокластических образований. Положительные формы палеорельефа этих построек, очевидно, сопровождалась мощными шлейфами вулканогенно-осадочных пород у своего основания. Наличие последних, подвергшихся последующим деформациям, послужило основанием для выделения некоторыми исследователями олигоцен-эоценового возраста [131] с включением в них большей части образований комплекса. Однако этому противоречит факт идентичности состава и одновозрастности как мелкообломочных пород, принимающихся за матрикс, так и тел массивных вулканитов, выделяющихся в качестве олигоцен-эоценовых. Причем, и те, и другие фаменскими не являются. Довольно широко развитые образования лавовых потоков необыкновенно сильно дифференцированы: в пределах элементарных потоков мощностью до 10 м породы иногда меняют состав от мелабазальтового до андезитового, а содержание, например, Mg и K колеблется во много раз. Это является свидетельством чрезвычайно высокой флюидонасыщенности «гумбейских» магм. Лавовые образования такого характера и установленные локально грубообломочные туфы и ксенотуфы вероятно принадлежат околосредовой вулканической зоне. Резким же преобладанием на площади пользуются образования промежуточной и, особенно, удалённой зон: относительно мелкообломочные туфы, лавы и вулканогенно-осадочные породы, переходящие иногда в осадочные (преимущественно яшмоиды), образующие нередко пачки существенной мощности. За пределами площади на этом уровне установлена также базальт-риолитовая формация (карамалы-ташская) и переходная между нею и гумбейской – александринская и сопровождающие её интрузивные аналоги, характерные для зон внутридугового спрединга. На границе с вышележащими образованиями севернее площади установлено местное выпадение верхов разреза формации (новобуранной толщи). (Не исключено, что отсутствие верхов разреза формации на юге Гумбейской подзоны также связано со стратиграфическим перерывом, но поскольку здесь нет и перекрываю-

щих образований, то это можно только предполагать). Верхним уровням гумбейской формации на площади по возрасту соответствуют преимущественно кремнистые образования арсинской толщи. За пределами листа на западе Магнитогорской мегазоны установлены относительно маломощные («конденсированные») разрезы в основном кремнистых пород, отвечающие желкубаевской и гумбейской формациям в полном объеме (актаусская свита) или частично (ярлыкаповская, бугулыгырская толщ, мукасовская свита), сформировавшиеся, вероятно, в крупном бассейне (задуговым по нашей интерпретации), унаследованном с раннего девона и наиболее ярко зафиксированном образованиями бриентской офиолитовой ассоциации. На площади установлена система пластин и блоков, сложенных раннедевонскими образованиями и породами гумбейской формации, смятыми в коробчатые и линейные складки. Эта система прорвана позднедевонскими (фаменскими) телами интрузий сахаринского и верхнеуральского комплексов, входящих в состав одноименных вулканоплутонических ассоциаций более поздней малокуйбасовской серии последних.

Позднедевонско-раннекаменноугольная малокуйбасовская серия вулканоплутонических ассоциаций в совокупности с сопровождающими её осадочными образованиями, включая самостоятельные граувакковую формацию (михайловская и ильяская толщ) и формацию детритовых известняков (свита г. Магнитной, большекараганская толща), сменяет по вертикали описанные выше более ранние образования и характеризуется сложной латеральной зональностью. Геологические тела этого уровня, вероятно, имели значительно более мелкие размеры, нежели, например, тело гумбейской формации. В основании разреза серии развита позднефранская базальто-андезибазальтовая формация (аблязовская толща и её аналоги в составе амурской толщ), представленная преимущественно оливинсодержащими базальтоидами известково-щелочной петрохимической серии повышенной фемичности. Вулканы формации слагают, в основном, постройки центрального типа. В верхах она сменяется с частичным фациальным замещением образованиями позднедевонско-раннекаменноугольных верхнеуральской (шошонитовой) и сахаринской (гипербазит-базитовой) вулканоплутонических ассоциаций, маркирующих зоны тыловодужных (первая) и внутридуговых рифтогенных структур. Первая из них на площади представле-

на в низах умеренно-щелочными базальтоидами новоивановской толщи, в верхах – вулканогенно-осадочными образованиями удаленной вулканической зоны шумилинской свиты. Вулканиты сопровождаются интрузиями магматитов верхнеуральского комплекса. Вторая ассоциация представлена ограниченно развитым сара-тюбинским базальт-пикритовым вулканическим комплексом и широко распространенными телами интрузивных образований сахаринского комплекса. Граувакковая формация и формация детритовых известняков фиксируют амагматичные участки поднятий зоны тыловодужного рифтогенеза. Образования этого ряда формаций также местами отделены от более молодых образований перерывом. Джабык-Суундукский блок в девонско-раннекаменноугольное время находился в авулканической зоне, где были внедрены довольно крупные интрузии неплюевской диорит-гранодиорит-гранитовой формации.

Более поздняя раннекаменноугольная магнитогорская серия вулканоплутонических ассоциаций и ассоциирующие с нею осадочные образования маркирует ещё более сложный структурный план. Само формирование её ограничивалось, очевидно, лишь тыловой частью островной дуги. В авулканической зоне её севернее площади установлен раннекаменноугольный северокассельский плутонический комплекс умеренно-щелочных гранитов и гранодиоритов. Широко развиты образования греховской трахибазальт-трахириолитовой формации, характеризующейся развитием покровов и потоков трещинных излияний относительно слабо дифференцированных умеренно-щелочных базальтоидов, с которыми резко контрастируют постройки центрального типа кислых умеренно-щелочных вулканитов с преобладанием в их строении экструзивных куполов и субвулканических тел. Рифтогенный характер этих образований подчеркивается обилием комагматичных интрузий слабо дифференцированных габброидов богдановского комплекса, созданных большой массой дайкообразных и силлоподобных тел. Между тем, образования, характерные для структур сжатия, по-прежнему проявлены широко. Они фиксируются образованиями березовской вулканоплутонической ассоциации с большим объемом интрузивных образований. В структурах поднятий с пониженной мощностью вулканогенного разреза в породах фундамента каменноугольных вулканических структур локализованы залежи скарново-магнетитовых руд. Вулканические структуры раннекаменноугольного времени чередуются с авулканическими зонами с резко

преобладающими в разрезе карбонатными отложениями, которые на отдельных участках сменяются образованиями вулканогенно-карбонатной флишоидной формации, содержащей иногда пачки углеродсодержащих глинисто-кремнисто-карбонатных металлоносных (полиметаллическое оруденение) ритмитов. На востоке территории, в Джабык-Суундукском блоке, на уровне разреза верхнего визе зафиксированы грубообломочные терригенные образования (солнечная толща), маркирующие крупные амагматичные поднятия.

Стратифицированные образования среднекаменноугольно-раннетриасового ряда структурно-вещественных и магматических комплексов развиты лишь в Агаповской синклинали Лисьегорского синклинального блока, где они представлены молассоидами среднего карбона, залегающими с небольшим несогласием на различных горизонтах кизильской свиты. Вследствие полного отсутствия обнажений, отчетливого углового несогласия не зафиксировано.

Основной объем ряда представлен мантийными I-гранитоидами балканского, кацбахского, степнинского и джабыкско-санарского комплексов, а также мелкими жилами лапроитоид-лампрофирового калымбаевского комплекса, сходных с подобными породами Алдана и Испании "коллизийного" типа. Очень небольшой объем слагают коровые гранитоиды раннепермской гранитной формации. Низкое («островодужное») первичное отношение изотопов стронция в них указывает на отсутствие древних сиалических образований в коре региона.

По данным современных глубинных исследований вся область распространения уралид Южного Урала представляет собою гигантскую асимметричную синформу с ярко выраженным прогибом поверхности Мохо под Магнитогорской мегазоной. Особенности строения земной коры по профилю URSEIS-95 показывают, что территория в целом находится в области максимального нагнетания образований офиолитовой ассоциации. Выделявшийся издавна Магнитогорский мега-синклинорий как симметричная структура, в бортах которой выходят идентичные наиболее древние эвгеосинклинальные образования, не подтверждается.

В коллаже блоков Магнитогорской мегазоны участвуют (развиты на современной дневной поверхности) преимущественно образования девонско-среднекаменноугольного и, резко подчиненно, ордовикско-силурийского и среднекаменноугольно-нижнетриасового рядов структурно-

вещественных и магматических комплексов. В строении Джабык-Суундукского блока Кочкарско-Адамовской зоны участвуют образования всех трех рядов структурно-вещественных и магматических комплексов при преобладании наиболее древнего из них – ордовикско-силурийского, хотя главной особенностью его является обилие гранитоидов наиболее позднего из них при повышенной метаморфизованности уралид.

Магнитогорская мегазона, за исключением Уйско-Новооренбургской зоны, характеризуется в целом относительно высокими уровнями гравитационного и магнитного полей при большой контрастности их. Сейсмическими исследованиями на профиле URSEIS-95 установлено, что мощность земной коры её больше, чем в других уральских структурах этого пересечения и превышает 50 км. Высокая насыщенность разреза мелкими отражающими площадками, при сравнительно постепенном нарастании их количества с глубиной и довольно равномерном распределении, отображает относительно слабую пластичность коры. Джабык-Суундукский блок Кочкарско-Адамовской зоны, представляющий Восточноуральскую мегазону, характеризуется низким уровнем гравитационного поля. Интенсивность аномального магнитного поля преимущественно низкая, контрастность его обычно не высока, хотя участками – существенна. Картина отражений на сейсмическом разрезе весьма сложна. Контрастно проявлены как слабо отражающие пластичные тела, так и хрупкие тела, дающие множество отражений. Общая картина отражений в обеих зонах резко отличается от присущего восточному краю Русской платформы «горизонтально-слоистого» их распределения. Переходной, Уйско-Новооренбургской, зоне соответствует градиентная область гравиметрического поля. Восточной части её соответствует область низких, а западной – умеренно контрастных умеренной интенсивности значений аномалии магнитного поля.

Востономагнитогорская зона является одним из наименее деформированных блоков Уральской аккреционно-складчатой структуры с минимальной метаморфогенной переработкой слагающих его пород. В основном она сложена девонско-ранекаменноугольными преимущественно магматогенными образованиями, закономерно сменяющимися по вертикали и латерали и образующими ассоциации и их серии, члены которых объединены взаимосвязью палеотектони-

ческих обстановок их формирования. Зона отделена от Уйско-Новооренбургской позднепалеозойскими Кацбахским левым взбросо-сдвигом и Южнокуйбаским надвигом в северной половине площади, Лесным поддвигом в центре её (юго-западнее Кацбахской интрузии), Восточно-александровским взбросо-сдвигом, контролирующим развитие предположительно выделенного (по настоянию редактора и решению НРС) полимиктового серпентинитового меланжа, и Александровским надвигом на юге. Таким образом, в целом Восточномагнитогорская зона продвинута относительно Уйско-Новооренбургской на юг, на востоке взброшена по отношению к последней, а на юге надвинута на Полоцко-Аркаимский блок её.

Восточная из подзон Восточномагнитогорской зоны – Гумбейская – характеризуется преобладанием на современном эрозионном срезе средне-позднедевонской гумбейской вулканической ассоциации. В верхах разреза гумбейской вулканической ассоциации, в новобуранной толще, широко развиты грубообломочные вулканогенно-осадочные и осадочные образования (туфоконгломераты и конгломераты). Севернее листа установлено локальное выпадение этой толщи из разреза. Там же вулканы ассоциации сопровождаются интрузивными образованиями краснинского комплекса, образующими с ними вулканоплутоническую ассоциацию (гумбейскую). На данном листе они не установлены, вероятно их присутствие на больших глубинах. Представленные на данном листе образования по условиям формирования очевидно относятся преимущественно к фациям промежуточной и удаленной вулканических зон крупных вулканических сооружений. Лишь на нескольких участках в разных частях подзоны отмечены грубообломочные ксенотуфы и туфы, а также сильно дифференцированные лавовые образования, которые можно отнести к образованиям околожерловой зоны. Подчиненно в подзоне распространены образования раннедевонской офиолитовой ассоциации с базальтоидами трещинных излияний. Столь же нешироко развиты в Гумбейской подзоне вулканы позднедевонско-раннекаменноугольной малокуйбасовской серии вулканоплутонических ассоциаций. Если их вулканы развиты в подзоне весьма ограниченно (преимущественно по периферии), то значительно шире распространены интрузии сахаринского и верхнеуральского комплексов, тяготеющие, в основном к центру подзоны. В их составе преобладают габброиды, объем которых

очевидно нарастает в целом с глубиной. Большой объем базальтоидов и габброидов в подзоне отражается относительно повышенным уровнем значения аномалии силы тяжести и контрастным строением аномального магнитного поля со значительными аномалиями, вызванными телами габброидов сахаринского комплекса и вулканитов аблязовской и новоивановской толщ. На юго-западе блока хорошо сохранились фрагменты Сара-Тюбинской позднефаменско-раннетурнейской кальдеры с пологозалегающими отложениями одноименной толщи. Гумбейская подзона отделена от соседних с запада Магнитогорской и Кипчакской позднепалеозойскими нарушениями: Аблязовским, Браиловским и Амамбайским правыми взбросо-сдвигами (с запада) и Жаргаинским взбросом, ограничивающим с юга Буранный блок, отделенный от основной части Гумбейской подзоны Шеелитовым взбросо-сдвигом. Буранный (западный) блок её, имея общее антиклинальное строение, с выходом в центре среднедевонских, а по периферии – верхнедевонских и нижнекаменноугольных пород, разбит целым рядом взбросо-сдвигов и взбросов на ряд мелких блоков. Они смяты в коробчатые и линейные с-в простирания складки (в зависимости от морфологии блоков) с резко переменными углами падения: чрезвычайно крутыми (до 70-80°) на северо-востоке и относительно пологими (первые десятки градусов) на юго-западе Буранного блока, где он взброшен по отношению к Магнитогорской подзоне. На крайнем северо-востоке система позднепалеозойских блоков прорвана Новобуранным массивом позднекаменноугольного балканского комплекса. Восточная часть подзоны представляет собою пакет позднедевонских пластин: верхняя (северная) – Кировская – надвинута по системе Базарского надвига на более южную – Зингейскую, та, в свою очередь, надвинута по системе Куйсакского надвига на Прудную, надвинутую по системе Амамбайского надвига на Сосноводольскую. В подошве этих позднедевонских структур наиболее широко на площади выходят образования бриентской офиолитовой ассоциации (к ним, в первую очередь приурочены наиболее крупные массивы бриентского комплекса: Куйсакский, Амамбайский). В пределах пластин породы смяты в сравнительно пологие коробчатые или линейные складки с углами падения крыльев – 30-50°, иногда до 60°. Очевидно, что смятие этого субмеридионально вытянутого блока вызвано как субширотным сдавливанием, так и «отжиманием» его на юг. Самая южная из

пластин Гумбейской подзоны – Сосноводольская – ограничена с юга позднепалеозойским Александровским надвигом, система нарушений которого очевидно представляет выход на поверхность зоны срыва, ограничивающего блок Гумбейской подзоны снизу. Вероятно, что с глубины 5-10 км (под срывом) под всей площадью Гумбейской подзоны развиты образования Магнитогорской подзоны и, шире, Кипчакской подзоны и Уйско-Новооренбургской зоны. Примыкающие к Браиловскому сдвигу-взбросу блоки Гумбейской подзоны имеют крутое моноклинальное залегание с «погружением» под названную выше систему пластин. Для них характерно широкое развитие образований бриентской офиолитовой ассоциации «выжатых» в зоне сочленения с Кипчакской и Магнитогорской подзонами. Породы здесь часто рассланцованы и переходят в бластомилотиты и бластокатаклазиты и характеризуются относительно более высокой степенью метаморфических преобразований зеленосланцевой фации. Серпентинитовый меланж Восточноалександровского взбросо-сдвига выделен на основании решения НРС. Здесь реально развиты зеленые сланцы и бластомилониты тюлькубайской толщи, разделенные маломощными телами серпентинитов. Поскольку и тюлькубайская свита, и гипербазиты бриентского комплекса – члены единой офиолитовой ассоциации, нет никаких оснований утверждать, что здесь имеет место «перемешивание формаций», которое, собственно, и требует выделения меланжей как таковых, в то время как геологические тела подобные реально развитым на площади, обычно относят к «разбитым формациям», а не меланжам (Структурная..., 1991). Таким образом, Гумбейская подзона продвинута на юг относительно Магнитогорской и Кипчакской, как и по отношению к Уйско-Новооренбургской зоне.

В более западной подзоне Восточномагнитогорской зоны – Магнитогорской – преобладают образования сложнопостроенной раннекаменноугольной магнитогорской магматической серии. Подзона тектонически поддвинутая на севере под Гумбейскую, в свою очередь, взброшена и продвинута на юг относительно третьей из подзон зоны – Кипчакской по зоне Обручевского взбросо-сдвига. В подзоне относительно хорошо сохранились первичные вулканотектонические структуры. Хотя проявленность позднепалеозойских деформаций, разбивших ее на множество блоков, форма которых близка ромбовидной, также высока. Гравитационное поле неод-

народно. Основной части подзоны присущ относительно ровный «фоновый» уровень его, соответствующий области развития разреза большой мощности вулканитов карбона. Относительно него выделяются положительные аномалии, соответствующие палеоподнятиям фундамента каменноугольных вулканических сооружений, к которым приурочены карбонатые отложения свиты горы Магнитной и образования раннекаменноугольной березовской вулканоплутонической ассоциации с характерным развитием большой массы интрузивных образований. Из указанных поднятий выделяются: Карабулакское – на юго-западе, Магнитогорское (его южное замыкание) – на крайнем северо-западе, Светлогорское и Жарумбейское – на северо-востоке подзоны. Поднятиям отвечают сложнопостроенные с преимущественно повышенными уровнями магнитные поля с относительно изометричной конфигурацией аномалий. Для остальной территории характерно чередование полос умеренноповышенных и слабопониженных значений магнитного поля, совпадающих с простиранием залегающих преимущественно с моноклиналиным падением на северо-запад и запад пород, представленных лавами базальтов и довольно значительными отдельными постройками кислых образований. Лишь на северо-востоке подзоны хорошо сохранилась слабо деформированная крупная палеовулканическая постройка Святого колодца депрессионного типа, которой отвечает изометричная отрицательная гравиметрическая аномалия и близкое кольцевому расположение умеренноконтрастных магнитных аномалий. На северо-западе выходят, образуя тектонические окна локального значения, сильно сжатые Лисьегорский и Кустабаевский блоки синклиналиного строения с большим объемом известняков кизильской свиты. Углы падения пород, чаще, западные или близкие к ним, обычно не круче 45° , чаще, положе, особенно в пределах палеоподнятий, которые, будучи насыщенными большой массой «интрузивных корней» относительно устойчивы к смятию. Максимально смяты блоки, примыкающие к Гумбейской подзоне, собственно и служившей «инструментом давления» на подзону. Вследствие присутствия как субширотного, так и субмеридионального векторов палеонапряжений сформировался целый ряд «полускладок» разных масштабов близ границы подзон.

Кипчакская подзона является сильно сжатым между Гумбейской и Магнитогорской подзонами блоком, объем которого очевидно значительно больше на глубине. По широкому развитию магматитов магнитогорской серии она довольно близка Магнитогорской подзоне, отличающаяся большей долей в разрезе осадочных пород. Она неоднородна и разбита на сеть мелких блоков, на границах которых часто приведены в соприкосновение разнородные разрезы. Основных блоков – три. С юго-запада на северо-восток протягивается Ждановское палеоподнятия, выделяющееся положительной аномалией поля силы тяжести и разделяющее Моховой и Измайловский блоки, в центре которых развиты сильно сжатые одноименные синклинали. Ждановское палеоподнятия разбито на густую сеть мелких блоков, либо смятых в линейные складки, либо моноклинально наклоненных с северо-западным простиранием и падением, в основном, на юго-запад.

Уйско-Новооренбургская зона является наиболее деформированной на площади. Она зажата между блоками Восточномагнитогорской и Кочкарско-Адамовской зон, отделяясь от последней Новинским позднепалеозойским сдвиго-взбросом. На юго-западе зоны развит относительно слабо деформированный блок Полоцко-Аркаимской подзоны. В пределах него доминирует слабо деформированное Полоцкое раннекаменноугольное палеоподнятия, в южной части которого выходят образования черкасинского магматического комплекса, представленные преимущественно габброидами, объем которых, судя по наличию положительной гравитационной аномалии, с глубиной растет. Залегание пород в этом блоке относительно пологое. Между ним и блоком Гумбейской подзоны «зажата» Лесная пластина метавулканогено-осадочных отложений ордовика, относительно полого падающая на юго-запад. Её отложения смяты в изоклиналиные складки с юго-западным падением их осевых плоскостей, согласным с общим падением пластины. Развитый восточнее Полоцко-Аркаимского, Чапаевский клиновидный блок характеризуется, в первую очередь, крутым западным моноклинальным падением пород, сильно дислоцированных с широким проявлением бластомилонитов и бластокатаклизитов. Он взброшен по отношению к системе узких блоков и пластин Амурской подзоны, образования которой зажаты между блоками Полоцко-Аркаимской подзоны и Кочкарско-Адамовской зоны и выходят в виде

тектонического окна, выклинивающегося к северу, где она также зажата между образованиями Кочкарско-Адамовской зоны и Черниговского клиновидного блока Уйской подзоны. Образования копаловского вулканического комплекса и арсинской толщи, слагающие этот блок, интенсивно расланцованы, нередко представляют собою бластомилониты и бластокатаклазиты, смяты в вытянутые субмеридионально складки с крутыми (до 70°) падениями крыльев.

Джабык-Суундукский блок Кочкарско-Адамовской зоны взброшен и продвинут на юг по отношению к Уйско-Новооренбургской зоне. Южнее Суундукского массива (южнее площади) он, видимо, надвинут на среднедевонско-раннекаменноугольные комплексы Айдырлинского района, которые хорошо коррелируются с одновозрастными образованиями Магнитогорской мегазоны. В пределах площади выходят западные части крупных пластин (Еленинской, Верхнезингейской и Новинской), в пределах которых скучены образования как ордовикско-силурийского, так и девонско-среднекаменноугольного рядов структурно-вещественных и магматических комплексов. Особенно хорошо фиксируется Еленинская пластина, в подошве которой, в зоне Еленинского надвига, зажат крупный блок раннекаменноугольных образований (солнечной толщи и мраморов биргильдинской толщи). Система разломов Еленинского надвига, ограничивающих эту пластину, определяет субширотную ориентировку раннепермских интрузивных образований синкинематичного позднепалеозойским деформациям Джабыкского массива, в породах которого очень ярко проявлены параллельные этой системе нарушений плоскостные структуры течения.

5. История геологического развития

В развитии территории выделяется палеозойский этап становления уралид и последующий этап внутриплитного развития.

Особенности строения охарактеризованных выше рядов структурно-вещественных и магматических комплексов указывают на направленный характер развития территории.

Ордовикско-силурийский ряд (см. главу «Тектоника») довольно ясно указывает на существование обстановки активной островодужной окраины Русской платформы с падением зоны по-

глощения с востока на запад (под платформу). Центральное положение в этом ряду занимают образования поляковской ассоциации и её формационных аналогов, включая куликовский комплекс характеризуемой площади, сформировавшиеся в условиях зоны спрединга задугового палеобассейна. В пределах этого палеобассейна, на удалении от спрединговых центров вулканической деятельности, очевидно сформировались относительно глубоководные глинисто-кремнистые отложения новооренбургской толщи ордовика, установленные южнее площади работ, а также силурийской булатовской толщи, развитой севернее неё и их аналогов в других районах Южного Урала. На западе (в современных координатах) его, маркируя зону сочленения этого бассейна с континентальным склоном Русской платформы, сформировались, очевидно, относительно глубоководные терригенные раннепалеозойско-силурийские образования, входящие в состав суваянско-го комплекса. Комплексы раннепалеозойских вулканических островных палеодуг на площади представлены образованиями их фронтальных палеозон и палеозон тыловых склонов и подножий. Метаморфизованные образования астафьевской вулcano-плутонической ассоциации, принадлежащие низкокальциевой известково-щелочной петрогеохимической серии, по комплексу данных, очевидно сформировались в условиях фронтальных зон примитивных островных дуг в результате андезитоидного вулканизма с высоким коэффициентом эксплозивности. Западнее очевидно, сформировались комплексы её склона и зоны перехода к задуговому бассейну: флишоидная кремнисто-вулканогенная формация, названная в данной записке, по решению НРС новооренбургской, но которую следует назвать «лесной». Восточнее островодужных комплексов очевидно сформировались комплексы склона к преддуговому бассейну (проксимальные турбидиты и образования пирокластических потоков рымникской свиты) и ложа преддугового бассейна (дистальные турбидиты последней), а также комплексы авулканической островной дуги – крайне ограниченно развитые субаркозы и известняки маячной свиты. Неоднократно проведенные реконструкции рифтогенной раннепалеозойской структуры [39, 38, 12, 49, 4, 10, 48 и мн. др.) являются, на наш взгляд, реконструкциями ордовикско-силурийского задугового бассейна, существовавшего на активной окраине обширного Палеоазиатского океана [34]. На рубеже силура и девона, видимо, имела место обдукция образований задугового бассейна на Русскую платформу. Причиной

ее, вероятно, было временное прекращение субдукции океанической плиты Палеоазиатского океана под раннепалеозойскую островную гряду. Островодужные комплексы, развитые в пределах территории, были лишь сближены с древней платформой, умеренно деформированы и метаморфизованы. Отсутствие на площади образований, характерных для зон низкоградиентного метаморфизма, связанного с этим событием, объясняется, видимо, удаленным от зоны непосредственного столкновения структур положением представленных на площади блоков.

В раннем девоне, с возобновлением субдукции на окраине Палеоазиатского океана, образовался задуговой бассейн, структурно-вещественным индикатором которого является раннедевонская бриентская офиолитовая ассоциация и ее аналоги. Базальтоиды формации умеренно-щелочных натриевых базальтов по петрогеохимическим параметрам и петрографическим особенностям обнаруживают значительное сходство с описанными в Северо-Фиджийском бассейне, где они рассматриваются как индикаторы начальной стадии спрединга («incipient rifting»), когда влияние субдукционной компоненты еще незначительно [68]. На последнее, в частности, указывают в целом невысокие отношения содержаний элементов с крупноионными радиусами и элементов с высокозарядными ионами (КИР/ВЗИ) при отсутствии в нормализованных геохимических спектрах отрицательных тантал-ниобиевых аномалий [53, 67, 68]. Этим объясняется отсутствие на Урале аналогов формации среди более поздних (среднедевонских) образований задуговых спрединговых морей [65, 10], (Бочкарев, Сурин, 1993). Отличия от ордовикско-силурийских базальтов поляковского комплекса также значительны [57]. Характеризуемые образования богаче глиноземом, несколько беднее железом, магнием и кальцием, но весьма богаче натрием, калием, ниобием и, в значительной мере, беднее РЗЭ. Сильная нарушенность залегания пород формации, присутствие их только в мелких блоках и слабая обнаженность не позволяют восстановить первичную структуру спрединговой зоны. Однако преобладание образований лавовых излияний преимущественно спилитизированных базальтов по крайней мере не противоречит такой трактовке обстановки ее формирования. При заложении бассейна произошла деструкция аккреционного края Русской платформы с отчленением части раннепалеозойских островодужных комплексов. Последние, вследствие этого, являются частично основанием Восточномагнитогорской палеоостроводужной

структуры, образования которой доминируют на изученной площади, имея состав характерный для пород островных дуг с развитым основанием. Отсутствие такого основания под энсиматической Западномагнитогорской дугой, детально изученной западнее характеризуемой площади, указывает на усложнение обстановки активной окраины с формированием зоны субдукции встречного (восточного) падения, реконструированного целым рядом исследователей Урала. В среднедевонско-раннекаменноугольное время развитие комплексов, представленных на характеризуемой территории, было связано с эволюцией Восточномагнитогорской палеоостроводужной структуры, для которой реконструируется западное падение сейсмофокальной зоны. Для среднедевонско-позднедевонского (допозднефранского) времени падение зоны поглощения было преимущественно северо-западным, что зафиксировано в смене формаций с юго-востока на северо-запад. С конца франского времени план напряжений иной: смена формаций с северо-востока на юго-запад с развитием тыловодужных и задуговых образований на юго-западе, указывает на юго-западное падение зоны поглощения. Деструктивная обстановка тыловой части островодужной структуры, образования которой широко представлены для этого уровня на характеризуемой площади, подчеркивается широким развитием пород верхнеуральской шошонитовой и сахаринской ультрабазит-базитовой ассоциаций. В ранне-среднекаменноугольное время обстановка деструкции в тыловодужной части очевидно усилилась, что зафиксировано в составе магматитов. В сравнении с образованиями шошонитовой серии фамена-турне, в каменноугольных – наблюдается повышенное содержание титана, натрия, относительно пониженное калия, фосфора, литофильных и редкоземельных элементов, что можно проинтерпретировать как результат снижения глубины выплавления первичных магм на фоне уменьшения мощности (утонения) земной коры.

Возникновение охарактеризованного выше коллажа позднепалеозойских блоков обусловлено неравномерностью позднепалеозойских коллизионных процессов. Вследствие повышенного сжатия Урала на широте Уфимского выступа Русской платформы, большие массы коры на Урале были отжаты как на север, так и на юг, где сжатие было проявлено слабее. Вследствие этого на характеризуемой территории и возникли вытянутые по меридиану блоки, перемещавшиеся в виде клиньев преимущественно с севера на юг. Такой характер перемещений вызвал резкое преобла-

дание на площади сдвиговых (точнее, взбросо-сдвиговых) деформаций, подмеченных ранее многими исследователями. Причем левые и правые взбросо-сдвиги развивались сопряженно, как ограничители клиньев-блоков. Важно отметить, что преимущественного значения левосдвиговой деформации на площади не проявлено. В зоны позднепалеозойских нарушений часто «выжаты» в условиях дифференциальных напряжений сжатия серпентиниты бриентской офиолитовой ассоциации в отрыве от остальных членов её.

Позднепалеозойские существенно гранитоидные массивы Главного гранитного пояса Урала сформировались под влиянием продолжавшихся при коллизии субдукционных процессов. С пермского времени территория развивалась в режиме преимущественного воздымания. Особенно интенсивно оно прошло в пределах Главного гранитного пояса Урала. Это привело к формированию Восточноуральского поднятия, в пределах которого выведены на поверхность наиболее метаморфизованные (эпидот-амфиболитовая фация) породы, входящие в ряд, характерный для умеренно-градиентной фациальной серии. По существу, сформировалась пологая термальная антиклиналь, в пределах которой выходят как относительно древние (ордовикские), так и более молодые (раннекаменноугольные) образования сложнодислоцированной позднепалеозойской структуры. В раннем триасе, когда территория развивалась преимущественно во внутриплитном режиме, вследствие релаксации напряжений сжатия сформировались многочисленные жилы лампрофиоров «постколлизийного» типа. Общее воздымание Восточноуральского поднятия слабо проявлено также в нарастании мощности мезо-кайнозойских рыхлых образований за счет, в первую очередь, некоторого снижения уровня положения их подошвы с востока на запад. Это снижение проявлено неравномерно, с неоднократным ступенчатым воздыманием. Сохраняется антиклинальное положение Восточноуральского поднятия и поныне: на него приходится Урало-Тобольский водораздел.

6. Геоморфология

Территория относится к зоне пенеплена Уральского горного сооружения [29] и характеризуется в целом равнинным рельефом, который существует с конца триаса. За позднепермское –

ранне-среднетриасовое время восток территории был эродирован не менее чем на 10 км (выведены на поверхность гранитоиды кацбахского и джабыкского комплексов и сильно метаморфизованные породы в их обрамлении), запад – значительно меньше: сохранились слабометаморфизованные породы. Удовлетворительная сохранность элювиальных образований позднего триаса и более молодых свидетельствует об ограниченности последующего воздымания и денудации, значительной выровненности рельефа территории при невысоком ее стоянии. Высокая зрелость осадков мезозоя и палеогена свидетельствуют о преобладании в это время теплого гумидного климата. В центре площади сохранились обширные пространства поверхности пенеппенизации с почти сплошным чехлом глин коры выветривания. Лишь изредка на ней выделяются небольшие холмы, сложенные устойчивыми к гипергенному разрушению породами. Гипсометрический уровень ее – от 440-450 м, редко до 470 м (Сахаринское месторождение) на севере до 360-370 м, редко – 400 м на юге. Возраст этой поверхности, соответствующий возрасту коры выветривания и коррелятных с нею отложений, сохранившихся в карстовых впадинах, по решению Уральского РЭС принят мезозойским. На наш взгляд, корректнее картировать её в качестве мезозойско-палеогеновой.

В миоцене произошло заметное воздымание территории и аридизация климата: в начале – смена его на семигумидный, зафиксированный в довольно зрелых осадках наурзумской свиты, а затем – семиаридный, выразившийся в значительно меньшей зрелости осадков светлинской свиты. Скорость разрушения коры выветривания с этого времени превысила скорость ее формирования. На западе площади и крайнем ее востоке выделяются субмеридиональные гряды с плоской вершинной поверхностью на уровне 400-450 м, иногда до 470 м и чуть выше, в пределах которой распространены преимущественно породы палеозоя, претерпевшие слабую гипергенную переработку. Глины коры выветривания большой мощности развиты на ней лишь фрагментарно. Довольно часто в ее пределах отмечаются отпрепарированные экструзивные купола, субвулканические тела магматитов, отдельные останцы гранитоидов и других пород. Эта поверхность сформировалась, видимо, путем снижения поверхности пенеппена в приподнятых блоках в результате интенсивной плоскостной эрозии, приведшей к смыву коры выветривания. Поскольку интенсив-

ные процессы плоскостной эрозии характерны для семигумидного климата саванн и семиаридного климата полупустынь [58], мы предполагаем, что эта поверхность сформировалась в миоценовую эпоху. Такие поверхности относят [58] к «равнинам педиментации», подчеркивая их отличие от педиментов, формирующихся путем отступления склонов и развитых на площади гипсометрически ниже, на отметках 330-370 м. С ними сопряжены фрагментарно сохранившиеся участки верхнеолигоцен-миоценовых долин, фиксирующиеся осадками наурзумской и светлинской свит. Педименты составляют нижний ярус рельефа водоразделов. Они сформировались видимо в результате отступления склонов от миоценовых долин.

Сохранность элементов древнего рельефа, при заметном перепаде высот на площади predetermined, очевидно, тем, что в плиоцен-четвертичное время активную рельефообразующую роль играли лишь процессы линейной эрозии, приведшие к образованию долин разных размеров. Существенной тектонической деформации рельефа не происходило, что видно по отсутствию заметных деформаций речных террас. В господствовавших на площади условиях умеренно гумидного климата средних широт, обеспечивавшего существование сомкнутого растительного покрова, значительной денудации водоразделов не произошло. Аккумулятивные плиоцен-четвертичные тела приурочены, в основном, к склонам и днищам долин, речным террасам. Лишь в позднеплейстоценовое (точнее, видимо, ханмейское) время на площади установился перигляциальный режим, резко активизировавший склоновую денудацию и приведший к формированию глинистого делювиального покрова, особенно характерного для участков развития глин коры выветривания. В частности, он развит практически сплошь на наиболее выровненной, самой древней мезозойско-палеогеновой поверхности пенепленизации, очевидно, несколько сниженной в ходе становления этого чехла.

Сеть плиоцен-четвертичных долин, частично заполненных осадками этого времени, охватывает всю изученную территорию, в той или иной мере ею расчлененную. Степень расчлененности и глубина вреза долин довольно закономерно уменьшаются с запада на восток по мере удаления от реки Урал, определявшей базис эрозии всей площади в плиоцен-четвертичное время. Глубокий, порядка 100 м, врез долины р. Урал определил важное значение плиоцен-четвертичной до-

линной сети в современном рельефе. Р. Урал протекает субмеридионально в северной половине листа. Южнее она находится несколько западнее. Ее притоки Гумбейка, Зингейка, Бол. Караганка пересекают территорию с востока на запад. Меридиональные и широтные отрезки долин редки. Они обычно состоят из комбинации колен северо-западного и северо-восточного направлений. Это, вероятно, отражает современное сжатое состояние территории, следствием которого является проявление разрывов названных направлений. В долинах рек сохранились террасы. Выделяются аналоги плиоценовой? звериноголовской? (раннеэоплейстоценовой увельской по нашему мнению), раннеэоплейстоценовой увельской? (поздннеоплейстоцен-раннеплейстоценовой миасской по нашему мнению), черноскутовской (ранннеэоплейстоценовой), камышловской и режевской (поздннеоплейстоценовых) террас. Первые три – цокольные. Две последние – преимущественно аккумулятивные. Аналоги средннеоплейстоценовых уфимской и исетской террас в районе отсутствуют. Обычно аллювий соответствующего возраста залегает под более молодым аллювием камышловской и режевской террас и пойменными отложениями. От рек к водоразделам протягиваются балки, в бортах которых устанавливаются лентовидные аккумулятивные тела плиоцен-эоплейстоценовых, эоплейстоцен?-ранннеоплейстоценовых, средне?-поздннеоплейстоценовых аллювиально-делювиальных отложений. Гипсометрически выше аккумулятивных тел развиты эрозионно-денудационные склоны. На р. Урал уровни террас максимальны: звериноголовской?(увельской?) – 35-40 м, увельской? (миасской?) – 20-30 м, черноскутовской – 15-20 м, камышловской – от 6-8 до 10-15м, режевской – 5-6 м. В устьях основных притоков уровни террас близки Уральским. В верховьях – значительно ниже.

7.Полезные ископаемые

На площади известны месторождения, проявления и пункты минерализации железа, марганца, хрома, меди, никеля, молибдена, висмута, алюминия, золота, пьезоэлектрического кварца, флюсовых известняков, керамических каолинов, волластонита, корунда, вермикулита, строительных материалов, минеральных красок, глин для окомкования железорудных концентратов. Из ме-

таллических полезных ископаемых наибольшее значение имеют месторождения силикатных никелевых руд, из неметаллических – каолина, флюсового известняка, вермикулита.

Твердые горючие ископаемые

Уголь каменный

Известно лишь одно Михайловское проявление (IV-1-34) осадочной вулканогенно-терригенной слабоугленосной формации. В отложениях ильясской свиты установлены маломощные линзочки тощих короткопламенных углей с содержанием летучих 15,8 – 26,7%, в золе – Au – 0,5-0,7 г/т, Ag – 5,6-10,2 г/т, следы Pt [88]. Промышленного значения не имеет.

Металлические полезные ископаемые

Черные металлы

Железо

Известно одно месторождение и многочисленные проявления и пункты минерализации остаточного, магматического, скарново-магнетитового, инфильтрационного, гидротермального, контактово-метаморфического генетических типов. Промышленную ценность представляют руды трех первых типов. Залежи их локализованы в Карабулак-Богдановской рудной зоне Магнитогорской минерагенической зоны. Признаки их локализации установлены в Магнитогорском рудном районе, Субутак-Браиловской и Амамбайской рудных зонах и Сахаринском рудном узле Гумбейской минерагенической зоны. В Магнитогорском рудном районе известна малоперспективная Западно-Агаповская магнитная аномалия (I-1-3) размером 1,5 x 3 км, интенсивностью 300 нТл [105], связанная с предполагаемой на глубине 600 м структурой, перспективной на обнаружение скарново-магнетитовых рудных залежей. Прогнозные ресурсы категории P₃ – 250 млн. т [105]. В Карабулак-Богдановской рудной зоне известно 2 проявления с неясными перспективами и 6 пунктов минерализации железных руд. Они фиксируются локальными магнитными аномалиями интенсивностью 400-700 нТл. Микубай-Мартыновское проявление (III-1-18) представлено на площади 120 x 60 м в северном экзоконтакте массива Южные Борки развалами валунов и щебня

эпидот-гранатовых скарнов и гематит-магнетитовых руд с содержанием Fe_2O_3 – 69-81%, FeO – 13-16% [135]. На проявлении Аргымбаев лог (III-1-22) в западном экзоконтакте массива Южные Борки среди обломков кварцитов по известнякам и туффитов березовской свиты установлены развалы (на площади 100 м в поперечнике) гематит-магнетитовых руд с содержанием магнетитового железа 44%. Помимо проявлений в рудной зоне выявлено 10 магнитных аномалий, приуроченных к контактам массивов Северные и Южные Борки, горы Мохнатой и Разборненского. Их размер – от 0,3 x 0,6 км до 0,6 x 3 км, интенсивность - от 500 до 1200 нТл. Предполагается связь аномалий со структурами, перспективными на скарново-магнетитовый тип залежей. Ресурсы кат. P_3 – от 20 млн. т (III-1-7) до 500 млн. т (IV-1-16) [105]. Пункты минерализации разделяются на 3 генетических типа. Пункты минерализации (IV-1-6), (IV-1-11) контактово-метаморфического типа представлены кордиерит-андалузит-корундовыми, кордиерит-андалузитовыми роговиками с вкрапленностью магнетита, которые развиты по ксенолитам и среди вулканитов березовской свиты в зоне экзоконтакта габброидов куйбасовского комплекса. Пункты минерализации (IV-1-3), (IV-1-7) магматического типа представлены вкрапленными титано-магнетитовыми рудами в габброидах куйбасовского комплекса с содержанием магнетитового железа 5,2-8,6%. Пункты минерализации (III-1-12), (IV-1-10) предположительно скарнового типа представлены свалами валунов вкрапленных, массивных гематитовых и мартитовых руд в зоне контакта массива Южные Борки и березовской свиты.

В Субутак-Браиловской рудной зоне на площади 1,2x4 км выявлена комплексная магнитная и гравиметрическая аномалия (I-3-37) интенсивностью до 10 000 нТл и 5 мГл, связанная с вкрапленными титаномагнетитовыми рудами в габброидах и пироксенитах Субутакского массива. Расчетная глубина залегания руд – до 300 м, ресурсы кат. P_3 – 1 000 млн. т [105]. Проводятся поиски. По предварительным данным содержания титаномагнетита не высоки. Имеется пункт минерализации (I-3-28) остаточного типа, представленный коренным выходом массивных лимонитов в коре выветривания базальтов субутакской толщи.

В Сахаринском рудном узле известно одноименное месторождение, пункт минерализации и ряд проявлений остаточного и магматического типов. Рудами остаточного типа Сахаринского ме-

сторождения (II-3-21) являются существенно гидрогетит-гетит-гидрогематитовые охры коры выветривания серпентинитов по гипербазитам в центральной части Сахаринского гипербазит-габбрового массива. Их мощность - до 25 м, при мощности коры выветривания в среднем – 50 м (местами до 100-150 м). Выделяется три типа руд [137]: а) кремнистые бурые железняки, слагающие три рудных тела размером 200 x (50-850 м), мощностью 0,7-8,8 м с содержанием Fe – 42,2-53%, Ni – 0,34%, Co – 0,041-0,102%; б) желтые порошковые охры, слагающие три рудных тела размером от 180x360 до 800x2000 м, мощностью 2-6 м с содержанием Fe – 23,91-33,5%, Ni – 0,16-0,65%, Co – 0,034-0,08%, Cr₂O₃ – 0,26-1,26%; в) пестроцветные вишневые охры, слагающие шесть рудных тел размером до 500 x 1000 м, мощностью 7,5-29,5 м с содержанием Fe – 22,84-41,9%, Ni – 0,07-0,2%, Co – 0,005-0,52%, Cr₃O₃ – до 1,63%. Запасы руды кат. С₂ – 25,5 млн.т, в том числе пестроцветных охр – 10 млн.т [87]. Среднее содержание Fe – 32,2%. Месторождение законсервировано. В рудном узле, кроме того, имеются аналогичные по строению и составу руд проявления (II-3-11), (II-3-12), (II-3-33) с малыми запасами. Проявления Восточносахаринское (II-3-26) и Куйсак-II (II-3-34) магматической титаномагнетитовой формации приурочены к телам пироксенитов Сахаринского массива. Оруденение представлено вкрапленностью, шлирами и прожилками титаномагнетита в пироксенитах. Содержание магнетитового железа – 1-12%, TiO₂ – 0,14-3,66%, V₂O₅ – 0,03-0,5%. На Восточносахаринском проявлении в рудах обнаружена Pt – 0,019-0,027 г/т [137]. Параметры рудных тел не ясны, в единственной скважине на проявлении (II-3-26) подсечена залежь мощностью 17,4 м. С поверхности проявления фиксируются магнитными аномалиями площадью 0,75 км² и 2,5 км² и интенсивностью 500 и 1000 нТл. Проявления не опоскованы. Пункт минерализации (II-3-32) представлен коренным выходом пироксенитов Сахаринского массива с вкрапленностью титаномагнетита.

В Амамбайской рудной зоне известны 4 проявления магматической титано-магнетитовой формации. Все они опоскованы. Амамбайское (III-3-23), Амамбайское северное (IV-3-1) и Амамбайское восточное (IV-3-3) приурочены к пироксенитам сахаринского комплекса в северной и северо-восточной части одноименного массива и фиксируются магнитными аномалиями площадью до 500-1200x3000 м и интенсивностью до 5000 гамм (IV-3-3). На проявлении (IV-3-1) руд-

ная зона крутого ($50-70^\circ$) падения прослежена на глубину 550-600 м при ширине 500 м. Ее протяженность по геофизическим данным – 1,5 км [137]. Содержание магнетитового железа – 2,01-10,59%, TiO_2 – 0,89-1,42%, V_2O_5 – 0,05-0,14%, S – 0,1%, P – 0,44-0,85%, Cu – 0,02%. Протяженность рудной зоны проявления (IV-3-3) 1,5-1,7 км, на глубину более 600 м при ширине – 780-800 м. Оруденение – вкрапленное с содержанием магнетитового железа 4,5-13,6%, TiO_2 – 1,3-1,8%, V_2O_5 – 0,05-0,16%, P – 0,41-1,08%, S – 0,1-0,23%, Cu – до 0,1% [137]. Проявление Стоячий камень (IV-2-13), приуроченное к одноименному массиву габбро и пироксенитов сахаринского комплекса фиксируется магнитной аномалией размером 4 x 1-2 км, интенсивностью 500 нТл (в эпицентрах до 3000-5180 нТл). Падение рудной зоны – вертикальное. Оруденение – вкрапленное в габбро и пироксенитах. Содержание магнетитового железа – 5,6-12,82%, TiO_2 – 0,92-2,0%, V_2O_5 – 0,108-0,152%, отмечены: S – до 0,14%; P – до 0,1%; Cu – до 0,23%. В связи с низкими содержаниями и затрудненностью обогащения экономическое значение вкрапленных магматических титаномагнетитовых руд в районе мало и в обозримом будущем иметь не будет. Проявление Андроновское (III-3-24) залегает в экзоконтактовой части Амамбайского массива, где среди зоны эпидот-гранатовых скарноподобных пород протяженностью 200-250 м и мощностью 10 м присутствуют развалы магнетитовых руд. Содержание FeO – 0,06-8,6%, Fe_2O_3 – 72,2-80,41%. Рудная зона фиксируется сложным магнитным полем. Ресурсы кат. P₂ – 20 млн. т [105]. Известен пункт минерализации (III-2-11), представленный коренным выходом кварцитов с вкрапленностью магнетита и гематита в зоне контакта базальтов с серпентинитами бриентского комплекса.

В Гумбейской минерагенической зоне, вне рудных зон, известно Сара-Тюбинское проявление (I-1-6) осадочно-механического типа формации пляжевых песков. В новобуранной толще установлены две мелкие невыдержанные по простиранию линзы ильменит-титаномагнетит-магнетитовых песчаников мощностью 0,5-0,8 м и 0,15 м в пачке, сложенной песчаниками, гравелитами, мелкогалечными конгломератами. Содержание окисного и закисного железа – около 50%. Не перспективно из-за малых масштабов оруденения. Известны пункты минерализации (I-3-16), (I-3-19), (II-3-2) остаточного типа, представленные глыбовыми развалами массивных лимонитов в коре выветривания серпентинитов бриентского комплекса.

Вне рудных зон известно 5 пунктов минерализации. Пункты минерализации (I-1-7), (I-1-9) представлены плиоценовыми глинами с обломками массивных лимонитов, пункт минерализации (I-4-8) - глыбово-щебнистыми свалами лимонитов в коре выветривания графитсодержащих микрогварцитов слюдинской толщи. Пункт минерализации (IV-3-28) приурочен к габбро черкасинского комплекса, в которых присутствует вкрапленность титаномагнетита до 5-8%. Пункт минерализации (III-1-20) представлен развалами массивных, гнездовых мартитизированных магнетитовых руд среди березовской свиты в зоне Обручевского разлома.

Марганец

Известно месторождение, 7 проявлений и 3 пункта минерализации Mn.

Месторождение Вечернее (Кипчакское) (III-2-8) расположено в пределах Мохового рудного поля. Развита два типа руд. Карбонатные руды эксгальционно-осадочного типа, состоящие из родохрозита, манганокальцита, манганосидерита локализованы в пачке кремнисто-глинисто-карбонатных ритмитов среди пород кизильской свиты. Они содержат SiO_2 – 16-60%, CaO – до 25%, MnO – 8-24%, Fe – 3-17%, P – 0,06-0,8%, S – 0,1-5,5% и являются практически необогатимыми. Их ресурсы кат. P_1 – 9,9 млн. т [121]. Инфильтрационно-остаточные окисные руды формации марганценовой коры выветривания развиты в щебнисто (кварциты по известнякам)-маршаллит-глинистых (каолининовых) образованиях коры выветривания по ритмитам, мощность которой достигает сотен метров. Они образуют тело размером 1800 x 330 м, мощностью 6,9 м. Руды – преимущественно пиролюзитовые с содержанием Mn – 16,49%, Fe – 12,8%, труднообогатимы. В них установлены: Cu – 0,1%, Ni – 0,032%, Pb – 0,007%, As – 0,007%. Запасы окисных руд кат. C_2 – 11 млн. т [121].

Бахтинское-1 (I-3-3) и Бахтинское-2 (I-3-5) проявления эффузивно-кремнистой марганцеворудной формации приурочены к вулканитам гумбейской свиты. На них проведены разведочные работы [127]. Мощность рудных тел – от долей метра до 8,5 м, длина – до 100 м. Установлено три разновидности руд: 1) линзовидно-полосчатые родонит-гранатовые массивные, состоящие из марганцовистого гроссуляр-андрадита с незначительным содержанием родонита, кварца и

карбоната; 2) родонитовые, с примесью граната; 3) светло-желтые гранатовые фарфоровидные кварциты с небольшим количеством родонита. Их минеральный состав: родонит (окислов марганца – от 35,68 до 44,30%), пиролюзит, тефроит, манганоаксинит, карионилит, родохрозит, гаусманит, якобит, марганцовистые гранаты, пироксены, кальциты (Зайков и др., 1998ф). Руды высококремнистые, высокомарганцевые, железистые, их состав: SiO_2 – 38,4-52,40%; TiO_2 – 0,05-0,25%; Al_2O_3 – 0,10-3,70%; Fe_2O_3 – 6,30-15,60%; MnO – 22,20-33,90%; MgO – 0,47-2,50%; CaO – 3,90-14,70%. Запасы кат. С₂: на Бахтинском-1 – 4340 т, на Бахтинском-2 – 19650 т [127].

Хром

В пределах листа имеется 3 проявления и 17 пунктов минерализации хромитов, заключенных в телах серпентинизированных ультрабазитов бриентского комплекса. Они группируются, за редким исключением, в пределах двух рудных зон.

В Алексеевско-Кацбахской рудной зоне известны проявления Кацбахское-II (III-3-3) и ГГРУ №7 (III-3-7), расположенные вблизи друг от друга и условно объединяются в проявления г. Лебязьей. Они разведаны [95], приурочены к телу серпентинитов размером 1,5 x (4-4,5) км. На участке рудопроявлений выявлено более 20 мелких рудных штоков и линз протяженностью 8-10 м при мощности до 3 м, быстро выклинивающихся с глубиной. Хромиты – алюмохромистые с содержанием Cr_2O_3 – 43,03-48,8%, SiO_2 – 10,56-10,25%, Al_2O_3 – 18,72-27,13%, FeO – 8,93-9,46%, TiO_2 – 0,38-0,56%, CaO – 1,28%, MgO – 9,2, Ni – 0,14%, в них (навеска 100 г) установлена Pt – 0,1-0,15 г/т [120]. Запасы хромитов кат. А+В+С – 1570 т [95]. Добыто 827 т руды. Пункты минерализации представлены глыбовыми свалами (II-3-5), (II-3-61), (II-3-62), (III-3-6) и коренными выходами (III-3-1), (II-3-30), (II-3-49), (II-3-58) серпентинитов бриентского комплекса со шширами хромита, вкрапленными и массивными хромитами.

В Амамбайской рудной зоне известно проявление и 6 пунктов минерализации хромитов. Проявление (IV-3-24) опоисковано и представлено коренным выходом хромитов размером 2 x 3 м среди развалов серпентинитов. Развалы хромитов прослежены в полосе протяженностью 40 м и шириной 6-8 м. По геофизическим данным рудная зона следует на 250 м на поверхности и на

глубину 25 м. Руды высокохромистые пригодные для металлургии [137]. Пункты минерализации представлены глыбовыми свалами (IV-3-9), (IV-3-15), (IV-3-16), (IV-3-19), (IV-3-20) и коренным выходом (IV-3-17) серпентинитов бриентского комплекса со шлирами и вкрапленностью хромита.

Вне рудных зон известны 3 пункта минерализации хромитов, представленные коренным выходом (II-2-8) и глыбовыми развалами (IV-4-21), (IV-1-1) массивных и вкрапленных хромитов среди серпентинитов бриентского комплекса.

Цветные металлы

Медь

В пределах листа известно 2 проявления, 4 пункта минерализации и ряд геохимических аномалий меднорудной специализации.

Проявление Южное (II-2-1) приурочено к вулканитам киембаевской свиты и представлено развалами лимонитов с содержанием Au – 5,4 г/т, Ag – 46,8 г/т, Zn – 0,32 %, Pb – до 0,18% среди серицит-кварцевых метасоматитов протяженностью 400 м и шириной 80 м [137]. Зона метасоматитов фиксируется контрастной литохимической аномалией с содержанием Cu – до 0,2%, Zn – до 0,2%, менее контрастными - Ag, Ba, Mo, Co [142,143]. На глубине скважинами вскрыты карбонат-серицит-кварцевые метасоматиты с обильной (до 10%) пиритовой минерализацией и повышенными концентрациями Cu, Pb, Mo, Co [139]. Проявление медноколчеданной формации (кипрский тип). Перспективно. Ресурсы кат. P₂ – 129,6 тыс. т (метод аналогии). В киембаевской свите выявлены также свинец-медно-цинковые геохимические аномалии Южная (II-2-2) и Куйсакская (II-2-7) с повышенными концентрациями Mo, Au, Ag. Они являются индикаторами скрытого медноколчеданного оруденения. Проявление Восточно-Сахаринское (II-3-28) залегает в пироксенитах восточной эндоконтактной части Сахаринского массива. Оруденение представлено вкрапленностью, гнездами, прожилками пирротина, пирита, халькопирита, пентландита в количестве до 15-20%. Встречено массивное сульфидное оруденение с содержанием Cu – 0,2%, Ni – 0,3%. Рудная зона прослежена скважинами на 150 м и по падению не оконтурена.

Присутствуют: Pt – 0,06 г/т, Pd – 0,16 г/т, Au – 0,012 г/т, Cr – 0,03-0,1%, Ag – 3-10 г/т [137]. Отмечены следы метасоматического замещения пироксена сульфидами. Проявление предположительно магматического типа. Изучено недостаточно, перспективы не ясны. Пункты минерализации (II-3-37), (II-3-39), (II-3-45) приурочены к сахаринскому комплексу и представлены коренными выходами габбро и пироксенитов с вкрапленностью сульфидов с содержанием Cu до 0,15% и повышенными концентрациями Zn, Ni, Cr. Пункт минерализации (I-3-46) выявлен в скважине, где в серицит-кварцевых сланцах арсинской толщи встречены следы выщелачивания сульфидов меди.

Свинец, цинк

В Амурской рудной зоне выявлено пять комплексных геохимических аномалий с повышенными концентрациями Pb, Cu, Zn, Ba, Ag, имеются отдельные геохимические пробы из коренных пород с содержаниями Cu до 0,3%, Zn до 0,15% [137]. Аномалии перспективны на выявление полиметаллического стратиформного оруденения в отложениях нижнего карбона.

За пределами Амурской зоны имеется проявление Заячий холодок (IV-2-17), приуроченное к зоне дробления с прожилками кварц-кальцитового и кварц-баритового состава с вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита в вулканогенно-осадочных отложениях березовской свиты. Содержание Pb – 0,1-0,3%, Zn – 0,13-0,66%, отмечены повышенные концентрации Au [91]. С поверхности развита зона баритовых, кварц-баритовых пород мощностью до 45 м [135]. Проявление гидротермального типа. Опоисковано, бесперспективно.

Никель

В пределах площади имеются 3 месторождения силикатных никелевых руд, ряд проявлений и пунктов минерализации. Все они группируются в пределах Сахаринского рудного узла, Алексеевско-Кацбахской и Амамбайской рудных зон.

В Сахаринском рудном узле известно месторождение, 2 проявления и 5 пунктов минерализации силикатных никелевых руд.

Сахаринское месторождение (II-3-22) приурочено к площадной коре выветривания мощностью до 80-100 м по аподунитовым серпентинитам Сахаринского массива. В коре сверху вниз проявлены четыре зоны: а) зона окисления мощностью 1-25 м с охристо-глинистыми и охристо-кремнистыми продуктами выветривания; б) зона гидролиза мощностью 2-18 м с обохренными нонтронитами, нонтронитизированными серпентинитами; в) зона выщелачивания серпентинитов мощностью 15-30 м с глинистым материалом; г) дезинтегрированные серпентиниты мощностью 15-20 м. Оруденение представлено нонтронитами (60-65%), нонтронитизированными серпентинитами (35-34%) и железистыми охрами (15%) [137]. Никельсодержащие минералы: гарниерит, ревдинскит, керолит, нонтронит, гидрохлорит, вермикулит. Рудные тела мощностью от 1-2 до 35 м, с нечеткими границами и сложными очертаниями. Содержание в рудах Ni – 0,7-4,2%, Co – 0,002-0,2%, Cr – 0,25-1,7%, Fe – 8-16,5%. Разведано, запасы кат. В+С₁+С₂ составляют: Ni – 191 791 т, Co – 11 396 т, в том числе забалансовые Ni – 30 776 т, Co – 3969 т [79]. Месторождение эксплуатируется.

Проявления Северо-восточный участок (II-3-7) и участок Западный (II-3-25) локализованы в коре выветривания пироксенитов, оливиновых пироксенитов на глубине 6-17 м. Рудные зоны связаны с нонтронитовыми глинами зоны гидролиза мощностью 6-10 м с содержанием Ni – 0,5-0,8%, участками до 1%. Проявления бесперспективны в связи с малым масштабом оруденения.

Пункты минерализации (II-3-8), (II-3-15), (II-3-17), (II-3-35) представлены нонтронитовой корой выветривания дунитов и пироксенитов с содержанием Ni 0,2-0,4%.

Алексеевско-Кацбахская рудная зона объединяет многочисленные проявления, пункт минерализации и 2 месторождения силикатных никелевых руд, связанных с корой выветривания серпентинизированных тел бриентского комплекса.

Месторождение Юго-восточный участок (II-3-31) находится в площадной коре выветривания мощностью до 100 м по аподунитовым, апоперидотитовым серпентинитам и оливиновым пироксенитам Сахаринского массива. Кора сверху вниз имеет зональное строение: а) зона окисления сложена охрами, мощностью от 2-3 до 13-15 м с содержанием Ni – 0,35-2,14%, Co – 0,008-0,025%; б) зона гидролиза мощностью до 18 м с нонтронитовыми корами выветривания с

содержанием Ni – 0,27-1,84% (по апоперидотитовым серпентинитам); в) зона выщелачивания с содержанием Ni – 0,25-1,1% ; г) зона дезинтеграции с содержанием Ni – 0,18-0,25%. Выявлено 13 рудных тел размером 50 x 100 - 500 x 800 м при мощности 6-10 м и средним содержанием Ni – 1,12%, Co – 0,054%. Разведано, запасы кат. C₂ – Ni-43,9 тыс. т, Co – 2,3 тыс.т [137].

Алексеевское месторождение (II-3-24) связано с площадной корой выветривания серпентинитового тела на участке 2500 x 400 м. Кора представлена теми же зонами, что и на Сахаринском месторождении. Оруденение приурочено к нонтронитовой зоне. Выявлено 3 рудных тела размером от 30 x 900 м до 1050 x 130 м, мощностью 4,4-5,1 м с содержанием Ni – 0,92-0,99%, Co – 0,034%. Проведены детальные поиски. Запасы кат. C₂ – 5801т. Ресурсы кат. P₂: Ni – 25 тыс. т, Co – 1 тыс. т [137].

Проявление (II-3-38) локализовано в коре выветривания тальк-карбонатных пород по телу серпентинитов размером 0,5x7 км. Рудная зона мощностью 9 м с содержанием Ni – 0,27-0,9%, Co – 0,71-0,169%, Cr – 1,3-2,26%. За ее пределами в штуфных пробах с глубины 3 и 24 м установлены содержания Ni – 1%. Ресурсы кат. P₂ составляют: Ni – 12,9 тыс. т, Co – 1,6 тыс. т (прямой расчет). Проявление перспективно и заслуживает дальнейшего изучения.

Кацбахское проявление (II-3-57) локализовано в нонтронитовой коре выветривания тела рассланцованных апогарцбургитовых серпентинитов размером 0,3x2 км. Рудная зона неправильной формы размером 180x800 м, мощностью 1,7-6,4 м с содержанием Ni – 0,74-1,17%. Проведены детальные поиски. Проявление перспективно. Ресурсы кат. P₁ при среднем содержании Ni – 0,9% составляют 5,5 тыс. т [137]. На проявлении (II-3-60) вскрыта рудная зона мощностью 7,5 м со средним содержанием Ni – 0,81%, Co – 0,21%. Проявление опосредовано, перспективно. Ресурсы кат. P₂ составляют: Ni – 14,6 тыс. т; Co – 3,8 тыс. т [78]. Проявления (II-3-13), (II-3-27), (II-3-40), (II-3-42), (II-3-46), (II-3-48), (II-3-50), (II-3-52), (III-3-8) представлены нонтронитовой корой выветривания серпентинитов с содержанием Ni – 0,2-0,6%. Лишь в единичных пробах установлены промышленные и близкие к ним содержания. Бесперспективны.

Проявление Амамбайское (IV-3-10) находится в пределах Амамбайского рудного района. На нем одиночные скважины в блюдцеобразной западине площадью 1-2 км² вскрыли нонтронито-

вую кору выветривания по серпентинитам [78]. В коре три зоны: а) нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты мощностью 1,2-7 м с содержанием Ni – 0,1-1,05%, Co – 0,02-0,052%; б) выщелоченные серпентиниты мощностью 3,5 м с содержанием Ni – 0,27-0,33%, Co – 0,012%; в) дезинтегрированные серпентиниты мощностью до 10-15 м с содержанием Ni – 0,18-0,33%, Co – 0,01-0,013%. Перспективно. Ресурсы кат. P₂: Ni – 19,2 тыс. т, Co – 1 тыс. т (прямой расчет).

За пределами рудных узлов и зон известно проявление (IV-1-8), связанное с нонтронитовой корой выветривания серпентинитов, развитых вдоль Обручевского разлома. Тела с поверхности фиксируются комплексной Ni-Cr аномалией (IV-1-4). Установлены содержания Ni - 0,6-1,21%, но в связи с ограниченными масштабами тел серпентинитов проявление малоперспективно.

Молибден

В пределах листа известно 4 пункта минерализации молибдена.

Пункт минерализации (III-1-15) выявлен в скважине. В ней вскрыты аргиллизированные базальты березовской свиты с рассеянной вкрапленностью молибденита и сульфидов меди с содержанием Mo до 0,01%. Пункт минерализации (III-1-5) представлен глыбовыми развалами кварцевых жил с содержанием Mo 0,005-0,03% среди зоны окварцевания с кварцевыми жилами в эндоконтакте массива Северные Борки. Пункты минерализации (III-3-5), (IV-3-7) приурочены к кварцевым жилам в экзоконтакте Кацбахского массива. В жилах развита убогая минерализация молибденита, шеелита, висмутина, халькопирита, пирита, берилла, турмалина.

Алюминий

Проявления алюминия установлены лишь в пределах Мохового рудного поля, где связаны с отложениями осадочной субформации мезозойско-палеогеновой коры выветривания, сохранившейся в карстовых впадинах. По результатам поисковых работ [128], [117] условно выделено три проявления бокситов: Чубаркульный участок (IV-2-3), Моховое (III-2-1) и Моховое болото (III-2-2). Условность их выделения объясняется сильным пространственным разбросом отдельных залежей бокситов, которые сосредоточены в двух зонах вдоль западной и восточной

границ рудного поля. Всего выявлено 18 рудных тел в форме линз мощностью от 1,8 до 9 м. Они залегают среди каолинитовых, сиаллитовых и аллитовых глин и имеют площадные размеры от 5000 до 114 500 м², запасы от 200 тыс. т до 1832 тыс. т. Суммарные запасы и прогнозные ресурсы оцениваются по-разному: от кат. С₂ – 1,8 млн.т, при Р₁ – 3 млн. т [128] до кат. С₂ – 4,5 млн. т, при Р₁ - 10 млн. т [117]. Бокситы пригодны для получения глинозема, огнеупоров и мартеновского производства. Перспективы выявления новых объектов отрицательны в связи с тем, что на других участках развития карста формация коры выветривания развита незначительно.

Висмут

В пределах листа известны пункты минерализации висмута (III-2-6), (III-4-1), представленные серий и одиночными кварцевыми жилами с убогой минерализацией висмута, сфалерита, берилла, халькопирита с содержанием висмута – 0,001-0,007%.

Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы

Иттрий, иттербий

В пределах Карабулак-Богдановской рудной зоны в линейно-площадных корках выветривания установлены аномалии с повышенными концентрациями Y, Yb (IV-1-19), (IV-1-24), превышающими фон в 10-25 раз. Помимо этого, в рудной зоне и за ее пределами (Обручевское рудное поле) известно большое количество геохимических проб из коры выветривания с содержанием Y – 0,005-0,04%. В гидрослюдисто-каолинитовой коре выветривания обнаружен иттриевый минерал – черчит [116]. Аномалии перспективны на выявление редкоземельного оруднения. Ресурсы Y, Yb кат. Р₃ – 16 000 т. [116].

Благородные металлы

Золото

В пределах листа известно 26 коренных месторождений, большое количество проявлений и пунктов минерализации, 43 золотоносные россыпи. Все месторождения отрабатывались в на-

чале века старательским способом. Золоторудные объекты группируются в Гумбейской и Джабык-Суундукской минерагенических зонах в пределах рудных узлов и зон, а также вдоль Обручевского разлома.

В пределах Зареченского рудного поля известно 4 отработанных коренных месторождения золото-полисульфидно-кварцевой формации и 1 золоторудная россыпь.

Наваринское месторождение (I-2-7) залегает в вулканитах основного состава и представлено кварцевой жилой с вкрапленностью пирита, халькопирита, шеелита мощностью 0,02-0,7 м и длиной 50-100 м со средним содержанием Au – 4,6 г/т [72]. Месторождения Калугинская жила (I-2-5), Албанское (I-2-6), Бахта (I-3-2) представлены кварцевыми жилами среди основных вулканитов гумбейской свиты. Мощность жил – от 1,5-2 см до 0,2-0,3 м, длина от 20 до 100 м [72].

Гумбейская россыпь (II-1-8) полностью отработана и расположена в долине р. Гумбейка в непосредственной близости от Наваринского месторождения, Калугинской и Албанской жил и генетически с ними связана. Длина ее – около 2 км. Россыпь аллювиального происхождения.

В Субутак-Браиловской рудной зоне известно 4 коренных месторождения, 2 пункта минерализации и 9 золоторудных россыпей.

Месторождения Шафиковский прииск (I-2-18), Мимоходное (I-3-13), Роза (I-2-11) представлены кварцевыми жилами мощностью 0,2-0,5 м и длиной 20-50 м, залегающими в вулканитах киембаевской свиты. Встречено кустовое золото. Среднее содержание Au – 2,3 г/т. [72]. Месторождения гидротермального плутоногенного типа золото-кварцевой формации. Месторождение Баланин лог (I-2-21) представлено кварцевой золоторудной жилой с вкрапленностью пирита, халькопирита и залегает среди серпентинитов бриентского комплекса. Среднее содержание Au – 4,6 г/т. Это объект золото-полисульфидно-кварцевой формации. Месторождение отработано до глубины 10 м.

Пункты минерализации (I-3-10), (I-3-21) представлены выходами кварцевых жил с вкрапленностью сульфидов и повышенными концентрациями Au и Ag.

Россыпи Батнакская (I-3-8), Владимирская (I-3-15), Охотская (I-3-18), Субутакская (I-3-26), Муртазинская (I-3-31), Шафиковская (I-3-35) и две россыпи района поселка Магнитного (I-3-

38), (I-3-40) – в основном элювиально-делювиальные, иногда залегают на современном водо-разделе (I-3-26) и в глинистых корах выветривания (I-3-31). Длина россыпей от 300 м до 1250 м, ширина 20-40 м. Содержание Au от 2,62 до 5,2 г/м³ [72]. Выработаны до глубины 10-15 м. Было добыто от 11,4 кг (I-3-26) до 90 кг (I-3-35), в среднем 30-50 кг в каждой. Перспективы их заключаются в возможном выявлении на флангах новых объектов. Ресурсы кат. P₁ – 101 кг, P₂ – 171 кг, P₃ – 160 кг [110].

В рудной зоне в гумбейской свите выявлена группа литохимических аномалий Серебряная (II-2-4). Аномалии комплексные с повышенными концентрациями Pb, Cu, Zn. Присутствуют Ag до 0,6 г/т, Au до 3 г/т. Аномалии рудной природы, перспективны на выявление объекта вулканогенной золото-серебряной формации с ресурсами Au кат. P₃ – 2,2 т (метод аналогии).

В Черниговском рудном узле известно 2 месторождения, 4 пункта минерализации и 2 золотосодержащие россыпи.

Месторождения Алтын (I-3-27) и Джугофаровский приск (I-3-34) залегают в серицит-кварцевых сланцах. Рудные тела представлены зонами ветвящихся кварцевых прожилков вкрест и вдоль рассланцовки. Присутствуют кустовое золото и примазки его по плоскостям сланцеватости, вкрапленность пирита и халькопирита. Месторождения гидротермального метаморфогенного типа золото-сульфидно-кварцевой формации, отработаны до глубины 22 м, на каждом добыто около 10 кг золота. Перспективны. Ресурсы Au кат. P₂ на каждом из них 0,9 т (метод аналогии).

Пункты минерализации представлены развалами (I-3-14), (I-3-22), (I-3-30) и коренным выходом (I-3-25) кварцевых жил с повышенными концентрациями Au и видимым золотом.

Россыпь Черниговская (I-3-23) – элювиально-делювиальная длиной до 0,5 км, шириной – 40 м. Содержания золота – убогие. Промышленного интереса не представляет.

Сахаринский рудный узел включает в себя 4 коренных месторождения, 4 пункта минерализации и 8 россыпей.

Месторождение Золотой Кряж (II-3-4) представлено тремя кварцевыми жилами в габбро и пироксенитах Сахаринского массива. Мощность жил – 6-20 см, протяженность – 20-40 м. Золо-

тоносные жилы содержат вкрапленность пирита и халькопирита. Вмещающие породы вблизи контактов жил березитизированы. Месторождение гидротермального плутоногенного типа золото-полисульфидно-кварцевой формации. Выработано до глубины 11-28 м. Добыто 34 кг.

Месторождения Трудовое (II-3-1), Азиатский прииск (II-3-6), Сахара (II-3-9) представляют собой одну или несколько кварцевых жил в сосюритизированном и амфиболизированном габбро. Мощность жил – 6-20 см, протяженность – до 40 м. Месторождения гидротермального плутоногенного типа золото-кварцевой формации. Выработаны до глубины 11-28 м. На каждом добыто до 291 кг золота. В связи с малыми масштабами оруденения они могут быть интересны только для старательской добычи.

На Сахаринском никелевом месторождении в оксидно-железистой коре выветривания выявлены содержания Au – 0,245 г/т. Ресурсы кат. P₂ – 1,9 т (прямой расчет). Добыча золота может быть рентабельна как попутного компонента никелевых, железных, платиновых руд.

Пункты минерализации (I-3-39), (I-3-41), (I-3-42) представлены развалами кварцевых жил с повышенными концентрациями Au и видимым золотом. В пункте минерализации (II-3-36) повышенные концентрации Au установлены в рыхлых отложениях.

Россыпи Золоторудная (I-3-44), Трудовая (I-3-45), Золотой кряж (II-3-3), Сахара (II-3-14), Ново-Сахаринская (II-3-20) длиной от 0,2-0,5 км до 2,5 - 3 км (I-3-45 и II-3-14) при ширине – 40-200 м. Содержание Au – от 1,5 до 5,2 г/м³ (преимущественно – 1,5-1,6 г/м³). Среди россыпей выделяются как типично аллювиально-делювиальные (II-3-14), расположенные в линейных отрицательных формах рельефа, иногда с современными мелкими водотоками, так и элювиально-делювиальные, локализующиеся в основном в коре выветривания (II-3-3). Многие объекты сложного, комбинированного типа с чертами элювиально-делювиальных россыпей и со следами более поздних перемывов. На крупных россыпях добыто до 344 кг золота, на мелких – около 25 кг [72]. Перспективы известных россыпей заключены на флангах. Их суммарные ресурсы кат. P₁ – 59 кг, P₂ – 365 кг, P₃ – 227 кг [110]. Известные и погребенные россыпи элювиально-делювиального и комбинированного типов перспективны также на выявление мелких месторождений в корах выветривания с ресурсами золота кат. P₃ – 778 кг. Здесь можно ожидать выяв-

ление объектов золото-кварцевой и золото-полисульфидно-кварцевой формаций представляющих интерес для старательской добычи.

В Зингейском рудном узле известно 1 проявление, 1 россыпь и 2 геохимические аномалии.

Проявление г. Браиловской (II-2-11) представлено развалами сухаревидных бурых железняков с содержанием Au – 0,8-1,6 г/т (Ag следы) и лимонитов с содержанием Ag – 11,2-12,4 г/т [133] на вулканитах гумбейской свиты. Проявление перспективно на выявление оруденения вулканогенной золото-серебряной формации. Ресурсы Au кат. P₂ – 1,5 т (метод аналогии).

Россыпь Камалка (II-3-41) длиной 0,8 км, шириной до 40 м залегает в правом борту долины р. Куйсак. Россыпь аллювиально-делювиальная. Бесперспективна.

Группа аномалий Восточная (II-3-43) и Зингейская (II-3-51) приурочены к вулканитам гумбейской свиты. Аномалии медно-свинцово-цинковые, присутствует Au до 0,15 г/т, Ag до 5 г/т (II-3-43) [137]. Аномалии рудной природы и перспективны на выявление оруденения вулканогенной золото-серебряной формации.

В Алексеевско-Кацбахской рудной зоне имеется пункт минерализации (II-3-56), представленный выходом кварцевой жилы с повышенной концентрацией Au и видимым золотом.

В Амамбайской рудной зоне известно 9 коренных месторождений золота, 5 проявлений, пункт минерализации и 10 россыпей.

Месторождения Султановское (III-2-14), Сакмарское (IV-2-1), Николаевское (IV-2-6), Петровское (IV-3-12), Анастасьевское (IV-3-11), представляют собой одну или несколько (до трех) кварцевых золотоносных жил мощностью 0,1-0,5 м (до 0,7 м) и протяженностью от 100 до 600 м (IV-3-12). Жилы залегают в серпентинитах или в зоне контакта их с рассланцованными вулканитами основного состава (IV-2-6; IV-3-12). Серпентиниты изменены до тонкоплитчатых кварцитов (IV-2-1) [72] или превращены в тальк-хлорит-серпентиновые, тальк-серпентин-карбонатные метасоматиты (IV-2-6). Содержание Au в рудах 3-10,6 г/т (преимущественно 4-5 г/т). Эти объекты относятся к золото-кварцевой формации. Отработаны до глубины 3-18 м и могут представлять интерес для старательской добычи. Месторождения Бахтияровское (IV-3-4), Бектеревское (IV-3-6), представлены золотоносными кварцевыми жилами длиной 300-400 м и

мощностью 0,6-1 м в дробленых и лимонитизированных монцодиоритах верхнеуральского комплекса. Монцодиориты хлоритизированы и содержат рассеянную пирит-халькопиритовую минерализацию. Месторождения относятся к гидротермальному плутоногенному типу золото-полисульфидно-кварцевой формации. Перспективы их не ясны.

Месторождение Золотые разработки (IV-2-14) представлено кварцевыми жилами с содержанием Au – 0,4-22,2 г/т [137] и вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита среди габбро и пироксенитов массива Стоячий камень. Одиночными скважинами выявлены зоны рассланцевания пироксенитов с вкрапленностью пирита, халькопирита, титаномагнетита и прожилками пиритового, кварц-пиритового, хлорит-пиритового, пирит-карбонат-кварцевого состава с содержанием Au 0,1 г/т. Объект золото-полисульфидно-кварцевой формации. Перспективен только для старательской добычи. Месторождение Александровское I (IV-3-26) представлено золотоносными кварцевыми жилами в коре выветривания вулканитов гумбейской свиты. Содержание Au 2-3 г/т. Вблизи жил вскрыты бурые железняки с содержанием Au 13 г/т [137]. Объект предположительно золото-серебряной формации. Перспективы не ясны.

Проявление Салганское (III-2-9) представлено зоной кварц-хлорит-серицит-карбонатных метасоматитов с вкрапленностью сульфидов и концентрациями Au более 1 г/т, Ag - 2 г/т, Cu до 0,2%, Zn - 0,3% по вулканитам гумбейской свиты. Проявление вулканогенной золото-серебряной формации. Опоисковано. Перспективно. Ресурсы Au кат. P₂ – 4т (прямой расчет). Проявления Александровское северное (IV-3-33) и Александровское южное (IV-3-35) с поверхности фиксируется развалами бурых железняков и кварцевой щебенки с содержанием Au – 0,4-1,2 г/т, Ag – 2-18,6 г/т, а также геохимической аномалией с содержанием Ba – 0,2-0,5%, Ag 0,7-10 г/т, Cu – 0,15-0,5% [137]. На проявлении (IV-3-35) в скважине установлены содержания Au – 0,4-1,2 г/т, Ag – 0,3 г/т. Вмещающие вулканогенно-осадочные породы гумбейской свиты окварцованы, эпидотизированы, хлоритизированы, пиритизированы. Это объекты золото-серебряной формации. Опоискованы одиночными скважинами. Перспективны. Ресурсы Au кат. P₂: 4,5 т (IV-3-33) и 5,6 т (IV-3-35) (метод аналогии). Проявление Целинное (IV-2-24) предположительно золото-серебряной формации приурочено к базальтам гумбейской свиты и с поверхности фик-

сируется развалами лимонитов на площади 400x120 м. В лимонитах Cu до 0,66%, Au – 0,4-0,6 г/т, Ag – 6,8-27,2 г/т. Вмещающие породы эпидотизированы, окварцованы, серицитизированы, с гнездовой и прожилково-вкрапленной минерализацией пирита, на глубине изменены до кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов с содержаниями Cu до 0,1%, Pb до 0,3%, Ag до 8 г/т, Zn до 0,3%. Опоисковано. Перспективно. Ресурсы Au кат. P₂ – 12 т (метод аналогии).

Пункт минерализации (IV-3-25) представлен кварцевой жилой с повышенной концентрацией Au, залегающей в туфах базальтов гумбейской свиты.

Россыпи Амурская (III-2-10), Орловская (III-2-12), Султановская (III-2-15), Самарская (III-2-17), Киряковская (IV-2-2), Бессоновская (IV-2-4), Николаевская (IV-2-7), Анастасьевская (IV-3-14), а также группа россыпей Вознесенская, Архангельская, Боголюбская (III-3-22) отработаны в начале века. Длина их – 700-1300 м при ширине 20-40 м. Содержание Au – 2-5 г/м³, редко до 5-8 г/м³ (III-2-15). По неполным данным на каждой из их добыто от 30 до 125 кг. По масштабам оруденения выделяется Андреевская россыпь (IV-2-8) длиной 2 км, шириной 40-100 м и средним содержанием Au – 2,6 г/м³. На ней в начале века было добыто более 200 кг. Россыпь разведана на юг на протяжении 2 км. Запасы кат. C₂ – 78,8 кг [83]. Присутствуют как типично аллювиальные, аллювиально-пролювиальные россыпи (III-2-12) в линейных отрицательных формах рельефа и в долине р. Амамбайка (IV-2-7), так и россыпи комбинированного типа с чертами элювиально-делювиального, делювиально-пролювиального накопления и следами более поздних перемывов (IV-2-2), с неокатанным (в верховьях россыпи) золотом (III-2-17) [72]. Перспективы имеют разведанная часть Андреевской россыпи и нижняя часть Султановской россыпи, неотработанная из-за водопритока [72], фланги других отработанных россыпей. Их суммарные ресурсы кат. P₂₊₃ – 0,9 т [110].

В рудной зоне выявлено 7 комплексных геохимических аномалий золоторудной природы. Группа аномалий Золоторудная (III-2-16) и аномалия (IV-3-5) связаны с оруденением золото-полисульфидно-кварцевой формации, группа аномалий Салганская (III-2-5), аномалии (IV-2-9), (IV-2-16), (IV-2-23), (IV-3-30) – с оруденением золото-серебряной формации. На них повсе-

стно отмечаются повышенные концентрации Ag от 0,3-0,5 до 10 г/т, Au - 0,08-1 г/т. Аномалии перспективны на выявление золотого оруденения.

В Кировско-Куликовской рудной зоне известно проявление, пункт минерализации и 3 золотоносные россыпи.

Проявление Гуровское (I-3-4) представлено серией хризотилитовых жил мощностью 0,05-0,15 м в серпентинитах бриентского комплекса. Содержание Au 6,8-7,4 г/т [72]. Объект золото-серпентинитовой формации и может представлять интерес только для старательской добычи.

Пункт минерализации (I-3-9) приурочен к серпентинитам бриентского комплекса и представлен тальк-хлоритовой жилой мощностью 0,4 м с содержанием Au 0,4 г/т.

Россыпи Рожновская I (I-3-7), Рожновская II (I-4-4), Рожновская III (I-4-5) длиной от 300 до 900 м, шириной 15-40 м. [110]. Содержание Au до 1,2 г/м³. Россыпи элювиально-делювиальные, расположены на водоразделе (I-3-7), в борту долины р. Бахта (I-4-4, I-4-5) и перспективны на выявление коренного оруденения золото-серпентинитовой формации.

В Зарянской рудной зоне известно коренное месторождение, пункт минерализации и шесть россыпей золота.

Месторождение Александровский прииск (II-3-54) представлено субширотной золотоносной кварцевой жилой длиной 10-15 м, мощностью 0,5-1 м в кварцитах по известнякам (возможно по серпентинитам). В жиле установлены галенит, халькопирит, пирит, фуксит, мусковит. Оруденение предположительно гидротермального метаморфогенного типа золото-сульфидно-кварцевой формации. Отрабатывалось в начале века. Ресурсы кат. P₂ – 0,2 т (прямой расчет).

Пункт минерализации (II-3-55) представлен развалами кварцевых жил с вкрапленностью сульфидов и повышенной концентрацией Au и Ag. Встречается видимое золото.

Отработанные россыпи Девочка (II-3-47), Камурча-I (III-3-11), Камурча-II (III-3-13), прииск Горелый (II-4-6) и россыпь (III-3-10) имеют длину от 0,1 до 0,5 км при ширине от 20 до 50 м. Содержание Au от 0,2 до 1,3 г/м³, редко до 10 г/м³ (III-3-11). Россыпь Александровская (II-3-53) длиной 4,3 км, шириной 100 м, с содержанием Au 0,2 г/м³. Опоискована. Запасы Au кат. C₁+C₂ – 440 кг [114]. Ориентировка россыпей, за исключением (III-3-10), подчиняется ориентировке па-

леозойских структур. Россыпь (III-3-10) связана, по-видимому, с субширотной золоторудной жилой, аналогичной жиле Александровского прииска. Россыпи являются элювиально-делювиальными и перспективны на выявление коренного оруденения метаморфогенной гидротермальной золото-сульфидно-кварцевой формации.

В Мандесарском рудном поле находится месторождение 11 лет Октября (IV-4-4). Оно приурочено к зоне тектонического нарушения в караганской толще, и представлено серией кварцевых жил и прожилков (типа штокверка) с золото-сульфидным оруденением. С поверхности вскрыты лимониты мощностью 0,3-0,4 м, прослеженные дудками на протяжении 100 м, а также кварциты мощностью 1-1,5 м с содержанием Au – 0,48 г/т [137]. Скважиной в 150 м западнее месторождения вскрыта зона лиственитизированных, сильно окварцованных (местами до вторичных кварцитов) серпентинитов с гнездовой и прожилковой минерализацией пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, фуксита с содержанием Cu – 0,1-1,25%, Zn – 0,05-0,1 %, Ba до 0,11%, Au – 0,2-2,4 г/т, Ag – 1-40 г/т. Месторождение разрабатывалось в 20-30-е годы, отработано не полностью [72, 137]. Относится к гидротермальному метаморфогенному типу золото-сульфидно-кварцевой формации. Перспективно. Ресурсы кат. P₂ – 2,7 т (прямой расчет).

В Еленинском рудном поле известен 1 пункт минерализации и отработанная россыпь Еленинская (II-4-4) длиной 200 м и шириной 50 м. Содержание Au – 0,3 г/м³ [72]. Россыпь аллювиально-делювиальная, расположена в тальвеге крупного лога. Перспективы ее флангов не ясны. Пункт минерализации (I-4-2) представлен кварцевой жилой со знаками золота и повышенной концентрацией Ag.

В Неплюевском рудном поле известно месторождение, пункт минерализации и россыпь.

Месторождение Неплюевский прииск (III-4-2) представлено серией кварцевых жил субмеридианального простирания среди хлорит-кварц-серицитовых, плагиоклаз-кварц-хлоритовых сланцев рымникской свиты. В жилах – видимое золото и минерализация халькопирита, пирита, галенита. Разрабатывалось в начале века. Оно относится к метаморфогенной гидротермальной золото-сульфидно-кварцевой формации. Перспективно.

Пункт минерализации (II-4-7) представлен серией кварцевых жилков и прожилков с повышенными концентрациями Au и Ag.

Россыпь Сухореченская (III-4-3) субширотной ориентировки, длиной 300 м, шириной 20-30 м. Россыпь, предположительно, элювиально-делювиальная. Отработана в начале века. Перспективы не ясны.

За пределами золотоносных рудных узлов, зон и рудных полей известно 2 золотоносные россыпи, ряд проявлений и пунктов минерализации золота.

Россыпь Рожновская (I-4-3) аллювиально-делювиальная, длиной 1,5 км, шириной 30-40 м, с содержанием Au – 0,2-1,2 г/м³. При ее изучении были встречены гальки пьезокварца, в связи с чем она была передана на отработку на пьезокварц [72].

Россыпь Гореловский прииск (IV-4-6) длиной 200 м, шириной 15-20 м с содержанием Au 1,6 г/м³. Россыпь аллювиально-делювиальная, расположена в очень слабо выраженном ложке. Отработана в начале века. Перспективы не ясны.

Платина и платиноиды

Сахаринское проявление платины (II-3-23) расположено в пределах Сахаринского рудного узла. Здесь в коре выветривания одноименного месторождения никеля выявлены концентрации Pt – 0,23-0,7 г/т, Pd – 0,38-0,85 г/т [14]. Проявление остаточного типа формирования коры выветривания и представляет большой интерес как для попутного извлечения платиноидов при добыче никелевых руд, так и для выявления самостоятельных рудных объектов металлов платиновой группы. Ресурсы кат. P₂: Pt – 40,3 т; Pd – 57,4 т; Rh – 4,3 т (прямой расчет).

Радиоактивные элементы

Уран и торий

В пределах листа известно 9 проявлений, 7 пунктов минерализации и 9 радиометрических и аэрогаммааномалий урановой и ториевой природы.

Проявление Бахтинское 4 (I-4-12) залегает в торфяных отложениях долины р. Бахта и прослежено на 2 км на глубине 0,8 м. Содержание U – 0,034%, Th – 0,0014%. На поверхности фиксируется ореол радиоактивности интенсивностью 65-135 мкР/ч. Проявление осадочного типа урановой формации в торфяниках. Проявление Северо-Кипчакское (III-2-7) инфильтрационного типа локализовано в песчано-глинистых отложениях, заполняющих Моховую депрессию на глубине 59-210 м, прослежено на 1,3 км при мощности 0,7-9,5 м и содержание U до 0,01%. Проявление фиксируется ореолом радиоактивности интенсивностью 52-126 мкР/ч. Проявление Южно-Кипчакское (IV-2-5) инфильтрационного типа представляет собой 4 локальных ореола радиоактивности 54-88 мкР/ч общей площадью 6 км² в лигнитоносных глинах. Локализованы на глубине 8-72,5 м и содержат U – 0,003%, Th до 0,017%. Проявление Горелое (IV-3-32). В двух скважинах, отстоящих на 50 м, отмечены интервалы с радиоактивностью 42,5-200 мкР/ч и содержания U до 0,014%, Th – 0,0015%. Проявления Западно-Новинское (IV-4-16), Новинское (IV-4-20), Восточно-Новинское (IV-4-17), скважины 20 (IV-3-36), Береговое (IV-4-9) фиксируются радиоактивными аномалиями интенсивностью 46-238 мкР/ч и повышенными концентрациями U – 0,002-0,05%, Th – 0,002-0,0038% [92]. Они залегают в корах выветривания углеродсодержащих пород и относятся к инфильтрационному типу урановой формации в углистых сланцах и их корах выветривания. Все проявления U и Th бесперспективны на обнаружение промышленно значимого оруденения из-за малых масштабов и низких концентраций.

Характеристика литохимических и геофизических аномалий предположительно рудной природы, а также шлиховых ореолов и потоков приведена в таблице № 14.

Неметаллические ископаемые

Оптические материалы

Кварц оптический и пьезоэлектрический

На площади известно одно месторождение и пять рудопроявлений пьезокварца.

Новинское месторождение (IV-4-15) локализовано в отложениях амурской, караганской, солнечной и биргильдинской толщ в зоне северо-западного экзоконтакта Суундукского массива

Таблица № 14

Обобщенная характеристика литогеохимических, геофизических аномалий предположительно рудной природы, шлиховых ореолов и потоков

Индекс клетки и номер на карте	Тип объекта	Характеристика и параметры объекта	Интерпретируемая природа, генетический тип, рудная формация
1	2	3	4
I-2-17	Гравитационная аномалия	Интенсивность 0,5 мГл, размер 0,1 x 0,5 км	Магматическая титаномагнетитовая формация
I-1-7; I-1-10; III-1-7; III-1-11; III-1-17; III-1-16; IV-1-12; IV-1-13; IV-1-16; IV-1-33; IV-1-21; IV-3-29	Магнитные аномалии	Интенсивность от 500 до 1200 нТл, размер от 0,3 x 0,6 км до 0,8 x 2,5 км	Железорудная скарновая формация
I-3-37; II-1-1; IV-1-32; IV-1-33; IV-2-12; IV-2-22; IV-3-2; IV-3-23	Комплексные магнитные и гравитационные аномалии	Интенсивность 1000–5000 нТл; 1-3,5 мГл, размер от 0,4 x 0,4 км до 1 x 4 км	Магматическая титаномагнетитовая формация
IV-3-13	Магнитная аномалия	Интенсивность 1500 нТл; размер 0,4 x 3 км	«»
I-3-12; IV-1-23; IV-1-27; IV-2-10; IV-2-21; IV-3-31	Аэрогаммааномалия U, Th природы	Интенсивностью от 15-25 до 30-40 мкР/час с содержанием Rn в почвенном воздухе от 50 до 90 эман, размером от 0,2 x 0,2 до 0,3 x 0,7 км	Повышенные концентрации в вулканитах кислого состава; инфильтрационное накопление
IV-1-20; IV-2-25; IV-4-14	Радиоактивные аномалии U,Th природы	Интенсивность от 30-40 до 50-230 мкР/час с содержанием радона в почвенном воздухе от 25-30 до 50 эман, размер до 50 x 250 м	«»
I-2-3; II-1-4; I-2-12; I-2-13; I-2-15; I-2-19; I-2-20; III-2-13	Комплексная литогеохимическая аномалия	Содержания Cu до 0,06%, Pb, Zn до 0,03%, превышающие фон Cu в 6-12 раз, Pb в 5-25, Zn в 2-50 раз. Отмечены: Mn до 5%, Co до 0,04%	Вулканогенная гидротермальная и гидротермально-осадочная минерализация
III-1-19; IV-1-5; IV-1-19; IV-1-24	Комплексная литогеохимическая аномалия	Содержания: Y 0,01-0,05%, Yb 0,002-0,003%, Cu 0,03-0,15%, Zn 0,02-0,07%, превышающие фон Y в 10-25, Yb в 10, Cu в 6-30, Zn 3-30 раз	Остаточные концентрации Y, Yb в коре выветривания и наложенная гидротермальная минерализация Cu, Zn
IV-1-15; IV-1-31	«»	Содержания: Au 0,01-0,03г/т, Ag 1-15 г/т, Cu 0,03%, Zn 0,02-0,05%	Наложная минерализация в зоне Обручевского разлома
IV-1-35; IV-2-11	«»	Содержания: Cu 0,05-0,3%, Zn 0,02-0,05%, Pb до	«»

1	2	3	4
		0,02%, превышающие фон Cu в 10-60, Zn в 3-7, Pb в 10 раз	
I-2-22	Литогеохимическая аномалия	Содержание Cu до 0,03%	Медно-колчеданная формация
III-1-1; III-1-4; III-1-6	Шлиховой ореол	Знаки золота (1-4 на шлих) в рыхлых отложениях	
IV-1-25	«»	Знаки золота (1-3 на шлих) в рыхлых отложениях	Наложённая минерализация в зоне Обручевского разлома
II-2-2; II-2-7	Комплексная литогеохимическая аномалия	Содержания: Cu до 0,3%, Pb более 0,03%, Zn 0,05-0,5%, превышающие фон Cu в 5-30, Pb в 40, Zn в 5-40 раз. Присутствуют: Au 0,2-1,9, Ag 3-10 г/т	Медноколчеданная формация
II-3-43; II-3-51; II-2-4; III-2-5; III-3-18; IV-2-9; IV-2-16; IV-2-23; IV-3-30	«»	Содержания: Cu, Zn 0,02-0,3%, Pb до 0,02%, превышающие фон Cu от 3 до 60, Pb от 2 до 40, Zn от 2 до 25 раз. Присутствуют: Au до 3 г/т, Ag до 10 г/т	Золото-серебряная вулканогенная формация
III-2-16	«»	Содержания: Pb 0,002-0,01%, Zn 0,02-0,1% Cu 0,02-0,03%, превышающие фон Pb в 4-20, Zn в 10-20, Cu в 2-3 раза. Присутствует Au до 0,3 г/т	Плутоногенные золото-кварцевая и золото-полисульфидно-кварцевая формации
III-4-10; IV-4-1; IV-4-2; IV-4-7; IV-4-8; IV-4-18	«»	Содержания Pb 0,01-0,02%, Zn 0,02-0,3%, Cu 0,05-0,5%	Полиметаллическая стратиформная минерализация
III-3-2; III-3-21; IV-3-5; IV-3-34	Комплексная литохимическая аномалия	Содержания: Mo более 0,005%, Pb 0,007-0,02%, Zn 0,03-0,07%, Cu 0,02-0,03%, превышающие фон Mo в 40, Pb от 3 до 20, Zn, Cu в 3-5 раз	Кварц-молибденовая плутоногенная формация в экзо- и эндоконтактах Кацбахского массива
III-4-5; III-4-6; III-4-7; III-4-8; III-4-9; IV-4-3;	«»	Содержания Be до 0,0005%, Bi до 0,002%, Sn до 0,0005%, W до 0,05%	Гидротермальная грейзеновая формация
III-3-15; III-4-8; IV-3-18; IV-3-21; IV-3-22; IV-3-27	Комплексная литохимическая аномалия	Содержания: Zn 0,05-0,15%, Pb 0,002-0,02%, Cu от 0 до 0,07%, превышающие фон Pb от 3 до 20, Zn 10-30, Cu до 3-10 раз	Гидротермальная метаморфогенная минерализация
II-3-44; III-3-9	«»	Содержания Pb 0,003-0,02%, Cu 0,05%, Zn от 0 до 0,07%, превышающие фон Pb, Cu от 2 до 10, Zn до 10 раз. Присутствуют: Ag 0,1-2г/т, Mo до 0,001%	Гидротермальная метаморфогенная золото-сульфидно-кварцевая формация
III-3-4; II-4-3	Шлиховой ореол	В рыхлых отложениях содержания Au 50-100мг/м ³ . Золото рудного облика	«»

и представлено 40 кварцевыми жилами, в которых обнаружено 90 хрусталеносных гнезд. Выявлено 35 развалов кварцевых жил. Добыто 5 т кристаллов, давших 53,5 кг пьезокварца с выходом 5,96 кг моноблоков [119].

На проявлении Кацбахский участок (III-3-14) выявлено 128 кварцевых жил. Из них 38 хрусталеносны. Ресурсы кат. P₂ до глубины 50 м составляют 10,2 т моноблоков и 290 т хрустала для плавки [81]. Проявление законсервировано. Проявление Западное (III-4-4) представлено кварцевыми жилами с горным хрусталем среди отложений рымникской свиты. Добыто 14017 кг кристаллов для плавки и 144,85 кг для огранки. Среднее содержание моноблоков 0,012 кг/м³ [73]. Перспективы отрицательны. Проявления Имбектильское (I-4-1), проявление (I-4-2), залегающие в метасилицитах и проявление Пещерское (IV-4-8), залегающее в мраморах представлены серией кварцевых жил с низким выходом моноблоков. Не перспективны.

Новинское месторождение и проявления пьезосырья относятся к метаморфогенной хрусталеносной кварцево-жильной формации.

Химическое сырье

Известняк флюсовый

Агаповское месторождение флюсовых известняков (I-1-1) залегает в отложениях кизильской свиты. Известняки – чистые, высокого качества. Их состав: CaO – 51,44-53,67%, MgO – 1,79-3,74%, SiO₂ – 0,14-0,36%, R₂O₃ – 0,44-0,64%. Около 5% объема месторождения слагают гнездовые тела доломитов, являющиеся высокосортным огнеупорным сырьем с составом: CaO – 33,45%, MgO – 19,45%, SiO₂ – 0,29%, R₂O₃ – 0,31% и доломитизированные известняки с составом: CaO – 45,5%, MgO – 9,01, SiO₂ – 0,29%, R₂O₃ – 0,48%. Запасы известняков кат. A₂+B+C₁ составляют 212 391 тыс.т и могут быть во много раз увеличены при разведке флангов (Устинов, 1958ф). Месторождение эксплуатируется.

Керамическое и огнеупорное сырье

Каолин

На площади известно 2 месторождения и 7 проявлений каолинов.

Еленинское месторождение (II-4-5) залегает в коре выветривания гранитоидов южной части Джабыкского массива. Каолины однородные. Их состав: каолинит – 50-70%, кварц – до 10%, гидрослюда – до 15%, полевой шпат – до 10%. Огнеупорность – 1750-1770° С. Запасы кат. А+В+С – 9827 тыс. т [75]. Аблязовское месторождение (I-1-8) локализовано в коре выветривания вулканитов основного состава в виде гнезд размером до 8 - 28 м. Цвет глин – белый, красный, желтый. Огнеупорность – 1640 - 1750 С°. Запасы кат. С₂ – 281 тыс. т [75].

Проявления Субутакское (I-3-29), Лесной кордон (I-4-6), Карабулакское (III-1-9), Обручевское (IV-1-22) и Новинское (IV-4-19) связаны с корами выветривания гранитов, сланцев, вулканитов основного состава. Размер залежей – до 20 x 170 м (III-1-9), мощность – от 5 (III-1-9) до 15 м (IV-4-19). Бесперспективны. Проявление Кацбахское (III-3-12) опробовано до глубины 19,4 м. Среди глинистой коры выветривания сланцев – залежь жирных, пластичных каолинов размером 160 x 900 м и мощностью – 11,1 м. Перспективно. Ресурсы кат. Р₁ – 3,2 тыс. т [75].

Все эти проявления и месторождения относятся к остаточному (элювиальному) типу формации первичных каолинов.

Проявление Канабинское (II-2-10) представлено каолиновыми глинами небольшой мощности в песчано-глинистых отложениях и относится к осадочному типу переотложенных кор выветривания. Бесперспективно в связи с малыми масштабами и низким качеством сырья.

Андалузит

В пределах листа известно 4 проявления андалузита.

Проявления Северо-Микубайское (IV-1-2), Микубайское 2 (IV-1-11), Западномикубайское (IV-1-14) и проявление (III-1-10) локализованы в зоне контакта массивов Южные Борки и Разборненского. Рудные зоны сложены роговиками (часто переменного состава), содержащими корунд, силлиманит, кордиерит, андалузит: от 5-10 до 80%. Содержание глинозема в них – 16,7-

37,6%, кремнезема – 39,1-66,4% [135]. Проявления контактово-метаморфического типа. Бесперспективны в связи с малыми масштабами и сложностью обогащения руд.

Волластонит

Известно Мартыновское проявление (III-1-14), представленное выходами роговиков в южном экзоконтакте массива Северные Борки. Роговики переменного состава с корундом, андалузитом, силлиманитом. Количество волластонита в них невелико. Проявление контактово-метаморфического типа. Бесперспективно в связи с малыми масштабами оруденения.

Абразивные материалы

Корунд и наждак

Известно 2 проявления корундсодержащих и корундовых пород.

Проявление горы Острой (III-1-13) представлено кварц-диаспор-корундовой породой состава: SiO_2 – 49,47; TiO_2 – 1,96; Al_2O_3 – 39,3%; Fe_2O_3 – 0,73%; FeO – 0,29% среди обеленных и окварцованных кислых вулканитов березовской свиты. Корунд – мелкий (0,1-1,2 мм), частично замещен диаспором. Проявление вулканогенной гидротермальной корунд-андалузитовой формации во вторичных кварцитах. Проявление Микубайское 1 (IV-1-6) представлено ксенолитами силлиманитовых, силлиманит-корундовых, магнетит-корундовых роговиков и корундитов размером до 12 x 27 x 96 м в массиве Южные Борки. Их минеральный состав: корунд – 26-58%, до 80%, силлиманит – 12 - 30%, кор-диерит – 2,4-4%, диаспор – 6-25,5%, шпинель – 4-37,6%, магнетит – 13,3-21,0%, ильменит – 1,5-11,0%. Корунд мелок – 0,6-0,12 мм. Химический состав пород: SiO_2 – 24,17-46,22%, TiO_2 – 0,42-3,15%, Al_2O_3 – 44,88-70,38%, Fe_2O_3 – 0,37-9,25%, FeO – 1,11-7,84%. Проявление контактово-метаморфического типа. Все проявления оценены как бесперспективные [102].

Вермикулит

На площади известны 2 остаточных месторождения вермикулита.

Субутакское месторождение (I-3-36) представлено гидробиотит - вермикулитовыми образованиями, развитыми по биотитизированным пироксенитам Субутакского массива. Средний состав руд: смешаннослойные вермикулит-гидробиотитовые (в соотношении 1:1) образования – 28%; глинистые минералы – 41,4%; сростки минералов – 20%. Содержание слюды в руде до 60% [93]. Ее химический состав: SiO_2 – 34,50-36,72%; Al_2O_3 – 14,53-15,04%; Fe_2O_3 – 11,4-12. Запасы кат. A_1+A_2 – 1696,3 тыс. т, при среднем содержании – 12,5% [82]. Месторождение относится к типу коры выветривания вермикулит- гидрофлогопитовой и гидробиотитовой формации в гипербазитах и базитах. Михайловское месторождение (I-4-9) локализовано в зоне контакта бластомилонитов по гранодиоритам, кварцевым диоритам астафьевского комплекса с гранитоидами джабыкско-санарского комплекса. Содержание вермикулита – 10-20%, но только около половины его представлена фракцией крупнее 0,16 мм, пригодной к использованию. Ресурсы кат. P_1 – 840 тыс. т [93]. Месторождение относится к типу коры выветривания гидробиотитовой формации в сланцевых комплексах.

Драгоценные и поделочные камни

Агаты и поделочные камни

На площади известно 4 проявления агатов и 1 облицовочных камней.

Проявления (III-1-3), (III-2-4), (IV-1-26), (IV-1-29) приурочены к каменноугольным вулканитам и представлены обломками агатов в элювиальных развалах или в миндалинах вулканитов. Размер агатов от 2-5 до 3-6 см. Проявления вулканогенного гидротермального типа формации агатов. В связи с малым выходом кондиционных агатов проявления бесперспективны.

Проявление III-1-2 представлено элювиальными развалами флюидальных риолитов буровато-сиреневого цвета на площади 400 м. Риолиты декоративны. Проявление относится к вулканогенному типу и заслуживает дальнейшей оценки.

Строительные материалы

На площади известно 2 месторождения, полезными ископаемыми которых служат кислые интрузивные породы, и 1 – эффузивные кислые и средние породы.

На месторождении Новобуранном (I-3-1) используются граниты Новобуранного массива. Запасы кат. A_2+B+C_1 – 32 000 000 м³ [120]. Эксплуатируется. На Джабыкском месторождении (II-4-1) используются граниты Джабыкского массива. Запасы кат. A_2+B+C_1 – 26 769 415 м³ [119]. Эксплуатируется. Пещерское месторождение (I-1-2) представлено кислыми вулканитами греховской свиты. Законсервировано. В долине р.Урал установлены два крупных месторождения аллювиальных песчано-гравийных смесей: Агаповское 2 (I-1-11) и Гумбейское (I-1-12). Используются нижне-среднечетвертичные аллювиальные отложения, залегающие в основании разреза аккумулятивных террас ниже уреза воды. Месторождения одинаковы по условиям залегания и строению. Средний состав залежи Гумбейского месторождение: гравий – 29,98%, песок – 63,88%, глина – 6,14%. Песчаная фракция используется как наполнитель в бетоны и растворы и как балластный материал для дорог. Гравий может использоваться как крупный наполнитель в бетоны марок 300 и 350. Запасы по состоянию на 1.7.1998 г по кат. $B+C$ – 31 177,8 тыс. м³. Возможен прирост запасов к югу и северо-востоку в долинах рек Урала и Гумбейки кат. P_3 в количестве более 50 000 тыс. м³

Минеральные краски

В пределах листа известно 1 месторождение и 3 проявления минеральных пигментов. Все они остаточного типа.

Сахаринское месторождение (II-3-19) разведано и связано с корами выветривания пород Сахаринского массива. Пигменты желтого, желто-бурого, желто-красного цвета. Запасы кат. C_2 – 14,7 млн. т [87].

Проявления пос. Прииск (I-2-16), Родничковское (I-4-7), Алексеевское (II-3-59) связаны с корами выветривания вулканитов основного состава (I-2-16) и сланцев (I-4-7), (II-3-59). Пигменты оранжевые, пригодные для клеевых красок. Перспективы не ясны.

Глины минеральные, нонтронитовые глины для окомкования железорудных концентратов

Известно 2 одинаковых по строению и условиям нахождения месторождения: Сахаринское западный участок и Сахаринское юго-восточный участок. Месторождения остаточного типа, приурочены к коре выветривания Сахаринского массива. Минеральный состав руд: нонтронит – 40-60%, монтмориллонит – 10-20%, гидрохлорит – 5-30%, нонтронитизированный серпентинит – 0-5%. Месторождения разведаны. Запасы кат. C_1+C_2 составляют: Западный участок 25 037 тыс. т, Юго-восточный участок – 2252 тыс. т (Котовенко 1981ф).

8. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района

В пределах листа выделяются Магнитогорская, Гумбейская, Амурская и Джабык-Суундукская минерагенические зоны. В их формировании отчетливо проявлены три эры: палеозойская, мезозойско-палеогеновая и кайнозойская. В Магнитогорской минерагенической зоне палеозойская эра фиксируется интенсивным раннекаменноугольным магматизмом, с березовской ассоциацией которого связано оруденение железорудных скарновой и титаномагнетитовой формаций в Магнитогорском рудном районе и Карабулак-Богдановской рудной зоне. В это же время в связи с вулканической деятельностью формировались высокоглиноземистые метасоматиты (аргиллизиты, вторичные кварциты) с убогой корундовой и молибденовой минерализацией и магматиты, обогащенные редкими землями. В областях, удаленных от вулканических центров формировались марганценозные кремнисто-глинисто-карбонатные ритмиты (Моховое рудное поле). В Гумбейской минерагенической зоне палеозойская эра фиксируется интенсивным девонским магматизмом и подразделяется на 4 этапа. В начальный – раннедевонский этап образовались медноколчеданная формация, связанная с толеитовым базальтоидным вулканизмом (Су-

бута́к-Браи́ловская рудная зона), и хромитовая формация в гипербазитах бриентского комплекса (Алексеевско-Кацбахская, Амамбайская рудные зоны). Во второй – средне-позднедевонский этап в связи со становлением базальт-андезит-дацитовый формации образовалось оруденение золото-серебряной формации (Зингейский рудный узел, Салганское и Алексеевское рудные поля) и оруденение эффузивно-кремнистой марганцевой формации в пределах Балканского и Субута́к-Сахаринского рудных районов. В третий – позднедевонско-раннекаменноугольный этап сформировался ряд магматогенных и гидротермальных плутогенных рудных формаций. Со становлением сахаринского дунит-пироксенит-сиенитового комплекса связано оруденение железорудной титаномагнетитовой (Субута́к-Браи́ловская, Амамбайская рудные зоны, Сахаринский рудный узел) и медно-титаномагнетитовой формаций (Сахаринский рудный узел). С верхнеуральским интрузивным комплексом связано оруденение золото-кварцевой и золото-полисульфидно-кварцевой формаций (Субута́к-Браи́ловская рудная зона, Амамбайское, Сахаринское рудные поля). Для золото-серпентинитовой формации (Кировская рудная зона) связь с конкретным комплексом не установлена. Четвертый – позднепалеозойский этап фиксируется золото-кварцевой и золото-полисульфидно-кварцевой рудными формациями, связанными со становлением балканского интрузивного комплекса (Зареченское рудное поле) и убогой минерализацией молибдена и висмута кварц-молибденитовой формации, связанной с кацбахским комплексом. В Амурской минерагенической зоне в палеозойскую эру сформировалась стратиформная свинцово-цинковая минерализация (Амурская рудная зона), связанная с образованием вулканогенно-осадочных, существенно карбонатных отложений (амурская, караганская, каменская, биргильдинская толщи). В Джабык-Суундукской минерагенической зоне оруденение палеозойской эры связано с позднепалеозойским метаморфизмом, который привел к образованию метаморфогенной гидротермальной золото-сульфидно-кварцевой формации (Зарянская рудная зона, Мандесарское, Еленинское, Неплюевское рудные поля), хрусталеносной кварцевой формации (Новинское рудное поле) и зон метаморфогенной биотитизации, с корами выветривания которых связаны месторождения вермикулита.

Мезозойско-палеогеновая эра в Магнитогорской минерагенической зоне характеризуется становлением формации коры выветривания с залежами в ее остаточной субформации марганцевых руд формации марганценозной коры выветривания (Моховое рудное поле), каолинов формации первичных каолинов, иттрий-иттербиевой остаточной минерализацией (Карабулак-Богдановская рудная зона, Обручевское рудное поле) и мелкими залежами бокситов и каолинов в отложениях осадочной субформации формации коры выветривания (осадочной бокситовой формации и формации вторичных каолинов) (Моховое рудное поле).

В Гумбейской минерагенической зоне в эту эру образовались площадные коры выветривания с железорудной, никеленосной, платиноносной остаточными формациями (Сахаринский рудный узел, Алексеевско-Кацбахская и Амамбайская рудные зоны), с формацией вермикулит-биотитовой и гидробиотитовой в гипербазитах и базитах (Субутак-Браиловская рудная зона), с формацией первичных каолинов, с минеральными красками и нонtronитовыми глинами. В Субутак-Сахаринском рудном районе, Кировской рудной зоне, Зареченском и Амамбайском рудных полях начали формироваться элювиальные россыпи золота. В Амурской зоне эта эра фиксируется убогой инфильтрационной урановой минерализацией в мезозойских линейных и площадных корах выветривания углеродсодержащих пород. В Джабык-Суундукской зоне образовались коры выветривания гидробиотитовой формации на биотитсодержащих метаморфизованных породах астафьевского комплекса, минеральные краски и начали формироваться элювиальные золотоносные россыпи.

Кайнозойская эра в Магнитогорской и Амурской минерагенических зонах проявлена крайне слабо и выражена в формировании шлиховых ореолов и потоков золота и в образовании инфильтрационной уран-ториевой минерализации. В Гумбейской и Джабык-Суундукской минерагенических зонах в эту эру сформировались многочисленные аллювиальные и аллювиально-делювиальные золотоносные россыпи, известно проявление урановой формации в торфяниках в отложениях долины реки Бахта.

Таким образом, во всех минерагенических зонах отчетливо проявлены три обстановки формирования минерагенических комплексов: а) палеозойская обстановка становления рудогенерирующих и потенциально рудоносных формаций с образованием магматогенного, гидротермального, гидротермально-осадочного и метаморфогенного оруденения; б) обстановка формирования мезозойско-палеогеновых кор выветривания с остаточными, инфильтрационными и осадочными рудными формациями; в) обстановка кайнозойской денудации с образованием золотоносных аллювиальных и аллювиально-делювиальных россыпей.

Хромитовая формация связана с телами серпентинизированных гипербазитов бриентского комплекса, наличие которого является для нее основным рудоконтролирующим фактором. В современном срезе крупных концентраций хромитов не установлено, что не исключает их наличия на глубине.

Комплекс вулканогенно-осадочных рудных формаций включает в себя эффузивно-кремнистую марганцеворудную и медноколчеданную формации. Основным рудоконтролирующим фактором является наличие отложений гумбейской свиты для эффузивно-кремнистой марганцеворудной формации и киембаевской свиты для медноколчеданной формации. Эффузивно-кремнистая марганцеворудная формация приурочена к отложениям гумбейской свиты и локализована в яшмах, яшмоидах и кварц-гематитовых породах среди туфов и туффитов. Оруденение формировалось на некотором удалении от субмаринных гидротермальных источников в условиях чередования рудоотложения и осадконакопления. Оно сопровождается комплексными аномалиями Cu, Pb, Zn, Mn. Медноколчеданная формация связана с проявлением базальтоидного толеитового вулканизма и приурочена к основным вулканитам киембаевской свиты. Оруденение сопровождается зонами карбонат-серицит-кварцевых, карбонат-серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов с обильной сульфидной минерализацией. С поверхности рудоносные зоны фиксируются развалами пористых лимонитов с повышенными концентрациями Cu, Pb, Zn, Au и комплексными геохимическими аномалиями Pb, Zn, Cu, Ag. В пределах зон присутствуют локальные аномалии ВП, участками с интенсивностью 4 % и выше.

Золото-серебряная формация генетически связана с дифференцированным базальтоидным вулканизмом известково-щелочной серии и локализуется в основных вулканитах гумбейской свиты в зонах интенсивной гидротермально-метасоматической проработки. Наличие вулкани-тов гумбейской свиты является региональным рудоконтролирующим фактором для этого типа оруденения. Рудные поля характеризуются развитием метасоматитов аргиллизитовой форма-ции, которые являются рудовмещающими для золото-серебряного оруденения. Метасоматиты часто содержат вкрапленность сульфидов. Оруденение с поверхности фиксируется развалами массивных и сухаревидных лимонитов, локальными слабоконтрастными аномалиями ВП и со-провождается комплексными литохимическими ореолами Cu, Zn, Pb, Ag.

Комплекс магматогенных рудных формаций генетически связан с базитовыми и ультрабази-товыми плутонами, которые играют роль основного рудоконтролирующего фактора. Он вклю-чает титаномагнетитовую и медно-титаномагнетитовую формации. Первая приурочена к габб-роидам куйбасовского и черкасинского комплексов, а также к габбро, габбро-пироксенитам и пироксенитам сахаринского комплекса. Их интрузии выделяются положительными гравитаци-онными аномалиями. Рудные зоны фиксируются интенсивными локальными аномалиями маг-нитного поля. Вторая генетически связана с сахаринским комплексом, плутоны которого выде-ляются в гравитационном и магнитном полях контрастными положительными аномалиями. При-знаками этих типов оруденения служат локальные литохимические аномалии Cu, Zn, Ni, Co. Отнесение к магматическому типу медно-никелевой халькопирит-пентландит-пирит- пирротит-новой минерализации с повышенным содержанием Pt (до 0,06 г/т) и Pd (до 0,16 г/т), выявлен-ной в пироксенитах Сахаринского массива, является предположительным поскольку наблюда-ются следы метасоматического замещения сульфидами пироксена, тесная связь сульфидов с кальцитом и отсутствие четко выраженной сидеронитовой и интерстиционной структур вкрап-ленности [137]. Оруденение этого типа отражает металлогеническую специализацию сахарин-ского комплекса и требует дальнейшего изучения.

Комплекс контактово-метаморфогенных и контактово-гидротермальных формаций, представленный железорудным скарново-магнетитовым оруденением и минерализацией андалузита, волластонита, корунда и магнетита в роговиках. Он приурочен к структурам поднятия фундамента раннекаменноугольных вулканических сооружений, в пределах которых развита дифференцированная серия магматических образований березовской вулканоплутонической ассоциации. Ее становление сопровождалось генерацией рудоносных флюидов. Под их воздействием сформировался большой объем метасоматитов, в ряду которых свое место занимают скарны и магнетитовые руды. Их локализация происходила в фундаменте отдельных вулканических построек центрального типа. Скарново-магнетитовое оруденение фиксируется магнитными аномалиями. Контактново-метаморфогенная минерализация андалузита, корунда, волластонита, магнетита приурочена к роговикам по высокоглиноземистым вулканогенным метасоматитам (аргиллизитам, вторичным кварцитам), местами содержащим убогую молибденовую и корундовую минерализации. Роговики локализуются в эндоконтактной зоне плутонов нижнего карбона и в ксенолитах в них, фиксируются мелкими магнитными аномалиями.

Комплекс гидротермальных магматогенных золоторудных формаций генетически связан со становлением гумбейского комплекса, имеющего Au-Mo-W специализацию и парагенетически – с верхнеуральским комплексом. Золотое оруденение формируется за счет флюидов, отделявшихся на заключительных стадиях кристаллизации их плутонов. Источником Au для объектов, связанных с верхнеуральским комплексом, служили ультрабазиты сахаринского и офиолиты бриентского комплексов. В местах, где плутоны верхнеуральского комплекса прорывают или находятся в непосредственной близости от тел сахаринского и бриентского комплексов, сосредоточено наибольшее количество золоторудных объектов и развиты многочисленные зоны кислотного выщелачивания с тальк-карбонатными, карбонат-кварцевыми апосерпентинитовыми метасоматитами. Оруденение характеризуемых формаций фиксируется комплексными аномалиями Cu, Pb, Zn. В эндоконтакте золотоносных жил часто развиты маломощные зоны березитов, кварц-серицитовых метасоматитов, а в рудных зонах золото-серпентинитовой формации – тальк-хлоритовые и хризотилитовые метасоматиты.

С кацбахским комплексом, имеющем Вi-Мо металлогеническую специализацию, генетически связана кварц-молибденитовая формация, приуроченная к зонам эндо- и экзоконтактов его плутонов. Оруденение локализуется в кварцевых жилах среди зон биотитизации, амфиболизации, эпидотизации и окварцевания и сопровождается комплексными аномалиями Pb, Bi, Mo.

Комплекс гидротермальных метаморфогенных формаций генетически связан с региональным метаморфизмом и включает в себя золото-сульфидно-кварцевую и хрусталеносную кварцевую формации. Они локализованы в породах зеленосланцевой и частично эпидот- амфиболитовой фаций метаморфизма, которые являются основным рудоконтролирующим фактором для этого типа оруденения. Формирование комплекса происходило в результате перераспределения вещества под действием метаморфогенных флюидов из зон высоких ступеней в зоны более низких ступеней метаморфизма, что нередко отражается на составе руд. Так, объекты золото-сульфидной формации содержат, нехарактерную для плутоногенных гидротермальных золото-рудных формаций, вкрапленность галенита, источником которой являются метаморфизованные толщи со стратиформной минерализацией Pb и Zn. Золотое оруденение сопровождается зонами окварцевания, березитизации, лиственитизации и литохимическими аномалиями Pb, Ba, Cu, шлиховыми ореолами и элювиальными россыпями золота.

Состав оруденения комплекса рудных формаций, связанного с остаточной субформацией формации коры выветривания, определяется преимущественно составом субстрата. На гипербазах сахаринского и бриентского комплексов развиты площадные нонtronитовые коры выветривания с оруденением Ni, Co, ЭПГ, Au, минеральных красок, нонtronитовых глин, бурожелезняковых руд. Оруденение тяготеет к корам по серпентинитам, серпентинизированным дуни-там, гарцбургитам, верлитам, оливиновым пироксенитам. В корях выветривания по марганце-носным карбонатным ритмитам кизильской свиты локализуются марганцевые руды, по силикатным породам – остаточные каолины, по биотитсодержащим породам – вермикулитовые руды. Общим рудоконтролирующим фактором для данного рудного комплекса является хорошая

сохранность мезозойских кор выветривания, характерная для мезозойской поверхности, которая занимает значительную часть водораздельных пространств территории.

Главным фактором локализации мезозойско-палеогеновой инфильтрационной минерализация урана и тория является наличие линейных и площадных кор выветривания по углеродсодержащим породам (отложения каменской, караганской, амурской и биргильдинской толщ).

Комплекс осадочных рудных формаций, связанный с мезозойско-палеогеновыми отложениями осадочной субформации коры выветривания, сохранившейся в пределах карстовых впадин, включает залежи бокситов и каолинов. Благоприятными факторами их локализации является наличие карстующихся карбонатных пород и приуроченность карстовых впадин к мезозойской поверхности водораздельных пространств с хорошей сохранностью образований мезозойско-палеогеновой формации коры выветривания, которая, предположительно, имела латеритный профиль. Бокситоносные структуры фиксируются отрицательными гравитационными аномалиями.

Комплекс золотоносных россыпей связан с высвобождением золота при выветривании и последующим перемывом. Локализация россыпей обычно наблюдается в непосредственной близости от коренных источников в пределах единых с ними рудных полей. Аллювиальные и аллювиально-делювиальные россыпи приурочены к линейным отрицательным формам рельефа с отложениями светлинской и наурзумской свит и плиоцен-четвертичными осадками. Эльвиальные россыпи представлены корами выветривания. Развита они по рудным объектам золото-кварцевой, золото-полисульфидно-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-серпентинитовой формаций. Ориентировка таких россыпей подчиняется ориентировке палеозойских структур. В них иногда присутствует неокатанное золото, обломки и выходы золотоносных жил. Россыпи фиксируются старыми разработками, шлиховыми ореолами и потоками. Неогеновые россыпи часто эродированы и перекрыты с поверхности безрудными аллювиальными четвертичными отложениями. На таких участках возможно наличие погребенных аллювиальных четвертичных россыпей с высоким содержанием золота в приплотиковой части.

Магнитогорская минерагеническая зона. В Западно-Агаповском рудном поле расположенном на продолжении структуры палеоподнятия, с которым связано Магнитогорское железорудное месторождение выявлена Западно-Агаповская магнитная аномалия размером 1,5 x 3 км, интенсивностью 300 нТл. На ней прогнозируется скарново-магнетитовое оруденение [105] на глубине 600-1000 м. Ресурсы кат. P₃ – 250 000 тыс. т. (Рекомендации по проведению дальнейших работ здесь и ниже см. на карте полезных ископаемых.)

Карабулак-Богдановская рудная зона связана с палеоподнятием, в центральной части которого выходят плутоны нижнего карбона. В пределах зоны известно проявление железорудной скарновой формации и ряд магнитных аномалий. На Микубайской магнитной аномалии № 87, площадью – 0,6 x 3 км, интенсивностью – 500 нТл вытянутой вдоль контакта плутона московского комплекса и березовской свиты прогнозируется объект скарново-магнетитового типа на глубине 600-1000 м [105]. Ресурсы кат. P₃ составляют 500 000 тыс. т.

Обручевское рудное поле. В его пределах в корях выветривания установлены повышенные концентрации Y, Yb и обнаружен черчит, что позволяет предполагать наличие здесь редкоземельного оруденения остаточного типа с ресурсами кат. P₃ – 16 тыс. т. [116].

Моховое рудное поле. В его пределах развиты марганценозные карбонатные отложения кизильской свиты, с которыми связано Вечернее (Кипчакское) месторождение с ресурсами карбонатных марганцевых руд кат. P₁ – 9900 тыс. т [121]. Ресурсы кат. P₃ карбонатных руд в пределах всего рудного поля – 58 000 тыс. т, окисных руд – 14 000 тыс. т [97]. Среди отложений осадочной субформации формации коры выветривания карстовых впадин известны проявления бокситов, ресурсы которых кат. P₁ оценены в 10 000 тыс. т. [117].

Гумбейская минерагеническая зона. В Субутак-Браиловской рудной зоне на Субутакском массиве выявлена комплексная магнитная (до 1000 нТл) и гравиметрическая (до 5 мГл) аномалия площадью 1,2 x 4 км. В связи с ней прогнозируется вкрапленное титаномагнетитовое оруденение на глубинах до 300 м с ресурсами кат. P₃ – 1 000 000 тыс. т [105]. В этой рудной зоне

известны Субутакская, Хасьяновская, Шафиковская и Муртазинская золотые россыпи с суммарными ресурсами кат. P_1 – 101 кг, кат. P_2 – 171 кг, кат. P_3 – 160 кг [110]. Между Субутакской и Охотской россыпями прогнозируется делювиально-пролювиальная россыпь с ресурсами кат. P_3 – 105 кг (прямой расчет). Также прогнозируются 2 погребенные аллювиальные россыпи в долине реки Субутак и ее левого притока с ресурсами кат. P_3 – 532 кг (прямой расчет). В вулканиках гумбейской свиты выявлена группа комплексных литохимических аномалий Серебряная, связанных с оруденением золото-серебряной формации. Ее ресурсы кат. P_3 оценены в 2,2 т (метод аналогии). В корях выветривания объектов золото-полисульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций ресурсы Au кат. P_3 оценены в 1,9 т (прямой расчет). На проявлении Южном в вулканиках киембаевской свиты в связи с площадной литохимической аномалией прогнозируется объект медно-колчеданной формации. Ресурсы Cu кат. P_2 – 129,6 тыс. т (метод аналогии). Ресурсы Cu кат. P_3 Куйсакской комплексной литохимической аномалии в отложениях киембаевской свиты оценены в 51,8 тыс. т (метод аналогии).

Прогнозные ресурсы Au Черниговского рудного узла кат. P_3 оценены в 1,5 т [110]. Помимо этого, здесь можно ожидать оруденение гидротермальной метаморфогенной золото-сульфидно-кварцевой формации с ресурсами кат. P_2 – 1,8 т (метод аналогии).

Сахаринский рудный узел. В Сахаринском золоторудном поле прогнозные ресурсы Au на флангах известных отработанных золотоносных россыпей составляют: кат. P_1 – 59 кг, кат. P_2 – 365 кг, кат. P_3 – 277 кг [110]. Прогнозируются также мелкие объекты в корях выветривания известных и перекрытых рыхлыми отложениями золотоносных жил золото-кварцевой и золото-полисульфидно-кварцевой формаций с ресурсами кат. P_3 – 0,8 т (прямой расчет).

Сахаринское платино-железо-никелевое рудное поле. В никеленосных корях выветривания Сахаринского месторождения установлены повышенные концентрации платиноидов и золота [14]. Прогнозные ресурсы кат. P_2 в пределах месторождения составляют: Pt – 40,3 т; Pd – 57,4 т; Rh – 4,3 т; Au – 1,9 т (прямой расчет). В рудном поле на участках Юго-восточный и Запад-

ный, где также развиты площадные никеленосные коры выветривания серпентинитов суммарные ресурсы кат. P₃ составляют: Pt – 8,4 т; Pd – 12,1 т; Rh – 0,9 т; Au – 1,3 т (прямой расчет).

Зингейский рудный узел. На проявлении г. Браиловской в основных вулканитах гумбейской свиты прогнозируется объект золото-серебряной формации с ресурсами Au кат. P₂ – 1,5 т (метод аналогии). Потенциальную золотоносность рудного узла подчеркивает россыпь Камалка и комплексные литогеохимические аномалий Восточная и Зингейская. Их ресурсы кат. P₃ оцениваются в 1 т Au (метод аналогии).

Кировская рудная зона. В ее пределах известны проявления золота золото-серпентинитовой формации и ряд золотоносных россыпей. Прогнозные ресурсы Au кат. P₃ оруденения золото-серпентинитовой формации оценены в 2 т (прямой расчет).

В Алексеевско-Кацбахской рудной зоне на Алексеевском месторождении силикатных руд Ni прогнозируются ресурсы кат. P₂: Ni – 25 тыс. т; Co – 1 тыс. т [137]. На 2 известных перспективных проявлениях остаточной формации никеленосной коры выветривания прогнозируется 2 объекта с ресурсами кат. P₂ на проявлении (II-3-38): Ni – 12,9 тыс. т, Co – 1,6 тыс. т и на проявлении (II-3-60): Ni – 14,6 тыс. т, Co – 3,8 тыс. т (прямой расчет). На Кацбахском проявлении ресурсы Ni кат. P₁ оценены в 5,5 тыс. т [137]. Перспективы рудной зоны на выявление силикатных руд Ni установлены в южной части зоны (к северу от пос. Кацбахский) в связи с корой выветривания крупного тела серпентинитов бриентского комплекса. Прогнозные ресурсы кат. P₂ составляют 75 тыс. т Ni и 5 тыс. т Co [118]. Наличие площадных кор выветривания по серпентинитам бриентского комплекса и повышенные концентрации платиноидов в серпентинитах на хромитовых проявлениях г. Лебяжьей позволяют прогнозировать остаточное оруденение платиноидов в корях выветривания. Его ресурсы кат. P₃ составляют: Pt – 4,3 т; Pd – 6,1 т; Rh – 0,5 т (прямой расчет). В ее пределах известно Кацбахское проявление формации первичных каолинов. Его ресурсы кат. P₃ составляют 3,2 тыс. т [75].

Амамбайская рудная зона. В ней выявлено 4 комплексные аномалии магнитного и гравитационного полей, имеющие рудную природу и связанные с вкрапленным титаномагнетитовым

оруденением в плутонах сахаринского комплекса. Амамбайская аномалия размером 1000 x 4000 м и интенсивностью 5000 нТл и 3,5 мГл фиксирует Амамбайское северное и Амамбайское восточное проявления титаномагнетитовых руд. Ресурсы железа кат. P_2 оценены в 1 500 000 тыс. т [105]. В связи с Южно-Амурской аномалией размером 400 x 800 м и интенсивностью 1000 нТл и 1,5 мГл на глубине 600 м прогнозируются рудные объекты с ресурсами кат. P_2 150 000 тыс. т [105]. Прогнозные ресурсы Кондуровской аномалии размером 400x1000 м и интенсивностью 3000 нТл и 1 мГл оценены по кат. P_2 в 500 000 тыс. т [105]. Помимо комплексных геофизических аномалий, выявлена Андроновская магнитная аномалия, которая фиксирует предположительно скарново-магнетитовое оруденение одноименного проявления. Ее ресурсы кат. P_2 составляют 20 000 тыс. т [105].

В Салганском рудном поле выявлено одноименное проявление, связанное с вулканитами гумбейской свиты. Оно фиксируется комплексной аномалией Cu, Pb, Au, Ag. На нем прогнозируется объект золото-серебряной формации с ресурсами Au кат. P_2 – 4 т (метод аналогии).

В Амамбайском рудном поле известны многочисленные отработанные золотоносные жилы и россыпи. Прогнозные ресурсы россыпного золота оцениваются: кат. P_2 – 474 кг; кат. P_3 – 429 кг [110]. Прогнозные ресурсы оруденения золото-полисульфидно-кварцевой формации оценены в 0,7 т [110]. Прогнозируются мелкие объекты в корах выветривания до глубины 30 м, рентабельные для старательской добычи с ресурсами кат. P_3 – 0,52 т (прямой расчет). В пределах рудного поля в западине площадью 1-2 км² вскрыта никеленосная кора выветривания по серпентинитам с содержанием Ni до 1,05% (проявление Амамбайское). Здесь прогнозируется объект остаточного типа формации коры выветривания с ресурсами кат. P_2 : Ni – 19,2 тыс. т, Co – 1 тыс. т и ресурсами кат. P_3 : Pt – 0,4 т, Pd – 0,6 т (прямой расчет). В пределах рудного поля Челябинскгеолкомом приняты прогнозные ресурсы в количестве: кат. P_1 – Ni=60 тыс. т, Co= 4 тыс. т; кат. P_2 – Ni=20 тыс. т, Co=1 тыс. т [118].

В Александровском рудном поле известно 3 проявления золото-серебряной формации, связанные с базальтоидным вулканизмом гумбейской свиты. Они фиксируются комплексными ли-

тохимическими аномалиями в связи с которыми до глубины 200 м прогнозируются золоторудные объекты с ресурсами кат. P₂: Александровское северное - 4,5 т; Александровское южное – 5,6 т; Целинное – 12 т (метод аналогии).

Амурская рудная зона. В ее пределах развиты многочисленные литохимические аномалии Pb, Cu, Zn, Ba среди карбонатно-терригенных отложений нижнего карбона. Аномалии связаны с рассеянной полиметаллической минерализацией стратиформного типа. В рудной зоне за пределами изучаемой площади известно Амурское стратиформное месторождение с ресурсами Zn кат. P₁ – 1080 тыс. т. Прогнозные ресурсы рудной зоны методом аналогии по кат. P₃ оцениваются в 216 тыс. т Zn.

Джабык-Суундукская минерагеническая зона. В Еленинском рудном поле известна золотоносная россыпь, залегающая в тальвеге крупного лога, и выявлен крупный площадной шлиховой ореол с содержанием Au – 0,06-0,1 г/м³. В краевых частях ореола присутствует золото рудного облика [110]. Прогнозные ресурсы рудного поля кат. P₃ оцениваются в 1,3 т Au (прямой расчет). Известно также Михайловское месторождение вермикулита, ресурсы которого кат. P₁ – 840 тыс. т [93].

В Зарянской рудной зоне расположено отработанное месторождение золото-сульфидно-кварцевой формации Александровский прииск, ресурсы которого кат. P₂ оценены в 0,2 т (прямой расчет). Имеются элювиальные россыпи золота. Прогнозируется оруденение гидротермальной метаморфогенной золото-сульфидно-кварцевой формации с ресурсами Au кат. P₃ – 20,5 т (прямой расчет).

В Мандесарском рудном поле находится месторождение 11 лет Октября, которое не отработано полностью и продолжается на глубину [72]. Вблизи месторождения вскрыты золотоносные рудные зоны с содержанием Au 0,2-2,4 г/т, Ag 1-40 г/т [137]. Прогнозные ресурсы Au месторождения кат. P₂ – 2,7 т (прямой расчет). Прогнозные ресурсы рудного поля кат. P₃ оцениваются в 6,9 т (прямой расчет).

В Неплюевском рудном поле известны месторождение Неплюевский прииск, рудная зона которого представлена серией золотоносных кварцевых жил в сланцах и отработанная золотоносная россыпь. В рудном поле прогнозируется оруденение гидротермальной метаморфогенной золото-сульфидно-кварцевой формации с ресурсами кат. P_3 – 1,6 т (прямой расчет).

В Джабык-Суундукской минерагенической зоне известно также проявление пьезокварца Кацбахский участок, представленное 38 хрусталеносными кварцевыми жилами. Прогнозные ресурсы проявления кат. P_2 до глубины 50 м оценены в 10,2 т [81].

9. Гидрогеология.

Характеризуемая территория расположена в пределах Восточно-Уральской группы бассейнов регионального стока коровых безнапорно-субнапорных вод, входящей в состав провинции Большеуральского сложного бассейна корово-блоковых безнапорных и напорных вод (схема ВСЕГИНГЕО, 1988 г.). Широко распространены трещинные, включая локально развитые трещинно-карстовые, воды. Ограниченно развиты трещинно-жильные и пластово-поровые воды.

Пластово-поровые воды сосредоточены в песчано-гравийно-галечных отложениях основания разреза аллювия долин рек Урал, Гумбейка и Зингейка. Мощность горизонтов – от 1,5 до 4,5 м, в среднем – 3 м. На участках развития существенно глинистых слабопроницаемых пород воды засолены. Дебит скважин – 0,01-0,3 л/с, в среднем – 0,15 л/с [122]. Питание водоносного горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, а в период сезонного высокого стояния уровня воды в реках – подпитывания его поверхностными водами. Минерализация вод редко превышает 1,0 г/л. Химический состав их колеблется от гидрокарбонатно-кальциево-магниевого зимой до гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-магниевого летом. Воды – очень жесткие. Местами наблюдается их химическое и биологическое загрязнение, вызванное сбросами промышленных и сельскохозяйственных предприятий. Особенно сильно загрязнен промышленными водами ММК участок реки Урал от северной рамки площади до п. Воздвиженский. Для крупного водоснабжения аллювиальные воды бесперспективны.

Трещинные воды образуют горизонт, приуроченный к проницаемым в разной степени образованиям практически сплошь развитой коры выветривания. Выделены шесть водоносных зон (см. схему). Мощность их – до 30-200 м. Наиболее водообильными являются зоны карста на карбонатных породах, глубина развития которого составляет часто первые десятки-первые сотни метров, достигая иногда 400 м. Однако карст развит локально, что ограничивает ресурсы этого типа вод. Обширно распространенные коры выветривания силикатных пород достигают обычно мощности в 30-80 м, иногда больше или меньше. Вследствие существенно глинистого состава они слабо водоносны. Накопление трещинных вод ограничено также засушливостью климата и довольно существенной расчлененностью рельефа сетью долин, по которым происходит разгрузка их в виде родников и мочажин. Питание вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поглощения поверхностного стока. Дебит скважин, в основном, не более 1 л/с. Воды – преимущественно мягкие, реже умеренно жесткие, пресные до слабосоленоватых, по химическому типу – гидрокарбонатные с минерализацией 0,1-1,0 г/л, сульфатные с минерализацией 0,5-1,0 г/л и гидрокарбонатно-хлоридные с минерализацией 0,5-3,0 г/л. Из катионов установлены натрий, кальций и магний. На севере Кацбахского массива гранитоидов развиты радоновые воды. По физико-химическим свойствам трещинные подземные воды отвечают требованиям ГОСТа к питьевой воде, за исключением отдельных участков с повышенной минерализацией, и могут использоваться для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Вследствие малой мощности, либо отсутствия над водоносными горизонтами покровных глинистых отложений защищенность их от загрязнения весьма слаба. Загрязнение вод часто интенсивно в населенных пунктах: содержание нефтепродуктов до 1,1 мг/дм³, сульфатов – до 890 мг/дм³ [74].

Табл. 15. Запасы подземных вод хозяйственно-питьевого назначения разведанных месторождений.

№ п/п	Месторождения	Утвержденные эксплуатационные запасы	Сведения об эксплуатации
1	Усть-Гумбейское	1,5 тыс.м ³ /сут	Не эксплуатируется
2	Сахаринское	0,92 тыс.м ³ /сут	Не эксплуатируется

Большая часть естественных ресурсов (около 65%) формируется на площади водосборов рек Урал и Гумбейка. Водоснабжение населенных пунктов осуществляется за счет отбора подземных вод из одиночных скважин и колодцев. На площади известны два месторождения с утвержденными запасами (табл.15). Наиболее перспективными для обнаружения подземных вод яв-

ляются площади развития карста и зоны тектонитов в гранитоидных массивах, где они по качеству отвечают требованиям ГОСТа «Вода питьевая». Водообильны также зоны региональных разломов, однако качество воды в них изучено недостаточно.

10. Эколого-геологическая обстановка

Территория листа расположена в зоне разнотравно-злаковых степей. Широко развиты щелоченные черноземы и луговые почвы, структура которых позволяет отнести территорию к подтипу южной лесостепи лесостепного типа. Выделено три класса природных ландшафтов. В западной увалисто-холмистой части листа загрязняющие вещества накапливаются на водоразделах, слабо выносятся на склонах. В восточной равнинной его части преобладает накопление загрязнений, вынос практически отсутствует. На аккумулятивных поверхностях долины реки Урал и ее притоков развиты аллювиальные глинисто-песчано-галечниковые отложения, имеющие малую устойчивость к загрязнениям. В поймах речных долин загрязнители аккумулируются и выносятся в период паводка. Преобладают ландшафты малоустойчивые и средней устойчивости, обеспечивающие возможность накопления загрязнителей. В связи с деятельностью горных предприятий, широко развиты техногенные ландшафты. В северо-западной части листа – участок с кризисной обстановкой. Он охватывает карьеры Агаповского месторождения известняков, обогатительную фабрику и прилегающие земли, включая пос. Агаповка. Агаповский карьер ММК по добыче известняков имеет площадь 2х0,8 км, глубину 55 м, добывает в год 2,8 млн. т известняков. В отвалах его 24 млн. т пород. Около п. Агаповка расположена обогатительная фабрика. Ее накопленные отходы около 10 млн. т. Воды карьера Агаповского месторождения (30-35 млн. куб. м в год) сбрасываются в р. Урал. Последствия пока не изучены. Возможна активизация карста, провалов, оползней и т.д. Карьеры, отвалы, взрывы, откачка воды приводят к нарушению динамического равновесия геологической среды, перераспределению статических нагрузок. Возможна активизация эндогенных процессов вплоть до землетрясений. Кризисная ситуация (зона ЧЭС по критериям Минприроды, 1992) наблюдается здесь во всех оболочках геосистемы. Сверх нормативов запылен и загрязнен токсичными элементами воздух,

на значительной территории выведена из оборота плодородная почва. Загрязнена водная среда, особенно на застойных участках: в прудах, плесах, в бедственном состоянии находится растительность. Этот участок обрамлен территорией с напряженной экологической обстановкой преимущественно техногенной природы. Он испытывает суммарное воздействие ММК и предприятия “Кальцит”, нарушен добычей песков в пойме р. Урал, избыточным выпасом скота, интенсивными сельхозработами с применением пестицидов и искусственных удобрений. Запыленность воздуха (как и на участке с кризисной ситуацией) порядка 4 ПДК (до 10), окиси углерода и двуокиси азота – более ПДК. Многолетними космическими съемками установлено загрязнение снегового покрова на листах N-40-107, -108. Добыча АО “Магнитострой” песчано-гравийных смесей на Агаповском месторождении (5,5 км вдоль р. Урал) привела к уничтожению Богатого острова, представляет угрозу Аблязовским лугам – ботаническому памятнику. Агаповским карьером использован земельный отвод в 306,3 га. В образующихся после разработки водоемах вода имеет рН до 11,4, а высокий уровень воды в них вызывает заболачивание прилегающих поливных участков (96 га), выводит их из оборота. Рекультивированные (80,4 га заболоченной суши) земли не очищены от промходов.

В восточной части площади выделен участок с напряженной обстановкой природного характера. Здесь развиты интрузивные образования, коры выветривания развиты фрагментарно. На участке располагаются части Челябинско-Джабыкской и Кацбахско-Суундукской радиохимических зон с высоким радоновым потенциалом: более 762 Ки/км². При региональном гидролитохимическом опробовании стока малых рек выявлен обширный ареал урана [80]. В донных осадках урана – до 45 мг/кг (табл. 16). Многие аномалии гамма-активности имеют интенсивность в сотни мкР/ч (Бахтинская аномалия у разъезда Сезонный – 340 мкР/ч), а фон превышает 20-30 мкР/ч (выше предела, установленного для зон с удовлетворительной ситуацией (Крите-

Табл. 16. Среднее содержание ЕРН в массивах Качкарско-Адамовской зоны.

Массив	Средние содержания		
	U (г/т)	Th (г/т)	K (%)
Джабыкский	5,5	24,9	3,2
Бутакский	4,3	21,0	-
Неплюевский	3,6	17,8	-
Джабыкский, лейкократовые граниты	9,3	35,0	3,7

рии Минприроды, 1992). Ураном “заражен” весь разрез рыхлых отложений. В рыхлых образованиях около п. Новинка урана – до 500 мг/кг, около пос. Джабык – до 340 мг/кг.

Остальная территория листа характеризуется относительно удовлетворительной эколого-геологической обстановкой (зона ОУС). Значительная часть зоны ОУС природно насыщена токсичными элементами и ЕРН в соответствии с ее металлогенической зональностью. К узлам, зонам, полям медноцинкового оруденения, железооруденения, к золоторудным и редкометальным зонам приурочено загрязнение почв халькофильными элементами (цинк, свинец, медь, мышьяк и другие) первой и второй групп токсичности. Наиболее “загрязнены” этими элементами участки около пос. Наваринка, Субутак, Черниговский, Браиловский, Зингейский, Путь Октября, Обручевка, Полоцкое, Черкасы и др. Никелем, хромом и кобальтом в количествах, в десятки и сотни раз превышающих ПДК, обогащены почвы над ультраосновными массивами и на прилегающих участках. В соответствии с металлогенической зональностью токсичными элементами насыщены донные отложения, повышено их содержание в грунтовых водах. Радиохимическая зона второго порядка (385-762 Ки/км² радона) приурочена к Карабулакской группе интрузивных массивов [92]. Ряд природных и техногенных процессов отмечаются во всех выделенных эколого-геологических зонах. Общее загрязнение поверхности земли связано с глобальными явлениями: выпадением искусственных радионуклидов, разнообразных токсичных элементов и веществ в количествах, пока не достигающих предельно допустимых. Так, содержание на поверхности земли стронция-90 и цезия-137 уже достигает 0,15-0,35 Ки/км² (ВУРС оконтурен по содержаниям 2 Ки/км²). Распределение искусственных радионуклидов контролируется ландшафтами. Экзогенные природные геологические процессы проявлены небольшими участками подтопления, заболачивания, засоления и дефляции почв, эрозии берегов прудов и рек, сезонного пучения грунтов. Кроме Агаповской площади крупные карьеры и отвалы находятся вблизи пос. Гумбейка (700 тыс. куб.м гранодиоритового щебня в год), в п. Новокаолиновый (добыча каолиновых глин), на Сахаринском месторождении силикатных никелевых руд. Прилегающие площади запылены, а около Сахаринского рудника – загрязнены тяжелыми металлами. В районе много небольших карьеров по добыче глин, щебня, песка и других строи-

тельных материалов, известны старые карьеры и отвалы по добыче золота, около которых отмечено загрязнение свинцом, цинком, мышьяком, ртутью и другими токсикантами. Карьеры используются для складирования мусора. Всего карьерами и отвалами занято 1,2 тыс. га земель.

В связи с вырубкой лесов и распашкой степи широко развита дефляция, пыльные бури повторяются через 5-10 лет, приводя на отдельных участках к полному уничтожению плодородных почв. В верховьях водохранилищ и ниже плотин развивается подтопление полей и пастбищ. Смыв почв приводит к заиливанию водоемов. Изменения уровней и динамики грунтовых вод в условиях частых засух приводят к засолению. На плотинах отмечаются суффозионные провалы, связанные с паводками. Реки и пруды загрязняются фермами, автодорогами, скотомогильниками, складами ГСМ. Водоохранные зоны рек Зингейка и Гумбейка часто не соблюдаются.

Геологическая среда находится в тесной связи с другими компонентами экосистемы. Наиболее интенсивное влияние на них она оказывает на площади листа при механогенезе запылением воздуха, загрязнением почв, подземных и поверхностных вод. На участках с повышенным природным содержанием в породах токсичных и радиоактивных элементов установлено наследование этих элементов водами, биотой, особенно растительностью. С другой стороны, сельхозработы приводят к загрязнению геологической среды, в том числе подземных вод, вредными веществами, глобальные выпадения – радионуклидами. Гидротехнические и сельскохозяйственные работы влияют на скорость экзогенных процессов. К наиболее опасным для геологической среды процессам относятся развитие горного производства, связанная с ним деградация почв и водных ресурсов, активизация геохимических процессов в верхней части разреза. Механогенез относится к необратимым процессам, умеренное загрязнение при его дальнейшем прекращении может быть ликвидировано механизмами самоочищения биосферы. К обратимым внеучастков механического нарушения ландшафтов относятся изменения биоценозов.

Для выхода из кризисной и напряженной ситуации необходимо: сократить количество текущих выбросов и сбросов, утилизировать отходы горнообогатительного производства или рекультивировать их склады, завершить создание установки по использованию высокоминерали-

зованных вод (ММК и КБ им. Макеева), провести озеленение нарушенных территорий, организовать экологический мониторинг с разработкой рекомендаций по природопользованию, в том числе недропользованию, прекратить дальнейшее механическое изменение природных ландшафтов, сократить нагрузку на них (выпас скота и т.п.). Эти мероприятия приведут к сокращению и западной зоны напряженного экологического состояния. Что касается восточной напряженной зоны, то вся деятельность в ее пределах должна учитывать радиологический фактор, не подлежащий регулированию, сводить к необходимому минимуму воздействие этого фактора на человека. Важную роль для восстановления нарушенных ландшафтов призван сыграть планируемый национальный парк “Аркаим”.

Заключение

В результате проведенных исследований собран и обобщен большой фактический материал по геологии и полезным ископаемым района, получены новые оригинальные данные по стратиграфии, магматизму и металлогении. Предложена по существу новая схема стратиграфии девонских отложений Восточномагнитогорской и Уйско-Новооренбургской зон, палеонтологическое обоснование которой по конодонтам проведено О. В. Артюшковой и В. А. Масловым. Детально расчленены отложения карбона Магнитогорской мегазоны.

Получен обширный материал по петрологии и геохимии магматических пород, который использован при геодинамических построениях. По представлениям авторов структура площади представляет собой коллаж блоков уралид, сформировавшийся в результате скупивания и преобразования комплексов активной (островодужной) окраины Русской платформы. Установлено, что в Кочкарско-Адамовской зоне доминируют метаморфизованные образования раннепалеозойской астафьевской вулканоплутонической ассоциации. Это обстоятельство объясняет установленный ранее факт низкого первичного отношения изотопов стронция в пермских коллизионных S-гранитах. Вместе с тем такая точка зрения не является общепринятой, некоторые исследователи, в том числе редактор настоящей записки, считают часть образований этой ассоциации (рымникская свита, слюдинская толща, а в Уйско-Новооренбургской зоне – новоорен-

бургская (лесная) толща) докембрийскими. Среди этих пород необходимо провести дополнительные поиски фауны. Следует продолжить также поиск вероятных фрагментов метаморфогенных образований низкоградиентной фациальной серии, связанных с аккреционными событиями на рубеже силура и девона. С преобладающими в строении территории надсубдукционными вулканоплутоническими ассоциациями связаны месторождения и проявления золота, серебра, меди, цинка, железа, хрома, платины и палладия. Авторами высоко оцениваются перспективы обнаружения золото-серебряного и платино-палладиевого оруденения.

Получены новые данные, подтверждающие распространение на территории раннедевонской офиолитовой ассоциации. Вместе с тем, раннедевонский возраст вулканитов этой ассоциации, включенной нами в состав киембаевской свиты и тюлькубайской толщи, ставится под сомнение В. А. Масловым, О. В. Артюшковой, а также редактором настоящей записки. Продолжаются дискуссии о возрасте и генезисе ультраосновных пород в районе п. Аблязово (Сара-тюбинская толща). Для решения этих вопросов необходимы интенсивные биостратиграфические исследования, учитывая, что перспективы поисков фауны, в частности, конодонтов, здесь достаточно хорошие, хотя и требуют больших затрат времени даже для опытных палеонтологов. В условиях слабой обнаженности территории необходимо также проведение целенаправленных горных работ (прежде всего бурения) для выяснения положения в разрезе слоев с фауной, их взаимоотношений с вмещающими образованиями. Без этих работ не снять остроту дискуссий о принципиальном устройстве земной коры региона и соответственно оценке ее ресурсов. Поскольку образование главных полезных ископаемых генетически или парагенетически связано с формированием вулканоплутонических ассоциаций, то на доизучении и более детальном расчленении их, по нашему мнению, следует сосредоточить основные усилия в дальнейшем. Требуется более детальное расчленение березовской ассоциации, с которой связано образование железорудных залежей, в особенности вулканитов березовской свиты. Необходимо более детальное изучение гумбейской золотоносной вулканической ассоциации. Недостаточно еще изучены вулканогенные образования Уйской подзоны и формации ультрабазитов. Дискуссионным остаются вопросы формационной принадлежности дунитов, а также сиенитов и монзонитов Сахаринско-

го массива. Необходимо также продолжить изучение соотношения различных формаций ультрабазитов. Слабо изучены дайковые комплексы, особенно наиболее поздние. Их петролого-геохимическое доизучение может пролить свет на коллизионную историю Урала. Недостаточно изучено первичное платино-палладиевое оруденение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Анцыгин Н.Я.* К стратиграфии ордовика на восточном склоне Урала. В сб. Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала. М., 1985, с. 68-86.
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. *Вулканизм* позднего девона Магнитогорского мегасинклинория (геология, петрохимия, геохимия). Салихов Д.И., Яркова А.В., Салихова Р.Н., Мосейчук В.М. Препринт. Уфа. ИГ БАН СССР, 1987. 33 с.
4. *Вулканизм Южного Урала.* Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
5. *Говорова А.В.* Высокоглиноземистые продукты палеозойской поствулканической деятельности на Урале. М.: Наука, 1979. 122 с.
6. *Горожанин В.М.* Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала. Автореферат дисс. на соискание уч. ст. Уфа, 1995.
7. *Горожанин В.М., Мосейчук В.М., Сурин Т.Н.* Новые данные о составе и возрасте гранитоидов Джабыкского и Астафьевского массивов. Ежегодник-1997. ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1999, с.191-196
8. *Заварицкий А.Н.* Материалы для изучения золотоносных районов Урала. Ч.1. Гумбейский золотоносный район. Ч. II. Тогузакский золотоносный район. Геол. Ком. Мат. по общ. и прикл. геологии, вып. 16, 1926.

9. *Знаменский С.Е., Знаменская Н.М.* Силурийская островодужная базальт-андезитобазальт-овая формация северной части Магнитогорского мегасинклинория на Южном Урале. Ежегодник-1993. Информационные материалы. УНЦ РАН. 1994. 188 с.
10. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала. Дисс. на соискание уч. ст. Екатеринбург, 1998. 253 с.
11. *Климатическая геоморфология денудационных равнин.* Дедков А.Н., Мозжерин В.И., Ступишин А.В., Трофимов А.М. Казань. Изд. Казанского ун-та. 1977.
12. *Клюжина М.Л.* Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука. 1985. 190 с.
13. *Корреляция вулканогенных комплексов девона Магнитогорской мегазоны.* Маслов В.А., Яркова А.В., Артюшкова А.В., Мосейчук В.М. и др.: Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тезисы докладов VI Уральского петрографического совещания. Часть 2. Екатеринбург. 1997, с. 31-33.
14. *Лазаренков В.Г., Таловина И.В.* Распределение элементов платиновой группы в никелевых латеральных корах Сахаринского и Елизаветинского месторождений, Урал.: Тезисы докладов симпозиума «Минерально-сырьевые ресурсы стран СНГ». Спб. 1996, с. 33-34.
15. *Лампроиты Южного Урала.* Лукьянова Л.И., Багдасаров Э.А., Маренчев А.М. и др. В сб.: Геология и минералогия подвижных поясов. Екатеринбург.: Уралгеолком. 1997, с.174-186
16. *Либрович Л.С.* Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 81. Л. – М.: ОНТИ. 1936.
17. *Львов Б.К., Ветрин В.Р., Кетрис М.П.* Геологическое положение и петрографические особенности гранитоидов Джабыкско-Суундукского района (Южный Урал). В сб.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Т. II. Издательство Ленинградского университета. 1964.

18. *Малахова И.П.* Проблемы стратиграфии зеленокаменного комплекса восточного склона Урала. Тр. ИГ УФАН АН СССР, вып. 75. Свердловск. 1965. 126 с.
19. *Мамаев Н.Ф.* Докембрий и нижний палеозой восточного склона Южного Урала. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 6. М. Госгеоллиздат. 1958, с.58-70.
20. *Мосейчук В.М., Кашина Л.В., Коллегова Т.Ф.* О составе и условиях формирования осадочных толщ палеозоя Джабык-Суундукской подзоны Восточно-Уральской зоны (Южный Урал). В сб.: Седиментогенез и литогенез осадочных образований. Уральское литологическое совещание. Тезисы докладов. Екатеринбург. 1996, с.102-103.
21. *Мосейчук В.М., Сурин Т.Н.* О псевдонаходках хромистых пиропов в фамен-турнейских пикритовых туфах и триасовых лампроитоидах Магнитогорской мегазоны (Южный Урал). В сб.: Минералогия Урала. Материалы III регионального совещания (12-14 мая 1998 г.) Т. II. Миасс. 1998¹, с.33-34.
22. *Мосейчук В.М., Сурин Т.Н.* Фамен-турнейская базальтпикритовая (сара-тюбинская) толща Восточно-магнитогорской зоны Южного Урала: геология, геохимия, минералогия и петрогенезис. Уфа. 1998². 112 с.
23. *Мосейчук В.М., Сурин Т.Н.* Новые данные о раннепалеозойских надсубдукционных комплексах Южного Урала. В сб.: Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Тезисы докладов Международной научной конференции «Чтения А.Н. Заварицкого», посвященной 115-летию со дня рождения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург. 1999¹, с.98-102.
24. *Мосейчук В.М., Сурин Т.Н.* Ранний палеозой восточного склона Южного Урала. В сб.: Геология и полезные ископаемые Республики Башкортостан, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы. Материалы III Республиканской геологической конференции. Уфа. 1999², с.48-52
25. *Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Кашина Л.В.* О генезисе нижнепалеозойских отложений Джабык-Суундукской подзоны. В сб.: Магматизм, метаморфизм и глубинное строе-

- ние Урала. Тезисы докладов VI Уральского петрографического совещания. Ч. I. Екатеринбург. 1997, с.147-150.
26. *Никифорова К.В.* Континентальные мезо-кайнозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала. Тр. инст. геол. Наук. Вып. 45. Сер. геол. № 13. 1948.
27. *Никифорова К.В.* Кайнозой голодной степи Центрального Казахстана. // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 45. 1960.
28. *Обзор* данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. Овчинников Л.Н., Степанов А.И. и др. В сб.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральского петрографического совещания. Т.1. Свердловск, 1969, с.173-204.
29. *Объяснительная* записка к геоморфологической карте Урала. Сигов А.П., Шуб В.С., Вербицкая Н.П. и др. Свердловск: ПГО «Уралгеология». 1981. 232 с.
30. *Орогенный* гранитоидный магматизм Урала. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Раппорт М.С. и др. Миасс. 1994. 250 с.
31. *Особенности* изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. Ненахов В.М., Иванников В.В., Кузнецов Л.В. Стрик Ю.Н. М.: Роскомнедра. Геокарта. 1992. 100 с.
32. *Палеогеография* ордовика Магнитогорской и Восточноуральской мегазон Южного Урала. Мосейчук В.М, Сурин Т.Н., Кашина Л.В., Коллегова Т.Ф. В сб.: Палеогеография венда раннего палеозоя (ПВРП-96). Тезисы докладов всероссийского совещания. Екатеринбург. 1996, с.104-107.
33. *Петренко А.А.* Нижнекаменноугольные месторождения каменных углей и антрацитов Южного Урала. Тр. Ин-та геол.наук АН СССР. Вып. 79. Угольная серия № 1. 1946.
34. *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М., 1995. 298 с.

35. *Плюснин К.П., Плюснина А.А.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Южноуральская. Лист N-40-XXX. Объяснительная записка. М.: Недра. 1965. 91 с.
36. *Порошин Е.Е., Северин В.В.* Акцессорные хромшпинелиды и некоторые вопросы петрологии базальтов Магнитогорского синклиория. ЗВМО. 1987. Вып. 6, с.705-713.
37. *Путеводитель* экскурсии по разрезам карбона восточного склона Южного Урала (Магнитогорский синклиорий). Материалы к симпозиуму по стратиграфии каменноугольных отложений Урала. Плюснина А.А., Яркова А.В., Качанов Е.И. и др. Свердловск. 1972. 114 с.
38. *Пучков В.Н.* Тектоника Урала. Современные представления. // Геотектоника. 1997. № 4, с. 42-61.
39. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Новые данные по тектонике Урала. // Геотектоника. 1987. № 2, с. 24-35.
40. *Рогов В.И.* Базальтовый вулканизм вторичного Кизильского прогиба (восточный склон Южного Урала). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата г.-м. наук. М.: МГУ. 1976. 37 с.
41. *Романовский С.И.* Динамические режимы осадконакопления. Л.: Недра.1985. 263с.
42. *Романовский С.И.* Литодинамика осадочных бассейнов. СПб: (Осадочные бассейны России. Вып. 1.: Роскомнедра, ВСЕГЕИ). Спб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 1996.
43. *Ронкин Ю.Л.* Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала. Ежегодник-1988. Институт геологии и геохимии УрО РАН. Свердловск. 1989., с.107-110.
44. *Румянцева Н.А.* Типы базальтовых ассоциаций Урала и вопросы их петрогенезиса. В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск. 1974.
45. *Салихов Д.Н.* Средне-позднепалеозойская история развития Магнитогорского мега-синклиория. Дисс. на соискание ученой степени д-ра м.н. Екатеринбург. 1997. 86 с.
46. *Салихов Д.Н., Митрофанов В.А., Горожанин В.М.* Верхнеуральская группа интрузивов (геология, вещественный состав). Препринт. Уфа. 1990. 32 с.

47. *Салихов Д.Н., Яркова А.В.* Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского ме-
гасинклинория. Уфа. ИГ БНЦ УрО РАН. 1992. 136 с.
48. *Семенов И.В.* Пространственные и временные границы открытия, закрытия, форми-
рования океанической рифтовой структуры и ширина раздвиг в различных частях
Урала. ИГГ УрО РАН. Ежегодник-1995. Екатеринбург. 1995, с.52-56.
49. *Серавкин И.Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука.
1986. 268 с.
50. *Сергиевский В.М.* Вулканизм и метаморфизм Магнитогорского района. В кн.: Геоло-
гия СССР. Т. XII. Урал. 1. Л. – М. Госгеолиздат. 1944.
51. *Сигов А.П.* Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра. 1969.
52. *Смирнов Г.А., Смирнова Т.А.* Материалы к палеографии Урала. Очерк IV. Турнейский
век. Труды ИГГ УФАН СССР. Свердловск. 1967.
53. *Сондерс А.Д., Тарни Дж.* Геохимические характеристики базальтового вулканизма в
задуговых бассейнах. В кн.: Геология окраинных бассейнов. М.: Мир. 1987, с. 102-
133.
54. *Сурин Т.Н.* Петролого-минералогические исследования магматитов Восточномагни-
тогорского пояса (Южный Урал). Миасс.: Геотур. 1997. 310 с.
55. *Сурин Т.Н.* Триасовые лампроитоиды и лампрофиры (колымбаевский комплекс) Вос-
точномагнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия и петрогенезис.
Уфа. 1999. 127 с.
56. *Сурин Т.Н., Мосейчук В.М.* Геодинамические условия формирования важнейших
рудных формаций Магнитогорской мегазоны (Южный Урал). В сб.: Металлогения
складчатых систем с позиций тектоники плит. Тезисы докладов I всероссийского ме-
таллогенического совещания. Екатеринбург. 1994, с. 203-206.
57. *Сурин Т.Н., Мосейчук В.М.* Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканиче-
ского пояса. Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28), с.11-18.
58. *Тимофеев Д.А.* О педиментах и равнинах педиментации. Геоморфология. № 3. 1974.

59. *Ферштатер Г.Б.* Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Тр. ГГИ УФАИ СССР. Свердловск. 1966.
60. *Ферштатер Г.Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука. 1987. 231 с.
61. *Формирование земной коры Урала.* Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. М.: Наука, 1986. 248 с.
62. *Фролова Т.Н., Бурикова И.А., Гуцин А.В.* Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра. 1985. 275 с.
63. *Цаур Г.И., Якушев В.М.* Методические рекомендации по литологическому расчленению континентальных мезозойских и дочетвертичных кайнозойских отложений восточного склона Урала и западной части Зауралья. Свердловск. 1982. 136 с.
64. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика / Геотектоника. 1995. № 6, с.32-44.
65. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург. 1998. 203 с.
66. *Яхимович Н.Н.* К стратиграфии плиоценовых и нижнеплестоценовых отложений Южного Урала (пояснение к новым местным стратиграфическим подразделениям плиоцена и четвертичной системы, выделенным на восточном склоне Южного Урала. В кн.: Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала. М. Наука. 1965.
67. *Eissen J-H., Nohara M., Colten J., Hirose K.* North Fiji Basin basalts and their magma sources: Part I. Incompatible element constraints // *Marine Geol.* 1994. V. 116. P. 153-178.
68. *Price R.C., Johnson L.E., Crawford F.J.* Basalts of the North Fiji Basin: the generation of back arc basin magmas by mixing of depleted and enriched mantle sources // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 105. P. 106-121.
69. *Rock N. M. S.* The nature and origin of ultramafic lamprophyres: an overview // *Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publ.* 1987. N. 30. P. 191-226.

Фондовая

70. *Алексеев В.А., Пуцаев А.М., Сычев В.М., Алексеев Г.А., Пангото В.И., Кондратенко В.Ф., Скурихина В.М.* Отчет Бриентской партии по крупномасштабному глубинному геологическому картированию территории листов N-40-131-Г-б, -г, -132-В-а,-в, -143-Б-в,-г, -144-А-а,-в, -В-а, -в в Теренсайском рудном районе в 1981-84 г.г. Т. 1-3. Оренбургский ТГФ. 1984.
71. *Ананьева Е.М., Семенов Б.Г., Берлянд Н.Н. и др.* Отчет партии региональной геофизики по теме: «Изучение особенностей физических полей Урала по основным структурно-формационным зонам с целью глубинного обоснования их металлогенической специализации и прогнозной оценки на комплекс полезных ископаемых за 1978-81 г.г.». Уралгеолфонд. 1981.
72. *Антохина Е.В., Селиверстова Р.Н. и др.* Прогнозная карта на золото по Гумбейскому и Кацбахскому золоторудным районам Челябинской области масштаба 1:200000 листы N-40-XVIII (вост. половина), - XXIV, - XXXV (сев. половина). Т.1 и 2. Челябинский ТГФ. 1968.
73. *Ануфриев Ю.Н.* Отчет по теме: «Детальное прогнозирование и оценка промышленных перспектив Астафьевского и Западного месторождений пьезооптического кварца». Челябинский ТГФ. 1978.
74. *Афонина Н.В.* Отчет по теме: Оценка обеспеченности Челябинской области ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения. N-40. Т. 1 и 2. Челябинский ТГФ. 1996.
75. *Бабушкина М.С., Листопадская В.Н. и др.* Отчет по теме: «Перспективы выявления новых месторождений каолинов и огнеупорных глин на восточном склоне Южного Урала и в Зауралье». Т. 1-3. Челябинский ТГФ. 1975.

76. *Баранова В.Н.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на Пещерском месторождении строительного камня, проведенных в Агаповском районе Челябинской области в 1971-74 г.г. Т.1. Челябинский ТГФ. 1974.
77. *Беккер Ю.Р., Терешко В.В., Кишка Н.В.* Разработать и внедрить корреляционную литолого-стратиграфическую схему венда Урала и обосновать положение потенциально рудоносных отложений. Отчет по заказ-наряду № 142324/401 за 1986-1988 г.г. Т. 1 и 2. Фонды ВСЕГЕИ, 1988.
78. *Бобылев Н.Н., Каранетян А.Г.* Геолого-геофизический отчет о результатах поисковых работ на никель, проведенных в Кизильском районе Челябинской области на Южном Урале в 1963. Т. 1 и 2. Челябинский ТГФ. 1964.
79. *Бобылев Г.Н., Сергеев О.П.* Сахаринское месторождение силикатных никелевых руд на Южном Урале. Т. 1-3. Челябинский ТГФ. 1969.
80. *Болсун А.М., Верховцев В.А., Туров И.Ф.* Результаты региональных гидрогеохимических поисков масштаба 1:1000000 по стоку малых рек на Южноуральской площади. Т.1. Челябинский ТГФ. 1982.
81. *Бондарев А.Н.* Поисковые работы на горный хрусталь в пределах Кацбахской площади. Отчет партии № 12 за 1989-1992 г.г. Т.1. Челябинский ТГФ. 1992.
82. *Быков В.Н.* Геологический отчет о результатах поисково-разведочных работ на Субутакском месторождении вермикулита, проведенных в 1964-65 г.г. Т.1. Челябинский ТГФ. 1966.
83. *Глаголева Т.В.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпное золото на Амамбайском участке в Кизильском районе Челябинской области. Т. 1 и 2. Челябинский ТГФ. 1994.
84. *Гузовский Л.А., Савельева К.П., Иванов В.И. и др.* Отчет Синарского отряда по проведению поисково-опробовательских работ с целью поисков элювиальных бокситов на восточном склоне Северного, Среднего и Южного Урала и западном склоне Среднего Урала в 1971-74 г.г. Т.1. Челябинский ТГФ. 1974.

85. *Емельянов Ю.С., Мещерякова Г.Н., Баринов А.А. и др.* Геологическая карта Южного Урала масштаба 1:50000. Планшеты N-40-119-Б и N-40-120-А (Отчет о работе Зингейской геологосъемочной партии за 1958-59 г.г.). Т.1-3. Челябинский ТГФ. 1960.
86. *Жилин И.В., Плохих Н.А., Петров Г.К.* Совершенствование критериев и методов прогнозирования и поисков месторождений магнетитовых руд с оценкой их прогнозных запасов по территории Челябинской области. Отчет за 1987-89 г.г. Т.1-7. Челябинский ТГФ. 1989.
87. *Замига Ю.Н., Бабкин В.В. и др.* Геологическая карта Урала м-ба 1:50000 планшетов N-40-96-В, N-40-108-А. Отчет о работах Субутакского геологосъемочного отряда, выполненных в 1959-62 г.г. в Агаповском и Кизильском районах Челябинской области. Т.1-4. Челябинский ТГФ. 1965.
88. *Захарьевич А.Н.* Отчет по теме: «Перспективы угленосности нижнекаменноугольных отложений восточного склона Урала и Зауралья на территории Челябинской области». Т.1. Челябинский ТГФ. 1970.
89. *Захарьевич А.Н., Замига Ю.Н. и др.* Геологическая карта Южного Урала масштаба 1:50000. Планшеты N-40-95-Г, N-40-107-А и Б (отчет о работах Магнитогорской геологосъемочной партии за 1957-59 г.г.). Т.1 и 2. Челябинский ТГФ. 1960.
90. *Зейгермахер А.Л., Коптяев А.Ф.* Геологический отчет о результатах поисковых работ, проведенных Карталинской партией УКСЭ на Южном Урале в 1063 г. (редкие металлы). Т.1. ТГФ «Уралгеолком». 1964.
91. *Ибрагимов Ю.Р., Попова Т.А., Кислицин П.А. и др.* Отчет о проведении общих поисков медных и медно-полиметаллических руд на Североамурском участке в Агаповском, Кизильском и Брединском районах Челябинской обл. в 1978-81 г.г., Т.1 и 2. Челябинский ТГФ. 1981.
92. *Илларионов В.Д., Зейгермахер А.Л., Усольцев Ю.С.* Систематизация данных о естественной радиоактивности территории Челябинской области (Отчет о результатах научно-исследовательской работы за 1991-93 г.г., проведенной по договору от 13.06.91

- г. с Челябинским областным центром Государственного санэпиднадзора). Т.1-3. Челябинский ТГФ. 1993.
93. *Керасилов В.А.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на вермикулиты по Субутацкому участку в Агаповском и Карталинском районах Челябинской области, проведенных Южно-Уральской ГРП в 1985-88 г.г. Т. 1 и 2. Челябинский ТГФ, 1988.
94. *Клевцов Е.И., Артамонова В.А.* Геологическая карта Урала в масштабе 1:50000. Листы: N-40-96-Г, N-40-108-Б. Полтавский и Брединский районы Челябинской области. Отчет Джабык-Карагайской геологосъемочной партии за 1945 г. Т.1. Челябинский ТГФ. 1946.
95. *Колодкин С.П.* Отчет о работе I Гумбейской геологоразведочной партии летом 1929 г. Т.1. Челябинский ТГФ. 1930.
96. *Костяшов Г.П., Зубкова Г.Е.* Геоиндикационная карта Урала масштаба 1:200000 листов Р-40-ХVII (ю.п.), - ХVIII (с.п.), - ХХIII. – ХХIV, - 41-ХIII (ю.п.), -ХIX, - ХХV, - ХХХI, О-41-I (без ю-в.четв.), -VII (с.п.), N-40-VI (ю.п.), - XII, - ХVIII, - ХХIV, - ХХХ, - IX (ю.п.), -41-X (ю.-в.четв.), - XVI (з.п.) по данным радиолокационной аэро съемки. Отчет о результатах дешифрирования материалов радиолокационной аэро съемки масштаба 1:180000 за 1977-81 г.г. Т.1 и 2. ТГФ «Уралгеолком». 1981.
97. *Кузнецов Г.П.* Прогнозные ресурсы полезных ископаемых категории Р₃ территории Челябинской области на 01.01.1998 г. Т.1-3. Челябинский ТГФ. 1997.
98. *Левит Н.В. и др.* Отчет по составлению геоиндикационной карты Челябинской области масштаба 1:200000 по материалам мелкомасштабной аэрофотосъемки в пределах эвгеосинклинальной зоны Урала с целью создания аэрогеологической основы для прогнозно-металлогенических работ на железные руды. Т.1-3. Челябинский ТГФ. 1983.
99. *Лисов Н.С., Иванова Л.П., Чайко Г.И.* Геологическая карта Южного Урала масштаба 1:50000. Планшеты N-40-119-А и В. Т. 1 и 2. ТГФ «Уралгеолком». 1956.

100. *Макаров В.С.* Отчет о детальной разведке Гумбейского месторождения строительных песков в Агаповском районе Челябинской области, проведенной Южно-Уральской ГРП в 1987-88 г.г. с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1988 г. Т. 1-6. Челябинский ТГФ. 1988.
101. *Масленников В.В., Зайков В.В., Теленков О.С. и др.* Отчет «Составление карт девонских металлоносных отложений Магнитогорской площади с целью локального прогноза месторождений цветных и благородных металлов II квартал 1992 г. –I квартал 1999 г. Т. 1-3. Челябинский ТГФ. 1999.
102. *Медведев Л.В.* Отчет о результатах поисковых работ на высокоглиноземистое огнеупорное сырье, проведенных на Микубайском участке в Кизильском районе Челябинской области в 1977-79 г.г. Т.1. Челябинский ТГФ. 1979.
103. *Мосейчук В.М., Яркова А.В., Поплавская Н.Л. и др.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:25000 среднемасштабном глубинном геологическом картировании и общих поисках железных руд на Магнитогорской площади, выполненных Геолого-геофизической партией в 1985-1990 г.г. Листы N-40-95-А-а (юго-восточная четверть), -б (южная половина), - в (восточная половина), - г, - Б-а (юго-западная четверть), - в (западная половина), - В-а (восточная половина), - В-б, -В-в (восточная половина). Т.1-9. Челябинский ТГФ. 1990.
104. *Никитин А.Н.* Отчет о комплексных региональных исследованиях: сейсмические наблюдения МОВ – ОГТ с вибраторами и со взрывами; ГСЗ со взрывами с/п 4/95-96. Т.1. Челябинский ТГФ. 1997.
105. *Плохих Н.А., Буркова П.А., Степанова Н.В. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на железные руды на Карабулак-Богдановском участке и переинтерпретации геофизических материалов по Магнитогорскому железорудному району за 1973-77 г.г. Т.1-6. Челябинский ТГФ. 1977.
106. *Плохих Н.А. и др.* Отчет о результатах работ по теме Б.П. 4/201(10)-33 «Разработка геофизических критериев поисков глубокозалегающих магнетитовых месторож-

- дений Южного Урала и выявление перспективных площадей на этой основе» за 1984-86 г.г. Т.1. Челябинский ТГФ. 1986.
107. *Плохих Н.А., Шаргородский Б.М., Шитов В.Н., Грачева И.В.* Отчеты о результатах работ по теме «Составление комплекта карт фонового содержания тяжелых металлов на геологической основе». – Челябинск, 1994, 1995, 1996. Фонды Комитета по землеустройству и земельной реформе при администрации Челябинской области. 1997.
108. *Плюснин К.П.* История формирования структур северной части Магнитогорского синклиория. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Т.1. Челябинский ТГФ. 1963.
109. *Плюснин К.П., Плюснина А.А.* Геологическая карта Южного Урала масштаба 1:50000. Планшеты N-40-107-В и Г. Т.1-2. ТГФ «Уралгеолком». 1958.
110. *Поваренкин В.С.* Отчет Родничковского отряда о проведении поисковых работ на россыпное золото в пределах Родничковской площади в 1987-91 г.г. Т.1-3. ТГФ «Уралгеолком». 1991.
111. *Прямоносов П.С., Долганов В.К. и др.* Геолого-геофизическая оценка перспектив и обоснований поисков скарново-магнетитовых месторождений в Магнитогорском и Курганском районах (Куликовско-Кацбахская, Глубочинская железорудные зоны). Челябинская и Оренбургская области. N-40-XXIV, XXX, XXXVI. Т.1-2. Челябинский ТГФ. 1975.
112. *Пургаев Ф.Я., Поплавский Н.П.* Отчет о результатах металлометрических работ, проведенных Субутакской партией Челябинской геофизической экспедиции в Кизильском и Агаповском районах Челябинской области в 1961 г. Т.1. Челябинский ТГФ. 1962.
113. *Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б., Львов Б.К. и др.* Карта гранитоидных формаций Восточно-Уральского поднятия и прилегающих районов масштаба 1:200000 как ос-

- нова для прогнозирования, связанного с гранитоидами оруденения. Отчет партии Региональной геофизики за 1977-81 г.г. Т.3. Челябинский ТГФ. 1981.
114. *Рудковский Б.М., Асланов В.Н.* Отчет о поисковых работах на россыпное золото на Гумбейском участке в Нагайбакском, Кизильском, Карталинском районах Челябинской области, проведенных Магнитогорской ГРП в 1985-88 г.г. Т.1-4. Челябинский ТГФ. 1988.
115. *Рыжков Е.Ф., Пихтовникова Н.Н., Медведева Н.Н. и др.* Карта нерудных полезных ископаемых, связанных с мезо-кайнозойскими отложениями Урала в масштабе 1:200000. Т. 1-7. Челябинский ТГФ. 1964.
116. *Савельева К.П.* Отчет по теме: «Изучение вещественного состава и условий распределения редкоземельных элементов в корах выветривания Южного и Среднего Урала за 1991-94 г.г.» Т.1. ТГФ «Уралгеолком». 1994.
117. *Савельева К.П., Гузовский Л.А., Кузьмин В.П. и др.* Отчет Синарского отряда Уральской партии по проведению поисково-геоморфологических работ на мезозойские бокситы на восточном склоне Южного Урала и в Среднем Зауралье за 1975-77 г.г. Т.1-3. Челябинский ТГФ. 1977.
118. *Савинков В.И.* Отчет по теме: «Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Челябинской области по состоянию на 01.01.1998 г. Т.1-5. Челябинский ТГФ. 1998.
119. *Селиверстов Г.Ф., Петров В.И., Балакина В.В.* Геологическая карта Южного Урала масштаба 1:50000 планшетов N-40-108-Г, N-40-120-Б и Г. (Отчет о геологосъемочных работах, проведенных в южной части Челябинской области Полоцким геологосъемочным отрядом в 1959-61 г.г.). Т.1-2. Челябинский ТГФ. 1963.
120. *Серов Г.С.* Минерально-сырьевые ресурсы Челябинского экономического района по состоянию на 01.01.1961 г. Т.1. Челябинский ТГФ. 1962.
121. *Сидоров Ю.К.* Отчет о проведении общих поисков марганцевых руд в пределах Моховой синклинали Магнитогорского синклинория на Кипчакском участке в Ки-

- зильском районе Челябинской области, выполненных Магнитогорской ГРП в 1976-80 г.г. Т.1-4. Челябинский ТГФ. 1980.
122. *Соловейко С.П., Аношина В.И. и др.* Отчет по гидрогеологической съемке масштаба 1:200000. Лист N-40-XXX (Агапово). Т.1-9. Челябинский ТГФ. 1967.
123. *Стефановский В.В., Синицких Е.С., Лукошков В.И.* Четвертичные отложения Южного Урала и Зауралья. Листы N-41-А, N-40-Б, Г. (Информационный отчет о работе Четвертичного отряда № 4 за 1961-63 г.г.). Т.1-3. Челябинский ТГФ. 1963.
124. *Струве Н.В.* Магнитогорский магматический комплекс и общие черты его металлогении. Диссертация. Т.1 и 2. ТГФ «Уралгеолком». 1955.
125. *Суслов Ю.Я.* Отчет о результатах детальных поисков нонtronитовых глин для окомкования железорудных концентратов в юго-восточном и западном участках Сахаринского никелевого месторождения и геофизических работах на Воронцовском месторождении бентонитовых глин. Т.1-3. Челябинский ТГФ. 1975.
126. *Толстиков Н.А., Стихин Ю.К., Вершинина Г.В. и др.* Малоформатная спектральная аэросъемка Тошемского, Уйского, Ершовские Козлачи, Мартыновского и Мохового участков, геологическое дешифрирование аэрофотоснимков с наземной проверкой природы геоиндикаторов. Т.1-2. Челябинский ТГФ. 1980.
127. *Топорков Д.Д.* Предварительный отчет по теме: Геологическое и минералогическое изучение Южно-Уральских маргенцево-рудных месторождений (восточная группа). Т.1. ТГФ «Уралгеолком». 1937.
128. *Ушаков Н.А., Медведев Л.В. и др.* Отчет о поисковых работах на бокситы на площади Моховой депрессии, проведенных в Кизильском районе Челябинской области. (Магнитогорская ГРП, 1974-1977 г.г.). Т.1-5. Челябинский ТГФ. 1977.
129. *Феритатер Г.Б., Штейнберг А.Д. и др.* Отчет по геологической съемке масштаба 1:10000 на площади Магнитогорского рудного поля (1955-59 г.г.). Т.1-8. Челябинский ТГФ. 1964.

130. *Ферштатер Г.Б., Флерова К.В., Бородина Н.С., Чащухина В.А.* Отчет по теме: «Изучение перспектив металлоносности гранитоидов восточного крыла Магнитогорского синклинория» в отчете Холоднова Л.А., Плохих Н.А., Головченко В.К., Скопиной Н.А. Отчет о поисковых работах на железные руды, проведенных в северной части Магнитогорского рудного поля в Агаповском районе Челябинской области в 1975-76 г.г. Т.1. Челябинский ТГФ. 1976.
131. *Фунтиков Б.В., Крестьянинова К.А. и др.* Отчет партии № 11 о проведении опытно-методических работ по применению материалов дистанционного зондирования для составления обновленной Госгеолкарты Российской Федерации масштаба 1:200000 на примере Южного Урала в 1991-97 г.г. Листы N-40-XXIV, XXX. Т.1. Челябинский ТГФ. 1997.
132. *Халымбаджа И.Г.* Отчет по подготовке геофизической основы для геологосъемочных работ масштаба 1:50000 на Янгельской площади (опережающие работы), проведенных в 1988-90 г.г. Аэрогеофизической партией, лист N-40-107. Т.1. ТГФ «Уралгеолком». 1990.
133. *Чайко Г.И., Яркова А.В., Бобков М.Ф.* Отчет о поисковых работах на железные руды в пределах Аблязовского участка Магнитогорской железорудной зоны. Т.1-5. Челябинский ТГФ. 1977.
134. *Чайко Г.И., Яркова А.В., Иванов В.Ф.* Геологическая карта Южного Урала масштаба 1:50000, планшеты N-40-119-Г, N-40-120-В, N-40-131-Б, N-40-132-А (Отчет о работах Джабык-Карагайской геологосъемочной партии за 1957-58 г.г.). Т.1. Челябинский ТГФ. 1960.
135. *Чайко Г.И., Яркова А.В., Мосейчук В.М. и др.* Отчет Обручевского геологосъемочного отряда о результатах геологического доизучения групповым методом масштаба 1:50000 Обручевской площади листов N-40-118 (вост.пол.), Г (вост.пол.), 119-А, Б (зап.пол.), В, 130-Б (вост.пол.), Г (вост.пол.), 131-А, Б (зап.пол.), В в Кизильском районе Челябинской области в 1978-82 г.г. Т.1-13. Челябинский ТГФ. 1982.

136. *Чайко Г.И., Яркова А.В., Плохих Г.П.* Отчет о поисковых работах на железо с составлением генеральной программы поисков слепых скарново-магнетитовых месторождений в Магнитогорском районе, выполненных Магнитогорским отрядом в 1971-74 г.г. Геологическая карта масштаба 1:50000 палеозойских образований Южного Урала (N-40-83-В, 94-Б, 95-А, В, 118-Г, 119-А, В, 130-Б, Г, 131-А, В). Т.1. Челябинский ТГФ. 1974.
137. *Шалагинов Э.В., Глызин Ю.С., Малых В.И. и др.* Отчет Субутакского ГСО о результатах геологического доизучения масштаба 1:50000 групповым методом Субутакской площади в Брединском, Кизильском и Агаповском районах Челябинской области в 1979-1984 годах. Т.1-8. Челябинский ТГФ. 1984.
138. *Шалагинов Э.В., Денисов В.Г., Юрецкий В.Н. и др.* Отчет о геологическом доизучении Неплюевской площади в масштабе 1:200000 листов N-41-XXV (зап.пол.), N-41-XXXI (с-з часть). Т.1 и 2. Челябинский ТГФ. 1988.
139. *Штейнберг А.Д., Абдуллин Р.З., Скопина Н.А. и др.* Отчет о результатах геофизических и геолого-поисковых работ масштаба 1:25000 на площади Амамбайской и Амурской рудоносных зон в Агаповском, Кизильском и Брединском районах Челябинской области за 1972-76 г.г. Т.1-5. Челябинский ТГФ. 1976.
140. *Щулькин Е.П., Юрецкий В.Н., Турбанова Л.И. и др.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Серия Среднеуральская. Лист N-41-XXV. Т.1. Фонды ФГУГП «Челябинскгеосъемка». 1990.
141. *Юрецкий В.Н.* Анализ и обобщение геолого-геофизических материалов по восточному и западному склонам Южного Урала в пределах Челябинской области с целью определения направления поисковых работ на коренные источники алмазов за 1990-95 г.г. Т.1-2. Челябинский ТГФ. 1995.
142. *Юшков Ю.Н., Ибрагимов Ю.Р.* Отчет Геолого-геохимической партии по литогеохимическим поискам медных руд на Северо-Амамбайском участке в 1975-78 г.г.

Планшеты N-40-XXX, XXXVI. Кизильский, Агаповский районы Челябинской области. Т.1. Челябинский ТГФ. 1978.

143. *Юшков Ю.Н., Кислицин П.А., Обухова В.С., Ибрагимов Ю.Р., Егоров А.Н.* Отчет Геохимического отряда Челябинской поисково-съёмочной партии по комплексным литогеохимическим поискам медных руд в Субутак-Амамбайской металлогенической зоне в 1971-75 г.г. Т.1. Челябинский ТГФ. 1975.

Приложение 1

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа N-40-XXX
Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название ме- сторождения	Тип (К-ко- рренное, Р- россыпное)	Номер по списку литературы	Примечание, состоя- ние эксплуатации
1	2	3	4	5	6
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Черные металлы					
Железо					
II-3	21	Сахаринское	К	[87]	Законсервировано
Марганец					
III-2	8	Вечернее (Кипчакское)	«»	[121]	«»
Цветные металлы					
Никель					
II-3	31	Юго-восточный участок	«»	[137]	«»
Никель, кобальт					
II-3	24	Алексеевское	«»	[87],[137]	«»
II-3	22	Сахаринское	«»	[79],[87],[137]	эксплуатируется
Благородные металлы					
Золото					
I-2	5	Калугинская жила	«»	[72]	отработано
I-2	6	Албанское	«»	«»	«»
I-2	7	Наваринское	«»	«»	«»
I-2	8	Гумбейское	Р	«»	«»
I-2	11	Роза	К	«»	«»
I-2	18	Шафиковский прииск	«»	«»	«»
I-2	21	Баланин лог	«»	«»	«»
I-3	2	Бахта	«»	«»	«»
I-3	7	Рожновская-I	Р	[110]	«»
I-3	8	Батнакская	«»	[110],[72]	«»
I-3	13	Мимоходное	К	[110],[72]	«»

1	2	3	4	5	6
I-3	15	Владимирская	Р	[110],[72]	отработано
I-3	18	Охотская	«»	«»	«»
I-3	23	Черниговская	«»	[110]	«»
I-3	26	Субутакская	«»	[110],[72]	«»
I-3	27	Алтын	К	[72]	«»
I-3	31	Муртазинская (Туманная)	Р	[110],[72]	«»
I-3	33	Без названия	«»	[110]	«»
I-3	34	Джугофаровский прииск	К	[110],[72]	«»
I-3	32	Хасьяновская	Р	«»	«»
I-3	35	Шафиковская	«»	«»	«»
I-3	38	Без названия (Семеоно-верхнетурская)	«»	[110]	«»
I-3	40	Без названия	«»	«»	«»
I-3	43	Без названия	«»	«»	«»
I-3	44	Золоторудная	«»	[110],[72]	«»
I-3	45	Трудовая	«»	«»	«»
I-4	3	Рожновская	«»	[72]	«»
I-4	4	Рожновская II	«»	[110]	«»
I-4	5	Рожновская III	«»	«»	«»
II-3	1	Трудовое	К	[110],[72],[137]	«»
II-3	3	Золотой кряж	Р	«»	«»
II-3	4	Золотой кряж	К	[72],[137]	«»
II-3	6	Азиатский прииск	«»	[110],	«»
II-3	9	Сахара	«»	[137]	«»
II-3	10	Азиатско-Фаудская	Р	[72],[137]	«»
II-3	14	Сахара	«»	[110],	«»
II-3	20	Ново-Сахаринская	«»	[72]	«»
II-3	41	Камалка	«»	[110],[72]	«»
II-3	47	Девочка	«»	«»	«»
II-3	53	Александровская	«»	[110],[114]	законсервировано
II-3	54	Александровский прииск	К	[110],[72]	отработано
II-4	4	Еленинская	Р	«»	«»
II-4	6	Прииск Горелый	«»	[110]	«»

1	2	3	4	5	6
III-2	10	Амурская	Р	[72],[83]	отработано
III-2	12	Орловская	«»	[83]	«»
III-2	14	Султановское	К	[72],[142],[137]	«»
III-2	15	Султановская	Р	[83]	«»
III-2	17	Самарская	«»	[72]	«»
III-3	10	Без названия	«»	[110]	«»
III-3	11	Камурча-I	«»	[110],[72]	«»
III-3	13	Камурча-II	«»	«»	«»
III-3	22	Вознесенская, Архангельская, Боголюбская россыпи	«»	[72]	«»
III-4	2	Неплюевский прииск	К	[72]	«»
III-4	3	Сухореченское	Р	«»	«»
IV-2	1	Сакмарское	К	[137]	«»
IV-2	2	Кирияковская	Р	[83]	«»
IV-2	4	Бессоновская	«»	«»	«»
IV-2	6	Николаевское	К	[72]	«»
IV-2	7	Николаевская	Р	[137]	«»
IV-2	8	Андреевская	«»	[83]	«»
IV-2	14	Золотые разработки	К	[137]	«»
IV-3	4	Бахтияровское	«»	[137],[72]	«»
IV-3	6	Бектеревское	«»	«»	«»
IV-3	11	Анастасьевское	«»	«»	«»
IV-3	12	Петровское	«»	«»	«»
IV-3	14	Анастасьевская	Р	«»	«»
IV-3	26	Ново-Александровское-I	К	[137]	«»
IV-4	4	11 лет Октября	«»	[137],[119]	«»
IV-4	6	Гореловский прииск	Р		«»
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ Оптические материалы Кварц пьезоэлектрический					
IV-4	15	Новинское	К	[119]	законсервировано

1	2	3	4	5	6
Химическое сырье Известняк флюсовый					
I-1	1	Агаповское	К	[120]	эксплуатируется
Керамическое и огнеупорное сырье Каолин					
I-1	8	Аблязовское	«»	[115]	законсервировано
II-4	5	Еленинское	«»	«»	эксплуатируется
Горнотехническое сырье Вермикулит					
I-2	36	Субутакское	«»	[93]	законсервировано
I-4	9	Михайловское	«»	«»	«»
Строительные материалы Кислые интрузивные породы					
I-3	1	Новобурановское	«»	[87]	эксплуатируется
II-4	1	Джабыкское	«»	[119]	«»
Эффузивные породы: кислые и средние					
I-1	2	Пещерское	«»	[76]	законсервировано
Прочие ископаемые Минеральные краски					
II-3	19	Сахаринское	«»	[115]	«»
Глины минеральные, нонtronитовые глины для окомкования железорудных концентратов					
II-3	18	Сахаринское. Западный участок	«»	[125]	«»
II-3	29	Сахаринское. Юго-восточный участок	«»	«»	«»
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ Воды питьевые, пресные					
I-1	4	Усть-Гумбейское	К	[74]	законсервировано
I-2	9	Сахаринское	К	«»	«»

Приложение 2

Список проявлений (П), пунктов минерализации (П.М.) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (Ш.О.) и потоков (Ш.П.), первичных геохимических ореолов (П.Г.Х.О.), вторичных геохимических ореолов (В.Г.Х.О.), аномалий магнитного поля (М.А.), комплексных магнитных и гравитационных (М,Г.А.), радиоактивных (Р.А.) аномалий, аэрогаммааномалий (А.Г.), показанных на карте полезных ископаемых листа N-40-XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, потока и геофизической аномалии	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
1	2	3	4	5
Горючие полезные ископаемые				
Твердые горючие ископаемые				
<i>Уголь каменный</i>				
IV-1	34	Михайловское	[88]	П. Три пласта угля мощностью 0,85; 0,35; 1,5 м, не прослеживающиеся по простиранию
Металлические полезные ископаемые				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-1	3	Западно-Агаповская (№ 75)	[105],[133]	М.А. Аномалия магнитного поля размером 1,5 x 3 км, интенсивностью 300 нТл
I-1	5	Саратюбинская (№ 107)	«»	М.А. Аномалия магнитного поля размером 0,3 x 1,5 км, интенсивностью 300 нТл
I-1	6	Сара-Тюбе	[133]	П. Конгломераты, песчаники ильменит-титаномагнетит-магнетитовые
I-1	7	Аблязовское-1	«»	П.М. В пестроцветных глинах обломки бурого железняка
I-1	9	Аблязовское-2	«»	П.М. В пестроцветных глинах обломки лимонитов
I-1	10	Воздвиженская (№ 75)	[86],[105]	М.А. Аномалия магнитного поля на площади 0,2 x 1,5 км интенсивностью 1300 нТл

1	2	3	4	5
I-2	17	Черноотрожская	[105],[133]	Г.А. Гравитационная аномалия размером 0,1 x 0,5 км с интенсивностью до 0,5 мГл
I-3	16	обн. 1569	[87]	П.М. Среди серпентинитов развалы бурых железняков
I-3	19	обн. 1176	«»	П.М. Среди серпентинитов развалы бурых железняков
I-3	28	обн. 3454	«»	П.М. Выходы бурых железняков среди базальтов
I-3	37	Субутакская	[111]	М,Г.А. Аномалия магнитного поля и гравитационная аномалия на площади 1,2 x 4 км интенсивностью 1000 нТл, 5 мГл
I-4	8	Роднички	[94]	П.М. Развалы лимонитов в зоне лимонитизации длиной 0,2-6,5 км в коре метасилицитов
II-1	1	Жарумбейская I	[105],[133]	М,Г.А. Аномалия магнитного поля и гравитационная аномалия на площади 0,15 x 2,5 км интенсивностью 1040 нТл, 0,5 мГл
II-2	5	Браиловское	[137],[133]	П. Выходы кварцитов с гематит-магнетитовой минерализацией среди вулканитов основного состава и зеленых сланцев
II-2	6	Браиловская	[105]	М.А. Аномалия магнитного поля на площади 0,2 x 0,3 км интенсивностью 200 нТл
II-3	2	Без названия	[87]	П.М. Густая вкрапленность магнетита в тальк-карбонатных метасоматитах по серпентинитам
II-3	11	Без названия	«»	П. Бурые железняки в коре выветривания серпентинитов
II-3	12	Без названия	«»	П. Бурые железняки в коре выветривания серпентинитов
II-3	26	Восточно-Сахаринское	[87],[137]	П. Обломки вкрапленных титаномагнетитовых руд среди развалов српентинитов

1	2	3	4	5
II-3	32	Обн.2995	[137]	П.М. Густая вкрапленность титаномагнетита в серпентинизированных пироксенитах
II-3	33	Куйсак-1	[87]	П. Бурые железняки в коре выветривания серпентинитов
II-3	34	Куйсак-2	[137]	П. Вкрапленные титаномагнетитовые руды в пироксенитах
III-1	7	Мартыновская (№ 77)	Плохих 1989ф.	М.А. Аномалия магнитного поля на площади 0,3 x 0,6 км интенсивностью 500 нТл
III-1	11	Мартыновская (№ 76)	[86],[105]	М.А. Аномалия магнитного поля на площади 0,2 x 0,4 км интенсивностью 500 нТл
III-1	12	Проявление у совхоза Уралец	[136]	П.М. Свалы мелких валунов мартита и магнетита
III-1	16	Северо-Карабулакская (№ 80, № 81)	[105]	М.А. Аномалия магнитного поля на площади (0,3-0,5) x 1,2 км интенсивностью 1000 нТл
III-1	17	Северо-Карабулакская (№ 79)	«»	М.А. Аномалия магнитного поля на площади 0,5 x 0,6 км интенсивностью 500 нТл
III-1	18	Микубай-Мартыновское	[135],[99]	П. Свалы гематит-магнетитовых руд среди эпидот-гранатовых скарнов
III-1	20	Северо-Лысогорское	[135]	П.М. На пашне обломки мартитизированного магнетита
III-1	22	Агрымбаев лог	«»	П. Среди развалов кварцитов по известнякам и туффитов обломки магнетитовых руд
III-2	11	Путь Октября	[137]	П.М. На контакте с серпентинитами в кварцитах гематит-магнетитовая минерализация
III-3	23	Амамбайское	[137]	П. В пироксенитах вкрапленные титаномагнетитовые руды
III-3	24	Андроновское	[86],[105]	П. Развалы магнетитовых руд среди эпидот-гранатовых скарноподобных пород
III-3	25	Андроновская	[110],[137]	М,Г.А. Сложная аномалия магнитного

1	2	3	4	5
				поля и сложная гравитационная аномалия
IV-1	3	Без названия	[135]	П.М. В габбро вкрапленность титано-магнетита и ильменита
IV-1	6	Микубайское-I	[136]	П.М. Глыбовые свалы кордиерит-андалузит-корундовых пород с обильной вкрапленностью магнетита
IV-1	7	Без названия	[135]	П.М. В габбро вкрапленные титано-магнетитовые руды
IV-1	10	Южно-Микубайское	[135]	П.М. Среди свалов железисто-гидро-слюдистых пород обломки гематит-магнетит-кварц-гидро-слюдистого состава
IV-1	11	Микубайское-2	[136]	П.М. Свалы глыб кордиерит-андалузитовых пород с обильной вкрапленностью магнетита
IV-1	12	Греховская(№ 85)	[105]	М.А. Аномалия магнитного поля на площади 0,2-0,3 x 0,5-0,8 км интенсивностью 1200 нТл
IV-1	13	Микубайская (№ 84)	«»	М.А. Аномалия магнитного поля на площади 0,8 x 2,5 км интенсивностью 500 нТл
IV-1	16	Микубайская (№ 87)	«»	М.А. Аномалия магнитного поля на площади 0,6 x 3 км интенсивностью 500 нТл
IV-1	21	Греховская (№ 86)	«»	М.А. Аномалия магнитного поля на площади 0,3 x 0,8 км интенсивностью до 1200 нТл
IV-1	32	Южно-Карабулакская (№ 88)	«»	М,Г.А. Аномалия магнитного поля, гравитационная аномалия на площади 0,8 x 2 км интенсивностью 500 нТл, 1,0 мГл
IV-1	33	Южно-Карабулакская (№ 89)	«»	М,Г.А. Аномалия магнитного поля, гравитационная аномалия на площади 0,3 x 2 км интенсивностью 500 нТл, 0,5 мГл
IV-2	12	Северо-Кондуровская	[111]	М,Г.А. Аномалия магнитного поля, гравитационная аномалия на площади 0,4 x 0,4 км интенсивностью 3000нТл, 3,5 мГл

1	2	3	4	5
IV-2	13	Стоячий Камень	[137]	П. В габбро и в пироксенитах вкрапленность титаномагнетита
IV-2	22	Кондуровская	[111]	М,Г.А. Аномалия магнитного поля, гравитационная аномалия на площади 400 x 1000 м интенсивностью 3000 нТл, 1 мГл
IV-3	1	Амамбайское северное	[137]	П. Вкрапленные титаномагнетитовые руды в пироксенитах
IV-3	2	Амамбайская	[111]	М,Г.А. Аномалия магнитного поля, гравитационная аномалия на площади 1000 x 4000 м интенсивностью 5000 нТл, 3,5мГл
IV-3	3	Амамбайское восточное	[137]	П. Вкрапленные титаномагнетитовые руды в пироксенитах
IV-3	13	Без названия (№ 286)	[86],[105]	М.А. Аномалия магнитного поля на площади 0,4 x 3 км интенсивностью 1500 нТл
IV-3	23	Южно-Амурская	«»	М,Г.А. Аномалия магнитного поля, гравитационная аномалия на площади 400 x 800 м интенсивностью 1000 нТл, 1,5 мГл
IV-3	28	Без названия	[137]	П.М. В среднезернистом габбро вкрапленность титаномагнетита
IV-3	29	Без названия (№ 133)	[86],[105]	М.А. Аномалия магнитного поля на площади 0,3 x 0,8 км интенсивностью 1000 нТл
Марганец				
I-2	1	Гумбейское	[89]	П. Коренной выход массивных марганцевых руд среди яшмовидных кварцитов
I-2	2	Наваринское-1	«»	П. Сеть прожилков, корочки и натеки окислов марганца в яшмовидных кварцитах
I-2	10	Без названия	«»	П. Щебень брекчированных яшмоидов с прожилковой марганцевой минерализацией
I-3	3	Бахтинское-1 (Желкубаевское)	[87]	П. Прожилково-вкрапленное родонитовое оруденение в вишневых яшмоидах

1	2	3	4	5
I-3	5	Бахтинское-2	«»	П. Прожилково-вкрапленное родонитовое оруденение в яшмах и метасоматитах
I-3	24	Без названия	«»	П. Окисное марганцевое оруденение в полосе яшмоидов
II-2	3	Зингейское	[133],[109]	П.М. Обломки туфопесчаников с прослоями гематита и бурых железняков с повышенным содержанием марганца
III-3	16	Совхозное-2	[85],[135]	П.М. Кварцевая жила с прожилками, натеками и почками пиролюзита
III-3	17	Без названия	[85],[137]	П. Натечный пиролюзит среди развалов кремнистых пород
III-3	20	Без названия	«»	П.М. Жильный кварц, пропитанный пиролюзитом
<i>Хром</i>				
II-2	8	Браиловское (ГГРУ 10)	[137]	П.М. Хромитовая минерализация в серпентинитах
II-3	5	Без названия	[137],[87]	П.М. Развал обломков хромитов среди серпентинитов
II-3	30	Без названия	[137]	П.М. В серпентините шлиры хромита
II-3	49	ГГРУ 6	«»	П.М. В серпентините шлиры хромита
II-3	58	ГГРУ 1	«»	П.М. В серпентините мелкие шлиры хромита
II-3	61	ГГРУ 4	«»	П.М. Развалы хромитов среди коры выветривания серпентинитов
II-3	62	ГГРУ 2	«»	П.М. Развалы хромита среди коры выветривания по серпентинитам
III-3	1	ГГРУ 3	«»	П.М. В серпентините шлиры хромита
III-3	3	Кацбахское-2	[137]	П. В серпентините шлиры хромита и повышенные содержания платины
III-3	6	Без названия	[137],[85]	П.М. Развал обломков хромита среди серпентинитов
III-3	7	ГГРУ 7	[137]	П. В серпентините шлиры хромита и повышенные содержания платины

1	2	3	4	5
IV-1	1	Без названия	[137],[85]	П.М. Среди развалов серпентинитов обломки вкрапленных и массивных хромитовых руд
IV-3	9	Амамбайское-5	[137]	П.М. Среди развалов серпентинитов серпентиниты со шлирами хромита
IV-3	15	Амамбайское-3	«»	П.М. Развал обломков серпентинитов со шлирами хромита
IV-3	16	Амамбайское-2	«»	П.М. Развал обломков серпентинитов со шлирами хромита
IV-3	17	Амамбайское-7 (ГГРУ 11)	«»	П.М. Шлировые хромитовые руды в серпентинитах
IV-3	19	Амамбайское-1	«»	П.М. Развал обломков серпентинита со шлирами хромита
IV-3	20	Амамбайское-4 (ГГРУ 10)	[35],[95]	П.М. Развал обломков серпентинитов со шлирами хромита
IV-3	24	Без названия	[137]	П. Коренные выходы хромитовых руд среди глыб и щебня серпентинитов.
IV-4	21	Без названия	«»	П.М. Среди элювиальных развалов серпентинитов обломки хромитов
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-2	3	Без названия	[105]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди, марганца, свинца, цинка
I-2	4	Без названия	[89]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди, свинца, молибдена, цинка
I-2	15	Без названия	[112]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди, свинца, цинка
I-2	22	Субутакская	[87]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди
I-3	6	Правый борт р. Бахта	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди

1	2	3	4	5
I-3	46	Проявление скв. 298	«»	П.М. В серицит-кварцевых сланцах следы выщелачивания сульфидов меди
II-2	1	Южное	[137],[105]	П. Развалы лимонитов железной шляпы с повышенной концентрацией золота, меди, цинка, серебра
II-3	28	Восточно-Сахаринское	«»	П. В пироксенитах вкрапленная, прожилковая, гнездовая халькопирит-пентландит-пирит-пирротиновая минерализация с повышенными концентрациями палладия, серебра, платины
II-3	37	Без названия	[87],[137]	П.М. В сосюритизированном габбро бедная вкрапленная минерализация пирита и халькопирита
II-3	39	Без названия	[137]	П.М. Вкрапленность сульфидов в полосчатых габбро и пироксенитах
II-3	45	Без названия	«»	П.М. Вкрапленность сульфидов в габбро и пироксенитах
II-3	51	Зингейская группа аномалий	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации меди, цинка, кобальта, бария, молибдена
III-1	19	Без названия	[105],[135]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации меди, иттрия, иттербия, свинца, цинка
III-2	13	р. Кипчак	[135]	В.Г.Х.О. В донных отложениях повышенные концентрации меди
III-3	18	Группа аномалий юго-западного экзоконтакта Кацбахского массива	[137],[142]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди, свинца, цинка, кобальта, молибдена, бария, серебра
IV-1	35	Без названия	[135],[105]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации меди, свинца, цинка
IV-2	9	Без названия	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации меди, свинца, цинка

IV-2	11	Без названия	[135]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышен-
1	2	3	4	5
				ные концентрации меди, цинка, бария, бериллия
IV-2	16	Аномалия Стоячий камень	[137]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации меди, кобальта, бария, серебра, цинка
IV-2	23	Аномалия южнее массива Стоячий камень	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации меди, свинца, цинка, серебра, мышьяка, кобальта, бария
IV-3	5	Аномалия Амамбайская	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации меди, молибдена, бария, кобальта, свинца, мышьяка, золота, серебра
IV-3	30	Группа аномалий юго-восточнее массива Стоячий камень	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации меди, цинка, свинца, бария, молибдена, кобальта, серебра
<i>Свинец, цинк</i>				
I-2	12	Без названия	[112]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации свинца, меди, цинка
I-2	13	Без названия	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации свинца, меди, цинка
I-2	19	Без названия	[112],[133]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации свинца, молибдена, кобальта, меди, никеля, цинка
I-2	20	Без названия	[105]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации свинца, меди, цинка
II-2	2	Группа аномалий Южная	[137]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации свинца, цинка, меди, золота, молибдена, серебра
II-2	4	Группа аномалий Серебряная	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации свинца, цинка, меди, молибдена, золота, серебра
II-2	7	Группа аномалий Куйсакская	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации свинца, цинка, меди,

1	2	3	4	5
				молибдена, золота, серебра
II-3	43	Группа аномалий Восточная	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации свинца, цинка, меди, молибдена, бария, золота, серебра
II-3	44	Группа аномалий юго-восточнее Сахаринского массива	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации свинца, молибдена, висмута, бария, серебра
III-2	3	Аномалия Кацбахская южная	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации свинца, молибдена, висмута, бария, серебра
III-2	5	Группа аномалий Салганская	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации свинца, меди, цинка, молибдена, золота, серебра
III-2	16	Группа аномалий Золоторудная	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации свинца, цинка, меди, бария, золота, молибдена
III-3	9	Группа аномалий в долине р. Камурча	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации свинца, бария, молибдена, кобальта, серебра, цинка, меди
III-3	15	Группа аномалий в восточном экзоконтакте Кацбахского массива	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации свинца, меди, бария, кобальта, молибдена, цинка, серебра
III-4	10	Аномалия в правом борту р. Кайрахта	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации свинца, кобальта, молибдена, серебра
IV-1	5	Без названия	[105],[135]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации свинца, иттрия, иттербия, меди, цинка
IV-2	17	Заячий холодок	[135],[91]	П. В вулканитах основного состава кварц-баритовые метасоматиты с сульфидной минерализацией
IV-2	15	Аномалия в левом борту р. Амамбайка	[137]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации свинца, молибдена,

1	2	3	4	5
				цинка, меди, бария, серебра, кобальта
IV-3	8	Группа аномалий долины р. Ключ	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации свинца, бария, цинка, меди, серебра, молибдена
IV-3	18	Аномалия в правом борту реки Сухая Амамбайка	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации цинка, свинца, бария, молибдена
IV-3	21	Группа аномалий на водоразделе р.р. Сухая Амамбайка и Кайрахта	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации цинка, свинца, бария, молибдена
IV-3	22	Группа аномалий западного склона долины р. Кайрахта	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации свинца, цинка, молибдена, кобальта, бария, серебра
IV-3	27	Черкасинская аномалия	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации свинца, цинка, молибдена
IV-4	1	Группа аномалий Северная	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации свинца, меди, кобальта, бария, золота, серебра
IV-4	2	Группа аномалий в правом борту р. Мандесарка	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации свинца, серебра, цинка
IV-4	7	Восточно-Полоцкая и Черкасинская группа аномалий	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации свинца, меди, цинка, висмута, молибдена
IV-4	8	Группа аномалий Новинская	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации свинца, меди, цинка, серебра, бария, молибдена
IV-4	18	Аномалия в юго-восточном борту р. Караганка	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации свинца, цинка, серебра, золота
<i>Никель</i>				
II-3	7	Северо-восточный участок	[137],[87],[78]	П. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания по пироксенитам

1	2	3	4	5
П-3	8	Без названия	[137],[87]	П.М. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания по клинопироксенитам
П-3	13	Без названия	[87]	П. Охристо-глинистая никеленосная кора выветривания по серпентинитам
П-3	15	Без названия	[137],[87]	П.М. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания по пироксенитам
П-3	16	Без названия	«»	П.М. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания по серпентинитам
П-3	17	Без названия	«»	П.М. Никеленосная кора выветривания по телу дунит-пироксенитового состава
П-3	25	Участок Западный	[137]	П. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания по телу дунит-пироксенитового состава
П-3	27	Без названия	[87]	П. Охристо-глинистая никеленосная кора выветривания по серпентинитам
П-3	35	Без названия	[87],[137]	П.М. Никеленосная кора выветривания по серпентинитам
П-3	38	Без названия	«»	П. Охристая никеленосная кора выветривания тальк-карбонатных пород по серпентинитам
П-3	40	Без названия.	[87]	П. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания по серпентинитам
П-3	42	Без названия	[137]	П. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания по серпентинитам
П-3	46	Без названия.	[87]	П. Охристо-глинистая никеленосная кора выветривания по серпентинитам
П-3	48	Без названия	[137]	П. Никеленосная кора выветривания по серпентинитам
П-3	50	Без названия	[137]	П. Никеленосная кора выветривания по серпентинитам
П-3	52	Без названия	[87]	П. Охристая никеленосная кора выветривания тальк-карбонатных пород по серпентинитам

1	2	3	4	5
II-3	57	Кацбахское	[137]	П. Никеленосная кора выветривания по серпентинитам
II-3	60	Без названия	[137]	П. Никеленосная нонтронитовая кора выветривания по серпентинитам
III-3	8	Без названия	[90],[137]	П. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания по серпентинитам
IV-1	4	Без названия	[135]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации никеля и хрома
IV-1	8	Без названия	«»	П. Никеленосная кора выветривания серпентинитов
IV-3	10	Амамбайское	[78],[137]	П. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания серпентинитов
<i>Молибден</i>				
III-1	5	Карабулакское	[135]	П.М. В биотит-роговообманковых гранитах зона окварцевания с кварцевыми жилами с повышенной концентрацией молибдена
III-1	15	г. Острая	[135],[99]	П.М. В аргиллизированных риолитах повышенные концентрации молибдена, меди, серебра
III-3	2	Кацбахская северная	[137]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации молибдена, свинца, кобальта, цинка, бария, меди, серебра
III-3	5	Каменный мар	«»	П.М. В сланцах кварцевая жила с повышенной концентрацией молибдена
III-3	21	Аномалия в юго-западном экзоконтакте Кацбахского массива	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации молибдена, свинца, бария, меди, кобальта, цинка, серебра
IV-3	7	Полоцкое	«»	П.М. В сланцах, пироксенитах, гранитах кварцевые жилы с молибденитом
IV-3	34	Аномалия в правом борту реки Большая Караганка	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации молибдена, свинца, мышьяка, кобальта, меди, бария, цинка,

1	2	3	4	5
				Серебра
Вольфрам				
I-3	20	р. Бахта	[87]	Ш.П. В шлихах еденичные знаки шеелита
III-4	11	р. Кайрахта	[119]	Ш.П. В шлихах от 2 до 10 знаков шеелита в ассоциации с золотом
<i>Олово</i>				
IV-4	11	Аномалия в верховьях долины р. Караганка	[91]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации олова, бериллия
<i>Алюминий</i>				
III-2	1	Моховое	[117],[135]	П. Каменистые и глинистые бокситы в карстовых впадинах
III-2	2	Моховое болото	[117]	П. Девять развалов каменистых и рыхлых глинистых бокситов в карстовых впадинах
IV-2	3	Участок Чебаркульский	[117],[135]	П. Развалы бокситов и аллитов в пестроцветных глинах
<i>Висмут</i>				
III-2	6	Путь Октября	[137],[90]	П.М. В базальтах и в кварцевых диоритах кварцевые жилы с висмутином и молибденитом
III-4	1	Неплюевская жила - I	[119]	П.М. В грейзенизированных гранитах кварцевая жила с висмутином
IV-4	3	Без названия	[91]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации висмута, вольфрама, олова
IV-4	12	Без названия	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации висмута и олова
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Бериллий</i>				
III-4	5	Без названия	[119]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации бериллия и молибдена
III-4	6	Без названия	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенных концентрациях бериллия

1	2	3	4	5
III-4	7	Без названия	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации бериллия
III-4	8	Без названия	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации бериллия
III-4	9	Без названия	«»	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенные концентрации бериллия
<i>Иттрий</i>				
IV-1	19	Без названия	[105],[135]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации иттрия, иттербия, меди, цинка
IV-1	24	Без названия	[135]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации иттрия и иттербия
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-3	4	Гуровское	[72]	П. В теле серпентинитов хризотилловые жилы с золотом
I-3	9	Рожновское	«»	П.М. В серпентините тальк-хлоритовая жила со знаками золота
I-3	10	Без названия	[110]	П.М. Золотоносная кварцевая жила с вкрапленностью сульфидов
I-3	14	Без названия	«»	П.М. Кварцевая жила со знаками золота и повышенной концентрацией серебра
I-3	21	Без названия	«»	П.М. Кварцевая жила со знаками золота и вкрапленностью сульфидов
I-3	22	Без названия	[87]	П.М. В свалах кварцевой щебенки единичные знаки золота
I-3	25	Без названия	[110]	П.М. Кварцевая жила с золотом и повышенной концентрацией серебра
I-3	30	Без названия	[87]	П.М. В свалах кварцевой щебенки единичные знаки золота
I-3	39	Без названия	[110]	П.М. Кварцевая жила с видимым золотом

I-3	41	Без названия	[87]	П.М. В свалах кварцевой щебенки еди-
1	2	3	4	5
				ничные знаки золота
I-3	42	Без названия	«»	П.М. В свалах кварцевой щебенки еди- ничные знаки золота
II-2	9	Проявление г. Казенной	[133],[109]	П.М. Среди развалов окварцованных из- вестняков и в их кавернах обломки лимо- нитов с повышенными концентрациями золота и бария
II-2	11	Проявление г. Браиловской	[133]	П. Свалы сухаревидных бурых железняков с повышенными концентрациями золота и серебра
II-3	36	Без названия	[110]	П.М. В красных глинах повышенная кон- центрация золота
II-3	55	Без названия	«»	П.М. В кварцевой золотоносной жиле вкрапленная минерализация сульфидов
II-3	56	Без названия	«»	П.М. Золотоносная кварцевая жила с вкрапленностью сульфидов
II-4	2	Без названия	«»	П.М. В кварцевой жиле знаки золота и по- вышенная концентрация серебра
II-4	4	Без названия	«»	Ш.О. В рыхлых отложениях знаки золота
II-4	7	Без названия	«»	П.М. В кварцевых прожилках повышенная концентрация золота и серебра
III-1	1	Без названия	[135]	Ш.О. Знаки золота в элювиальных и элю- виально-делювиальных отложениях
III-1	4	Без названия	«»	Ш.О. Знаки золота в элювиальных и элю- виально-делювиальных отложениях
III-1	6	Верховья р. Ильяска	«»	Ш.О. Знаки золота в элювиальных и элю- виально-делювиальных отложениях
III-1	21	Без названия	«»	П.М. Дайка гранитов со знаками золота
III-2	9	Салганское	[142],[137]	П. В вулканитах основного состава кварц- хлорит-серицит-карбонатные метасомати- ты с сульфидами и повышенными концен- трациями золота, меди, цинка

III-3	4	Левый борт долины	[110]	III.О. В шлихах повышенная концентра-
1	2	3	4	5
		р. Зингейка		ция золота рудного облика
IV-1	9	Без названия	[135]	П.М. В глинистой коре выветривания ту- фоалевролитов повышенная концентрация золота
IV-1	17	Обручевское северное	«»	П. В риолитах кварцевая жила с повышен- ными концентрациями золота и серебра
IV-1	18	Без названия	«»	П.М. В коре выветривания гранитов об- ломки кварца с повышенной концентраци- ей золота
IV-1	25	Без названия	«»	III.О. Знаки золота в рыхлых отложениях
IV-1	28	Обручевское южное	«»	П. В туфах серия кварцевых жил и про- жилков с повышенной концентрацией зо- лота
IV-1	30	Без названия	«»	П. В аргиллизированных туфах повышен- ная концентрация золота
IV-2	24	Целинное	[137]	П. В брекчированных гидротермально измененных породах сульфидная минера- лизация и повышенные концентрации зо- лота, меди, серебра
IV-3	25	Ново-Александровская жила № 1	[137]	П.М. В туфах основного состава кварцевая жила с повышенной концентрацией золота
IV-3	33	Александровское северное	[137]	П.В зонах дробления метасоматически из- мененные породы с прожилково- вкрапленной сульфидной минерализацией и повышенными концентрациями золота.
IV-3	35	Александровское южное	«»	П. В зонах дробления метасоматически измененные породы с прожилково- вкрапленной сульфидной минерализацией
<i>Серебро</i>				
IV-1	15	Аномалия в правом борту до- лины р. Кипчак	[135]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенн- ные концентрации серебра и золота

IV-1	31	Без названия	«»	П.Г.Х.О. В коренных породах повышен-
1	2	3	4	5
				ные концентрации серебра и золота
<i>Платина и платиноиды</i>				
II-3	23	Сахаринское	[14]	П. В нонtronитовых корах выветривания серпентинитов повышенные концентрации палладия и платины
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
III-2	7	Северо-Кипчакское	[92]	П. В песчано-глинистых отложениях ореол радиоактивности 52-126 мкР/ч длиной 1,3 км с повышенной концентрацией урана
III-3	19	Западно-Кацбахское	[137]	П.М. В корах выветривания и в гидротермально измененных приконтактовых породах радиоактивная аномалия и повышенные концентрации тория и урана
IV-1	20	Кизило-Грязнушенская группа аномалий	[92]	Р.А. Четырнадцать радиоактивных аномалий, приуроченных к эффузивам и интрузиям кислого состава. На пяти аномалиях установлена урановая и уран-ториевая природа радиоактивности
IV-1	23	Ароанамалия 88а/60	«»	А.Г. Аэрогаммааномалия урановой природы, связанная с радиоактивностью до 25 мкР/ч в кислых вулканитах и эманацией в почвенном воздухе до 50 эман
IV-2	5	Южно-Кипчакское	«»	П. Четыре локальных радиоактивных ореола в лигнитоносных глинах с повышенной концентрацией урана и тория
IV-2	18	Измайловское -1	«»	П.М. В черных углеродсодержащих мергелях радиоактивность 165 мкР/ч и повышенные концентрации урана и тория
IV-2	19	Баритовое	«»	П.М. В корах выветривания известняков четыре ореола с радиоактивностью 50-253 мкР/ч и повышенная концентрация урана

1	2	3	4	5
				и тория
IV-2	21	Ароанамалия X/56	«»	А.Г. Аэрогаммааномалия уран-ториевой природы, связанная с радиоактивностью до 43 мкР/ч в двух зонах среди граносиенитов и эманацией в почвенном воздухе до 90 эман
IV-3	32	Горелое	«»	П. В двух скважинах радиоактивность до 200 мкР/ч и повышенная концентрация урана и тория
IV-3	36	Скв. 20		П. В коре выветривания углистых металевролитов радиоактивность до 160 мкР/ч и повышенная концентрация урана
IV-4	5	Мандесаровское	[92]	П.М. В коре выветривания углисто-глинистых сланцев радиоактивность до 160 мкР/ч и повышенная концентрация урана
IV-4	9	Береговое	[137]	П. В бесструктурной коре выветривания повышенная концентрация урана
IV-4	13	Скв. 29		П.М. В гранитах радиоактивность до 82 мкР/ч и повышенная концентрация урана
IV-4	14	Новинская аномалия	[92]	Р.А. В коре выветривания углеродсодержащих сланцев ореол с радиоактивностью 50-232 мкР/ч и повышенной концентрацией урана и тория
IV-4	16	Западно-Новинское	«»	П. В семи скважинах кора выветривания углеродсодержащих сланцев с радиоактивностью 46-238 мкР/ч и повышенной концентрацией урана
IV-4	17	Восточно-Новинское	«»	П. В углеродсодержащих сланцах линзы лимонитов с радиоактивностью до 230 мкР/ч и повышенной концентрацией урана

IV-4	20	Новинское	«»	П. В коре выветривания углеродсодержа
1	2	3	4	5
				щих сланцев радиоактивность 63-303 мкР/ч и повышенная концентрация урана
<i>Торий</i>				
I-3	12	Аэроаномалия 59/86	[92]	А.Г. Аэрогаммааномалия ториевой природы, связанная с радиоактивностью 15-25 мкР/ч среди серпентинитов и с почвенной эманацией радона до 54 эман
IV-1	27	Аэроаномалия 81/56	«»	А.Г. Аэрогаммааномалия ториевой природы, связанная с радиоактивностью до 20 мкР/ч в фельзитах и эманацией в почвенном воздухе до 90 эман на площади 370-470 x 250 м
IV-2	10	Аэроаномалия 80/56	«»	А.Г. Аэрогаммааномалия ториевой природы связанная с радиоактивностью до 30 мкР/ч в гранитах и эманацией в почвенном воздухе до 126 эман
IV-2	25	Александровское	«»	Р.А. В десяти шурфах в коре выветривания вулканитов аномалия ториевой природы с радиоактивностью до 30-36 мкР/ч и эманацией радона в почвенном воздухе до 42 эман
IV-3	31	Аэроаномалия 73/56	«»	А.Г. Аэрогаммааномалия ториевой природы связанная с повышенной радиоактивностью до 20 мкР/ч в кислых вулканитах и эманацией радона в почвенном воздухе до 90 эман
Неметаллические полезные ископаемые				
Оптические материалы				
<i>Кварц оптический (go) и пьезоэлектрический (gn)</i>				
I-4	1	Имбектильское	[94]	П. В серицит-кремнистых сланцах кварцевые жилы с кристаллами горного хрусталя

I-4	2	Без названия	«»	П. В метасилицитах кварцевые жилы с кристаллами горного хрусталя
1	2	3	4	5
III-3	14	Кацбахский участок	[81]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы и элювиальные развалы горного хрусталя
III-4	4	Западное	[119]	П. Кварцевые жилы с кристаллами горного хрусталя среди метапесчаников
IV-4	10	Пещерское	«»	П. Кварцевые жилы с кристаллами горного хрусталя в мраморах
Керамическое и огнеупорное сырье				
<i>Каолин</i>				
I-3	17	Черниговское	[87]	П. Каолиновые глины
I-3	29	Субутакское	[115]	П. Глинистая кора выветривания по сланцам
I-4	6	Лесной кордон	[75]	П. Кора выветривания гранитов Джабык-Карагайского массива
II-2	10	Канабинское	[115]	П. Белые пластичные глины в песчано-глинистых отложениях
III-1	9	Карабулакское	[75]	П. Белые каолиновые глины коры выветривания дайки гранит-порфиров
III-3	12	Кацбахское	[75]	П. Глинистая каолиновая кора выветривания слюдистых сланцев
IV-1	22	Обручевское	[115]	П. Белые каолиновые коры выветривания в вулканитах основного состава
IV-4	19	Новинское	«»	П. Глинистая каолиновая кора выветривания гранитов
<i>Высокоглиноземистые материалы (андалузит)</i>				
III-1	10	Без названия.	[135]	П. Андалузитовые роговики в контактовой зоне гранитов
IV-1	2	Северо-Микубайское.	[135],[136]	П. В кварцевых монцонитах ксенолиты кордиерит-андалузитовых роговиков
IV-1	11	Микубайское II	[135]	П. Коренные выходы и развалы корунд-андалузитовых и корунд-силиманитовых роговиков

IV-1	14	Западно-Микубайское	«»	П. Щебнистые и глыбовые свалы кордие-
1	2	3	4	5
				рит-андалузитовых пород
<i>Волластонит</i>				
III-1	14	Мартыновское	[135]	П. Волластонитсодержащие породы в зоне контакта массива Северные Борки
Абразивные материалы				
<i>Корунд и наждак</i>				
III-1	13	г. Острая	[135]	П.М. В аргиллизированных риодацитах густая вкрапленность корунда, диаспора
IV-1	6	Микубайское-I	[135],[136]	П. Элювиальные развалы корунд-силиманит-андалузит-кордиеритовых роговиков
Драгоценные и поделочные камни				
<i>Агаты (agt) и др. поделочные камни (кп)</i>				
III-1	2	Без названия	[135]	П. На площади 400 кв.м выходы флюидальных риолитов буровато-сиреневого цвета
III-1	3	Без названия	«»	П. Обломки агатов размером 2-5 см в пестроцветных глинах
III-2	4	Без названия	«»	П. Среди свалов вулканитов основного состава обломки агатов размером 3-6 см
IV-1	26	Без названия	«»	П. Среди свалов базальтов обломки агатов
IV-1	29	Без названия	«»	П. Агаты в миндалинах базальтов
Прочие ископаемые				
<i>Минеральные краски (Гкс)</i>				
I-2	16	пос. Прииск	[115]	П. В старых выработках пестрые глины с оранжевым пигментом
I-4	7	Родничковское	«»	П. Серые и красные коры выветривания с оранжевым пигментом по сланцам
1	2	3	4	5
II-3	59	Алексеевское	«»	П. В отвалах старых выработок желтые, красные, белые глины коры выветривания слюдистых сланцев

Подземные воды и лечебные грязи				
Воды питьевые				
<i>Пресные</i>				
I-2	14	Наваринское	[122]	П. Подземные воды в зоне трещиноватости пород
I-3	11	Черниговское	«»	П. Подземные воды в зоне трещиноватости пород
III-1	8	Мартыновское	«»	П. Подземные воды в зоне трещиноватости пород

Приложение 3

Список проявлений (П) и пунктов минерализации (П.М.) полезных ископаемых, показанных на карте плиоцен-четвертичных образований листа N-40-XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Металлические полезные ископаемые Радиоактивные элементы <i>Уран</i>				
I-4	10	Бахтинское 3	[92]	П.М. В почвенно-торфянистом слое ореол радиоактивности 60-130 мкР/ч и повышенные концентрации урана и тория
I-4	11	Бахтинское 2	«»	П.М. В почвенно-торфянистом слое ореол радиоактивности 150-340 мкР/ч и повышенная концентрация урана
I-4	12	Бахтинское 4	«»	П. В торфянных отложениях долины р. Бахта поверхностный ореол радиоактивности длиной 2 км с повышенной концентрацией урана и тория

Приложение 4

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте плиоцен-четвертичных образований листа N-40-XXX 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 литературы	Примечание, состояние эксплуатации
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
Песчано-гравийный материал					
I-1	11	Агаповское 2	Р	[100]	эксплуатируется
I-1	12	Гумбейское	«»	«»	эксплуатируется

Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых

№ п.п	Индекс объекта	Название прогнозируемого объекта	Полезное ископаемое	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы		
					P ₁	P ₂	P ₃
1	I-1-3	Западно-Агаповское	железо	тыс.т			250000
2	I-4-9	Михайловское	вермикулит	тыс.т	840		
3	II-2-1	Южное	медь	тыс.т		129,6	
4	II-2-11	Браиловское	золото	т		1,5	
5	II-3-23	Сахаринское	платина	т		40,3	
			палладий	т		57,4	
			родий	т		4,3	
			золото	т		1,9	
6	II-3-24	Алексеевское	никель	тыс.т		25	
			кобальт	тыс.т		1	
7	II-3-38	Без названия	никель	тыс.т		12,9	
			кобальт	тыс.т		1,6	
8	II-3-57	Кацбахское	никель	тыс.т	5,5		
9	II-3-61	Без названия	никель	тыс.т		14,6	
			кобальт	тыс.т		3,8	
10	III-2-8	Вечернее (Кипчакское)	марганец	тыс.т	9900		
11	III-2-9	Салганское	золото	т			4
12	III-3-14	Кацбахское	пъезокварц	т		10,2	
13	IV-1-16	Микубайское	железо	тыс.т			500000
14	IV-2-24	Целинное	золото	т		12	
15	IV-3-10	Амамбайское	никель	тыс.т		19,2	
			кобальт	тыс.т		1	
			платина	т			0,4
			палладий	т			0,6
16	IV-3-33	Александровское северное	золото	т		4,5	
17	IV-3-35	Александровское южное	золото	т		5,6	
18	IV-4-4	11 лет Октября	золото	т		2,7	

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Рудный узел (зона), рудное поле	Вид полезного ископаемого	Единица измерения	Прогнозные ресурсы			
			P ₁	P ₂	P ₃	P ₁ +P ₂ +P ₃
1	2	3	4	5	6	7
Западно-Агаповское рудное поле	железо	тыс. т			250000	250000
Карабулакское рудное поле	железо	тыс. т			500000	500000
Обручевское рудное поле	иттрий, иттербий	тыс. т			16	16
Моховое рудное поле	марганец	тыс. т	9900		72000	81900
	алюминий	тыс. т	10000			10000
Субутак-Браиловская рудная зона	золото коренное	т			4,1	4,1
	золото россыпное	т	0,1	0,2	0,8	1,1
	железо	тыс. т			1000000	1000000
	медь	тыс. т		129,6	51,8	181,4
Черниговский рудный узел	золото коренное	т		1,8	1,5	3,3
Сахаринское золоторудное поле	золото коренное	т			0,8	0,8
	золото россыпное	т	0,1	0,4	0,2	0,7
Сахаринское платина-железо-никелевое рудное поле	золото коренное	т		1,9	1,3	3,2
	платина	т		40,3	8,4	48,7
	палладий	т		57,4	12,1	69,5
	родий	т		4,3	0,9	5,2
Зингейский рудный узел	золото коренное	т		1,5	1	2,5
Кировская рудная зона	золото коренное	т			2	2
Алексеевско-Кацбахская рудная зона	никель	тыс. т	5,5	112,9		118,4
	кобальт	тыс. т		7,6		7,6
	платина	т			4,3	4,3
	палладий	т			6,1	6,1
	родий	т			0,5	0,5
	каолин	тыс. т			3,2	3,2
Амамбайская рудная зона	железо	тыс. т			2670000	2670000
Салганское рудное поле	золото коренное	т		4		4
Амамбайское рудное поле	никель	тыс. т	60	39,2		99,2
	кобальт	тыс. т	4	2		6
	платина	т			0,4	0,4

Список стратотипов и опорных обнажений,
показанных на геологической карте листа N-40-XXX

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Опорное обнажение. Гранодиориты астафьевского комплекса неравномерно разгнейсованные мигматизированные. Прорваны гранитами джабыкского комплекса.	Обн.3451
2	Стратотип обручевского горизонта субрегиональной стратиграфической схемы нижнекаменноугольных отложений Восточного склона Урала.	[37]
3	Стратотип михайловской и ильясской свит	[33, 136]

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

№№ по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст млн.лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
1	Монцодиориты, граниты, лейкограниты балканского комплекса	рубидий-стронциевый	285±5	обн.5048, обн.5321
2	Граниты, лейкограниты джабыкско-санарского комплекса	-"-	278±16	обн.3451, 5532, скв.3060, гл.20м, обн.1052
3	Монциты верхнеуральского комплекса	калий-аргоновый	368	обн.5557
4	Граниты, лейкограниты джабыкско-санарского комплекса	рубидий-стронциевый	266±15	[43]
5	Граносиениты степнинского комплекса	-"-	278±10	[43]
6	Монцодиориты, монциты верхнеуральского комплекса	рубидий-стронциевый	374±7,6	обн.5556, 5542, 5541, 5543
7	Биотит из лейкогранитов кацбахского комплекса	-"-	277±13	[90]
8	Граносиениты, граниты, гранит-порфиры, микрограниты мосовского комплекса	-"-	326±33	обн.8254, 5569, 5568, 5028
9	Кварцевые диориты, гранодиориты, низкощелочные граниты, плагиограниты, лейкограниты неплюевского комплекса	-"-	361±13	обн. 5354, 5352, 5345, 5356, 5345
10	Граниты биотитовые кацбахского комплекса	калий-аргоновый	293	[137]
11	Граниты мосовского комплекса	-"-	333	[135]
12	Граниты мосовского комплекса	-"-	350±10	[135]
13	Граниты мосовского комплекса	-"-	338±34	[135]

Каталог важнейших памятников природы и древней культуры, показанных на листе N-40-XXX

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	2	3
1	Обнажение с остатками ископаемых организмов	Известняки кизильской свиты поздневизейского возраста с обильной ископаемой фауной
2	Археологический	Неукрепленное поселение эпохи бронзы
3	-"-	Древнее захоронение
4	-"-	-"-
5	-"-	-"-
6	Обнажение с остатками ископаемых организмов	Скальные выходы органогенных известняков карбона
7	Геоморфологический	Лог с карстовыми формами рельефа и родниками
8	Археологический	Укрепленное городище эпохи средней бронзы Куйсак
9	-"-	Древние горные выработки "Воровская яма"
10	-"-	Укрепленное городище эпохи средней бронзы Сарым-Саклы
11	-"-	Древнее захоронение
12	-"-	-"-
13	-"-	-"-
14	Опорный геологический разрез	Разрез известняков кизильской свиты. Стратотип Обручевского регионального горизонта
15	Геоморфологический	Останцы выветривания гранитоидов (г.Разборная)
16	Археологический	Неукрепленное поселение эпохи бронзы
17	-"-	Неукрепленное поселение эпохи бронзы в северной части историко-природного заповедника Аркаим
18	-"-	Древние горные выработки
19	Опорное обнажение	Ритмичная пачка аркозовых конгломератов и песчаников с косой слоистостью
20	Археологический	Древнее захоронение

Состав легкой фракции мезозойско-кайнозойских отложений

Приложение 10.

№ пп	Возраст	К-во проб	Компоненты															
			q	k	fsp	ca	f	se	sl	pl		y	slk	гк	g	гп	hd	n
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1	aH ₂	5	38,4	12,0	2,4	1,4	0,02	0,06	2,8	зн	зн	11,4						21,1
2	aH ₁	5	28,8	4,3	1,6	0,8	6	0,1	0,8	0,02	0,01		0,4	2				54,6
3	a ^I III	21	32,8	6,7		6,04	3,6	зн	0,5	0,12	0,2	4,5		3	0,9			41,3
4	dIIIhn	12	38,3	2,7	4,4	32,3	2,6	0,02	1,08									18,6
5	a ^I III	13	32,4	7,6	6,7	8,9	1	зн	1,0	0,03			0,03	4,1				37,7
6	ldIĉr-III	10	19,7	2,2	4,7	34,9	0,7		2,4	зн	1,3			11,7				22,1
7	adIĉr-IIIhn	40	51,3	3,6	4,1	31,9	0,5	зн	3,8				0,007	0,4		0,1		4,2
8	a ^c I	6	39,5	9,7	4,9	13,4	2,2	0,5	7,4	0,03					0,4			22,0
9	adE-IIz	4	50,2	3,0	2,2	40,2	0,02		4,2									
10	adN ²	13	64,7	11,6	1,4	10,0	0,2		3,1	0,02				0,02				1,2
11	N _{1sv}	21	67,2	6,2	0,01	2,2	зн		0,01		0,04			7,2	4,3	3,1		9,7
12	N _{1nr}	19	81,2	7,6	0,03	3,8	0,03		0,09					4,8				1,8
13	P ₃	11	63,8	8,2		зн	зн		0,09			25,4					2,4	
14	P ₂ ²⁻³	5	62,6	0,004		4			2,4			24,2						
15	P ₂	6	44,08	зн					6,8			43,2						0,2
16	P ₁	6	88,0	1,03		0,2			зн					2,5			8,3	
17	K ₂	3	39,9	зн			зн		зн						0,003			
18	K ₁	5	54,34			10,1			0,04							12,0		
19	J ₂₋₃	6	25,5	3,5	0,002		зн		зн			70,9						
20	J ₁	1	43	55,95	1	0,05												

Условные обозначения: голоценовые отложения: aH₂ – низкой поймы, aH₁ – высокой поймы; a^IIII – верхнечетвертичные отложения режевской террасы; dIIIhn верхнеплейстоценовые делювиальные отложения; a^IIII – верхнеплейстоценовые отложения камышловской террасы; отложения нижнего неоплейстоцена-верхнего неоплейстоцена: ldIĉr-III озерно-делювиальные; adIĉr-IIIhn – аллювиально-делювиальные; a^cI – нижнеплейстоценовые отложения чернскутовой террасы; adE-IIz эоплейстоцен-нижнеплейстоценовые аллювиально-делювиальные отложения; adN₂ – плиоценовые аллювиально-делювиальные отложения; N_{1sv} – отложения светлинской свиты миоцена; N_{1nr} – отложения наурзумской свиты миоцена; мезозойско-палеогеновые отложения карстовых впадин осадочной субформации формации коры выветривания: P₃ – олигоцена, P₂²⁻³ – среднего-верхнего эоцена, P₂¹ – нижнего эоцена, P₁ – палеоцена, K₂ – верхнего мела, K₁ – нижнего мела, J₂₋₃ – средней-верхней юры, J₁ – нижней юры. q – кварц, k – кремнистые породы, fsp – калиевые полевые шпаты, ca – кальцит, f – полевые шпаты, se – серпентины, sl – слюда, pl – плагиоклазы, kpl – кислые плагиоклазы, y – углефицированные растительные остатки, slk – слюдисто-кремнистые породы, гк – глинисто-кремнистые породы, g – гипс, гп – глинистые породы, hd – гидрагиллит, п – обломки пород.

Приложение 11. Лист 2

Неустойчивые															Аутигенные							
	ep	am	gr	ap	mt	sph	P	hym	ja	me	tr	bt	cl	fs	K	fe	Pу	Sr	mn	ms	cor	nfe
	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
1	71,2	4,4	зн	0,6	2,2	зн	11,6								0,04	6,4						
2	64,3	12	зн	0,2	1,5	зн	5,7								0,1	6,5	0,8					
3	62,7	7,2	0,3	0,1	1,5	0,2	8,4								0,09	12,2		0,09				
4	58,6	3,8	зн	0,07	5,6	0,1	6,7	зн	0,6	зн					0,04	14,07	0,02		зн			
5	69,4	3,2	зн	зн	3,3	0,07	7,5								0,08	9,8						
6	50,4	0,9	зн	зн	1	зн	3,5				0,3				0,4	21,1				0,1		
7	55,4	2,12	0,06	0,08	2,1	0,1	1,6	зн			0,04	0,1			0,1	29,5	0,007		0,8		0,2	
8	47,8	1,8	0,8	0,08	15,8	0,2	4,4	0,2	зн	0,07			зн		0,2	10,8	зн		1,6			
9	42,0	2,0	0,3	0,2	4,0	0,3	0,5	0,2		0,2					0,4	26,8	зн	зн	0,6			
10	17,9	1,5	0,08	0,2	3,6	0,08	0,3								0,9	54,7						
11	3,4	0,8	0,04	0,007	1,4	0,05	0,2	зн	0,07	0,02		зн	зн		2,6	68,8	0,08	0,4	8,3		зн	1,1
12	0,08	0,03	0,6	0,01	0,3	0,03	0,003	зн	0,06	зн				0,2	23,8	44,3	4,7	0,6	0,3	зн	0,5	
13	0,9	0,2	0,04	0,04	0,4	зн	зн	зн				зн	зн		36,1	14,6	11,0		зн	зн	15,8	
14	0,4	зн	0,2		1,4										38,7	20,6	зн		зн			
15	0,8	зн	0,4	зн	2,5	зн	0,07	зн							12,8	14,6	26,4		0,2		4,5	2,3
16	0,1	зн	зн	зн	0,2	зн	зн	зн	зн			зн	зн		199,2	43,8	8,0		0,2		зн	
17	0,6	зн	0,1		3,6	зн	зн	0,06				зн	0,02		20,6	3,9	0,3					1
18	0,2	зн	зн	зн	0,8	зн	зн	зн				0,2	зн		16,3	60,4	0,4	0,8	1,08	зн	5,8	10,9
19	3,5	1,5	0,01	зн	9,3	зн	0,1	0,05							2,12	16,5	12,07	3,1	0,01	6,63	16,7	
20	зн						зн								89,0	10				1		

Условные обозначения: st – ставролит, zt – циркон, tu – турмалин, i – ильменит, r – рутил, cr – хромит, l – лейкоксен, cht – хлоритоид, ans – анатаз, cor – кордиерит, ad – андалузит, mz – монацит, ba – барит, lip – псевдоморфозы лимонита по пириту, hm – гематит, ky – кианит, ct – целестин, ep – эпидоты, am – амфиболы, gr – гранаты, ap – апатит, mt – магнетит, sph – сфен, p – пироксены, rum – пумпелиит, ja – ярозит, me – мелилит, tr – тремолит, bt – биотит, cl – хлориты, fs – фосфаты, fe – гидроокислы железа, py – пирит, sr – сидерит, mn – гидроокислы марганца, ms – марказит, cor – корунд, nfe – обломки ожелезненных пород, K – палеогеографический коэффициент. Остальные условные – см. приложение 10.