

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 4, Number 418 (2016), 36 – 50

METALLOGENIC VALUE INTRUSIVE AND METASOMATIC FORMATIONS KARSACKPAY AREA

A. B. Baibatsha

Kazakh National Research Technical University named after K. I. Satpayev, Almaty, Kazakhstan.

E-mail: baibatsha48@mail.ru

Keywords: deposit, magmatism, metasomatism, plumetectonics, petrochemistry.

Abstract. The results of research in the field of geological Karsackpay ore district. The active manifestation of magmatic and metasomatic processes is determined by the localization of the area in the linear region with a characteristic geosuture diverse mineralization. This area is not known component of the triad characteristic of ophiolite association, such as basic volcanics and jasper. Facilities unlikely magmatic rocks of the complex to the ophiolite association is confirmed by field and laboratory studies. Formation of rocks that form the intrusive massifs, can be explained from the position of plumetectonics in geosuture zone.

Formation of ultramafic, mafic and granitoid in geosuture zone may be associated with the process of separation of magma in the mantle of nucleation and granitoids areal nature outside geosuture – local manifestation anatexis and palingenesis in the continental crust. Data of geophysical research shows confinement and deep spreading intrusions along geosuture zone. Magmatic and metasomatic activity geosuture area and direct search features define mineralization prospect area for prediction of industrial minerals and scientific substantiation of prospect evaluation survey.

УДК 553.041:552.3:552.4

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КАРСАКПАЙСКОГО РАЙОНА

А. Б. Байбатша

Казахский национальный исследовательский технический университет им. К. И. Сатпаева,

Алматы, Казахстан

Ключевые слова: месторождение, магматизм, метасоматоз, плюм-тектоника, петрохимия.

Аннотация. Приведены результаты полевых геологических исследований в Карсакпайском рудном районе. Активное проявление магматизма и метасоматических процессов определяется локализацией района в линейной зоне геосутур с характерной разнообразной минерализацией. В данном районе не известны составные триады, характерной для офиолитовой ассоциации, такие как основные вулканы и яшмоиды. Маловероятность принадлежности пород магматического комплекса к офиолитовой ассоциации подтверждается данными полевых и лабораторных исследований. Формирование пород, слагающих интрузивные массивы, можно объяснить с позиции плюм-тектоники в зоне геосутур.

Формирование ультрамафитов, мафитов и гранитоидов в зоне геосутуры может быть связано с процессом расслоения магмы, зарождающей в мантии, а гранитоидов площадного характера за пределами геосутур – локальным проявлением анатексиса и палингенеза в континентальной коре. Данные геофизических исследований показывают приуроченность и глубинное распространение интрузии вдоль геосутурной зоны. Магматическая и метасоматическая активность геосутурной зоны и прямые поисковые признаки оруденения определяют перспективность района для прогноза промышленных полезных ископаемых и научного обоснования проведения поисково-оценочных работ.

Введение. Рассматриваемая территория расположена вдоль зоны Западно-Улытауского глубинного разлома, который проходит по границе Улытауского антиклинория и Торгайской синеклизы. Зона протягивается меридионально узкой полосой, имея протяженность порядка 300 км [1].

При дешифрировании материалов дистанционных съемок из космоса и деривативных изображений 1 : 200 000 масштаба выделено 170 магматических тел. По спектральным характеристикам магматические образования разделены на ультрамафиты, мафиты и кислые. Отнесение пород на космогеологической схеме к тому или иному петрохимическому типу проведено достаточно условно и требует соответствующих петролого-петрографических подтверждений. Кроме этого выделены ореолы магматогенно-термального воздействия на вмещающие породы.

Отдельное внимание при дешифрировании было уделено «малым» телам ультраосновных и основных пород, которых выделено более 160. Эти тела располагаются в центральной части площади. Все они тяготеют к выявленным разрывным нарушениям, вытянуты в меридиональном направлении и образуют зону шириной до 2–2,5 км и, вероятно, фиксируют зону разрывного нарушения глубинного заложения. Однако следует отметить, что большинство этих тел в материалах дистанционных съемок *Landsat* и *Aster* выделяются 2–3 пикселями (30–60 м), что с одной стороны снижает достоверность их картирования и интерпретации состава, а с другой – доставляет определенные сложности при отображении на графике в заданном масштабе. Кислые породы на изученной территории встречены только в западной части. Здесь они образуют два вытянутых в меридиональном направлении штока, размером 2х6 и 1х3 км.

Результаты научных исследований и их обсуждение

На изученной площади участка Карсакпай получили широкое распространение ореолы магматогенно-термального воздействия различных по составу и размерам интрузий на вмещающие породы. Участки проявления такого воздействия по своим спектральным характеристикам весьма близки с одной стороны к ультраосновным и основным породам, а с другой – к ороговикованным терригенно-вулканогенным породам. Следует заметить, что участки проявления этого процесса совпадают, в том числе, и с участками проявления базит-ультрабазитового магматизма.

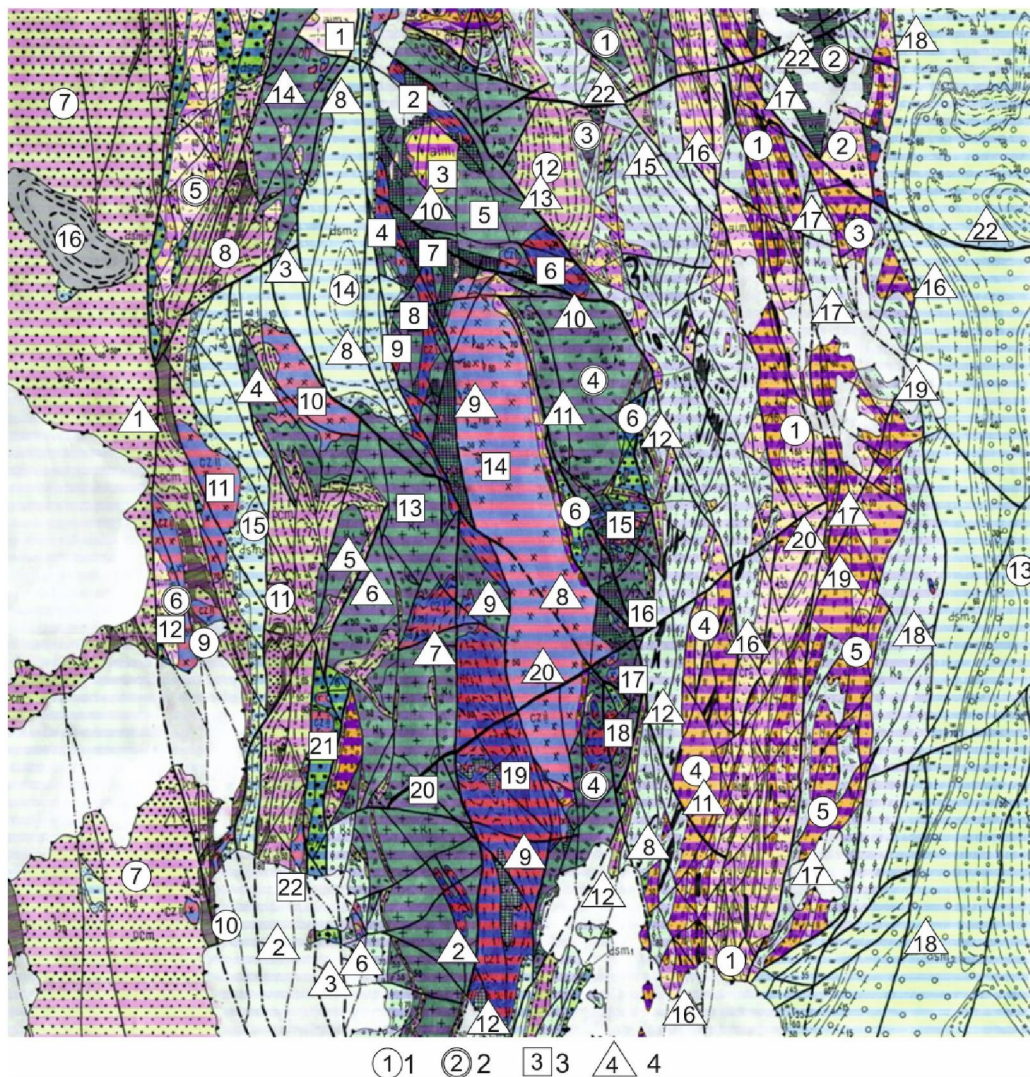
На территории Карсакпайского рудного района выделены [2] следующие интрузивные комплексы: 1) палеопротерозойский жауынкарский комплекс гранитов и лейкогранитов; 2) неопротерозойский комплекс порфиروبластовых гранито-гнейсов; 3) улытауский комплекс серпентинизированных перидотитов и пироксенитов; 4) карсакпайский комплекс щелочных сиенитов; 5) актасский комплекс субщелочных, лейкократовых и аляскитовых гранитов; 6) позднеордовикский комплекс гипабиссальных интрузий основного состава; 7) позднеордовикский кырыккудыкский комплекс диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов. С этими магматическими комплексами связаны соответствующие метасоматические преобразования горных пород в различной степени и рудопроявления (рисунок).

1. Палеопротерозойский жауынкарский комплекс гранитов и лейкогранитов (γ PPRgn). Граниты жауынкарского комплекса образуют несколько массивов средней величины (50–100 км²) в центральной части Майтобинской подзоны. Наиболее крупные из них *Жауынкарский* (20), *Куланбайский* (13) и *Северо-Сарысайский* (5).

Контакты этих гранитов с окружающими их породами, в основном, тектонические. Активные интрузивные контакты наблюдаются лишь с порфироидами палеопротерозойского возраста, для эндоконтактовых зон гранитов характерны отчетливые порфиرويدные структуры. Экзоконтактовые изменения выражены в перекристаллизации и фельдшпатизации вмещающих пород в зоне шириной в первые десятки метров.

Полевошпатовый метасоматоз в связи с гранитоидами жауынкарского комплекса ничтожен по своим масштабам проявления и не идет ни в какое сравнение с процессом образования гранито-гнейсов и полевошпатовыми изменениями, связанными с более молодыми гранитами актасского комплекса.

Интрузии комплекса однофазны и имеют однородное строение и состав, сложены крупнозернистыми биотитовыми гранитами и лейкогранитами. В пределах *Жауынкарского массива* (20) наблюдались единичные небольшие тела порфиroidных гранитов, относящихся к дополни-



Структурно-формационная схема и геологические структуры Карсакапайского района по [2]

Синклинали и их номера: 1 – Карсакапай-Бурмашинская; 2 – Орнекская; 3 – Жарминская; 4 – Байжанаская; 5 – Торетамсайская; 5а – Зорадырская; 6 – Карамола-Кыземпекская; 7 – Апцимирская; 8 – Байконырская; 9 – Жыланбулакская; 10 – Карымбайская; 11 – Курайлинская; 12 – Каражалская; 13 – Кумолинская; 14 – Сарысайская; 15 – Татпенская; 16 – Байконырская депрессия. *Антиклинали и их номера:* 1 – Кантобинская; 2 – Балажездинская; 3 – Тумырза-Сарысайская; 4 – Дюсенбайская; 5 – Коксуская; 6 – Западно-Курайлинская. *Интрузивные массивы и их номера:* 1 – Актасский; 2 – Тумырза-Сарысайский; 3 – Карсакапайский; 4 – Пионерский; 5 – Северо-Сарысайский; 6 – Южно-Сарысайский; 7 – Актобинский; 8 – Шоқырсайский; 9 – Западно-Шоқырсайский; 10 – Алтуайтский; 11 – Дюсенбайский I; 12 – Курайлинский; 13 – Кузембайский; 14 – Майтобинский; 15 – Акбулакский; 16 – Тасбулакский; 17 – Дюсенбайский II; 18 – Насымбайский; 19 – Койтауский; 20 – Жауынкарский; 21 – Сатанский; 22 – Татпенский. *Разломы и их номера:* 1 – Жалтауский; 2 – Сатанский; 3 – Сарысайский; 4 – Алтуайтский; 5 – Курайлинский; 6 – Упштобинский; 7 – Коктауский; 8 – Актасский; 9 – Куланбайский; 10 – Кожекжалский; 11 – Восточно-Майтобинский; 12 – Кыземпекский; 13 – Бастобинский; 14 – Ушқырлытауский; 15 – Кантобинский; 16 – Бурмашинский; 17 – Карсакапайский; 18 – Западно-Улытауский; 19 – Шотыбайский; 20 – Упштобе-Бурмашинский; 21 – Орнекский; 22 – Балажездинский; 23 – Кокталский

Flow structure diagram and geological structures of Karsakpai of district on [2]

тельной интрузивной фазе. Граниты крупнозернистые, светло-желтые и серые состоят из крупных (0,5–1,0 см) выделений кварца (29–37 %), плагиоклаза, состав их от альбита-олигоклаза до олигоклаза № 17 (12–36 %) и более крупных (1–2 см) толстотаблитчатых иногда овоидальных кристаллов КПШ, часто встречается биотит в виде крупных удлиненно-призматических лейст (до 5 %). По составу полевых шпатов граниты изменяются от разностей с преобладанием плагиоклаза до существенно микроклиновых.

Калий-натриевые полевые шпаты этого комплекса по данным И. З. Филиппович (1971) характеризуются средним содержанием рубидия 110–187 г/т и по этому признаку четко отличаются от калий-натриевых полевых шпатов других комплексов.

Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, цирконом, редко ортитом и гранатом. В существенно микроклиновых разностях содержится монацит.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая в неизменных разностях, blastsгранитовая и в измененных – blastокатакlastическая. Первичная текстура гранитов массивная, ориентировка минералов отсутствует. Совершенно массивные разности сохранились на небольших участках в крупных массивах, на остальной площади граниты разгнейсованы. Разгнейсование неравномерное и усиливается вблизи линейных зон разломов, здесь породы имеют облик blastокатакlastических гнейсо-гранитов с отчетливой линейной текстурой. В этих зонах наиболее отчетливо проявлен полевошпатовый метасоматоз, наблюдаются интенсивно и полностью проявленные фельдшпатолиды. Ширина этих зон 0,5–1,2 км. С участками полевошпатовых изменений связаны ореолы редкоземельной и редкометалльной минерализации.

Граниты комплекса на юге района подвержены незначительной более поздней грейзенизации, что выражается в образовании веерообразных агрегатов и скоплений мелких чешуек зеленого биотита и ксеноморфных выделений флюорита.

По химическому составу граниты жауынкарского комплекса относятся к гранитам нормального ряда калий-натриевой серии с преобладанием калия над натрием, к группе высокоглиноземистых. Кроме гранитов нормального ряда изредка наблюдаются разности близкие к лейкократовым и субщелочным. Характерен устойчивый химизм гранитов комплекса в различных массивах. Для гранитов жауынкарского комплекса характерна положительная специализация на иттербий, содержания иттрия, молибдена и олова выше и близки к кларковым для кислых пород. Содержание железа ниже кларка, соотношение элементов-примесей однообразно.

Граниты комплекса комагматичны порфироидам палеопротерозойской порфиroidной толщи, на этот факт неоднократно указывали в своих работах В. И. Серых (1987), А. В. Авдеев (1989), И. В. Глухан (1989).

Некоторое повышение магнитной напряженности до 100 нТл над гранитами этого комплекса в южном окончании *Сарысайского массива* (6) на контакте с пироксеновыми сиенитами *Карсакапайского* (3) интрузивного комплекса ($\Delta \sim 300$) обусловлено их экзоконтактовыми изменениями. Аномальное повышение магнитной напряженности до 200 нТл над выходами гранитов комплекса в северо-западном эндоконтакте *Куланбайского массива* (13) и наличие здесь зоны градиента ΔT_a указывает на боковое влияние диоритов кырыккудукского интрузивного комплекса ($\Delta_{cp} = 250$), выходы которых закартированы к северо-западу от этого массива.

Вертикальная мощность блока, сложенного гранитами жауынкарского интрузивного комплекса, по данным интерпретации гравиметрических данных, колеблется от 0,6 (*Северо-Сарысайский массив* (5)) до 5,5 км и выше (*Куланбайский массив* (13)).

По геофизическим данным Ю. Л. Бастрикова, вертикальная мощность блока гранитоидов *Жауынкарского массива* (20) увеличивается от 0,5 км в периферийной его части до 2,0 км в центральной. В целом, вышеуказанный массив имеет локколитообразную форму с эрозионно-срезынным верхом.

Куланбайский массив (13) совпадает в плане с эпицентром наиболее интенсивной отрицательной аномалии силы тяжести – 58 мГал, имеет мощность в блоке свыше 5,5 км и тектонические контакты. Его восточный контакт, по данным интерпретации гравитационной аномалии, погружается на восток: сначала под углом 30° , а затем на глубине 0,5 км под углом 50° под гранодиориты кырыккудукского интрузивного комплекса ($\rho_{cp} = 2,77 \text{ г/см}^3$). Западный контакт *Куланбайского массива* имеет близвертикальное падение.

Шокырсайский массив (8), расположенный севернее *Куланбайского массива* (13), отмечается северным окончанием отрицательной гравитационной аномалии. Вертикальная мощность блока, сложенного гранитами, составляет порядка 3,0 км.

Возраст гранитов жауынкарского комплекса на протяжении всей истории изучения геологии Южного Улытау являлся одним из наиболее спорных и сложных вопросов. Исходя из анализа взаимоотношения гранитов жауынкарского комплекса с вмещающими породами (резкость и

прямолинейность контактов, хорошо выраженная зона закалки и др.) можно говорить о пост-кинематической природе данных интрузивов, т.е. о приуроченности их к периоду завершения крупного этапа развития протоконтинентальной коры. Одним из наиболее ярких представителей подобных гранитов в допалеозойской истории являются *граниты рапакиви*, время внедрения которых (1650–1700 млн лет) считается общепринятым, т.е. соответствует границе палеопротерозоя и мезопротерозоя.

Опираясь на комплекс геологических, петрографических и петрохимических данных, таких как: 1) специфическая порфиридная структура, нередко с овоидальными вкрапленниками калиевого полевого шпата (в том числе и с олигоклазовой оторочкой); 2) состав гранитоидов комплекса в целом близкий к составу типичного рапакиви; 3) сходные петрохимические особенности, такие как высокая железистость, калиево-аппаитность, низкая основность, сходный состав относительно низкотемпературных полевых шпатов, высокая железистость биотитов; 4) близкая геохимическая специализация, граниты жауынкарского комплекса чрезвычайно сходна с гранитами рапакиви и являются их аналогами. Возраст комплекса В. И. Серых считает палеопротерозойским (1700 млн лет).

Первичные изотопные отношения в породах Улытау сильно нарушены и поэтому геохронологические датировки, сделанные в разное время, разными методами и по разным минералам дают очень широкий разброс цифр от 500 ± 26 до 2440 ± 200 млн лет.

Полевые наблюдения, анализ геологических, петрографических данных позволяет нам утверждать, что неоспоримым фактом является прорывание гранитами толщи порфиридов, которая в свою очередь перекрывается фаунистически охарактеризованными породами мезопротерозоя, активных контактов гранитов с мезопротерозойскими породами неизвестно.

Принимая во внимание геологические данные, в настоящее время, по-видимому, следует отдать предпочтение неким средним возрастам (1600–1700 млн лет) как это и сделано в «Схеме корреляции магматических и метаморфических комплексов Центрального Казахстана» [2].

На данном этапе исследования такие значения хорошо увязываются с историко-геологической позицией описываемых пород [3–10].

2. Неопротерозойский комплекс порфиробластовых гранито-гнейсов (ygNPR). Породы гранито-гнейсового комплекса выходят на поверхность в пределах Майтобинской подзоны, слагая ряд массивов, образующих два пояса близмеридионального простирания: западный и восточный. Западный пояс гранито-гнейсовых массивов шириной 4–6 км протягивается на 70 км от гор Карасыр на юге до р. Тумырза-Сарысай на севере. На востоке он ограничен *Куланбайским разломом*, на западе – *Койтауским взбросом*.

Гранито-гнейсы восточного пояса слагают изолированные массивы среди палеопротерозойских вулканогенных толщ кислого и, реже, среднего составов. В этой зоне гранитизация проявлена слабее, массивы единичны. Гранито-гнейсы окружены ореолами гнейсов, шириной 0,3–0,5 до 1,0 км, постепенно переходящими в умеренно- и слабофельдшпатизированные эффузивные и метаосадочные породы.

Судя по гнейсовидной текстуре, гнейсы и гранито-гнейсы имеют единый структурный план с вмещающими складчатыми комплексами. Внутреннее строение массивов неоднородно, отмечается постепенная смена гранито-гнейсов различного облика и состава «тела» гнейсов среди гранито-гнейсовых образований. В центральной части массивов «тела» гнейсов единичны и маломощны (до первых метров), к периферии массивов количество и мощность гнейсовых «тел» и «прослоев» возрастает.

Микроскопически в гранито-гнейсах наблюдается интенсивная до полнопроявленной фельдшпатолизация, при переходе к гнейсам интенсивность изменений падает до сильно-умеренной, а во вмещающих породах до умеренной и слабой. Облик и состав гранито-гнейсов, особенно гнейсов, в значительной степени зависит от состава исходных пород.

Среди гранито-гнейсов выделяются следующие разновидности: 1) микроклин-альбитовые (Мкн-Ал) и 2) ортоклаз-альбитовые (Орт-Ал). Микроклин-альбитовые гнейсы по зернистости подразделены на две группы: порфиробластические мелкозернистые и порфиробластические средне- и крупнозернистые.

Микроклин-альбитовые (Мкн-Ал) гранито-гнейсы порфиробластовые мелкозернистые (yg₁NPR). Светлые, светло-желтые, светло-розовые породы с мелкозернистой основной массой с

отчетливой гнейсовидной текстурой, на фоне которой выделяются порфиробласты калиевого полевого шпата размером 0,5–1 см, единичные – до 1,5 см. По данным И. З. Филиппович (1971), калиевый полевой шпат относится к промежуточному микроклину, для которого характерно довольно высокое по сравнению с другими комплексами содержание рубидия (273–450 г/т). В основной массе – калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, кварц, биотит. Акцессорные минералы – циркон, апатит, монацит. Структура пород порфиробластовая, основной массы – гранобластовая.

В *Насымбайском массиве* (18) структура пород гранобластовая, близкая к роговиковой, что вероятно связано с влиянием позднеордовикского *Майтобинского массива* (14). На отдельных участках, например, западнее Майтобинского массива, в гранито-гнейсах иногда наблюдаются скопления веерообразных чешуек зеленого биотита, часто совместно с ксеноморфными выделениями флюорита, образование которых связано с гидротермально-метасоматическим влиянием более молодого кырыккудыкского комплекса.

Микроклин-альбитовые (Мкн-Ал) гранито-гнейсы порфиробластические средне- и крупнозернистые (yg_2bNPR). По минеральному составу эти гранито-гнейсы аналогичны вышеописанным и отличаются от них большими размерами порфиробластических вкрапленников (до 1–2 см, иногда до 3 см) и зерен в основной массе до 0,3–0,5 мм.

Ортоклаз-альбитовые (Орт-Ал) порфиробластовые гранито-гнейсы (yg_2NPR). Ортоклаз-альбитовые гранито-гнейсы слагают несколько мелких массивов, расположенных севернее и восточнее *Майтобинского массива* (14). От микроклин-альбитовых они отличаются тем, что порфиробласты в них представлены ортоклазом, а основная масса имеет более изменчивый минеральный состав. Основная масса сложена калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем и биотитом, количество которого колеблется от менее 1 до 10–15 %, в некоторых разностях появляется амфибол. Акцессорные минералы – циркон, магнетит, апатит, сфен.

Плагиоклаз представлен альбитом (№ 2–10) в разностях, содержащих биотит, и олигоклазом (№ 23–25) в биотит-амфиболовых разностях. Биотит – коричневатый, высокожелезистый, лейсты его обычно ориентированы по гнейсовидности, кроме того наблюдаются веерообразные агрегаты и скопления тонкочешуйчатого зеленого биотита, особенно многочисленного в районе проявления Майтобе, что связано с влиянием гранитов *Актаского комплекса* (1).

Среди гнейсов, генетически связанных с гранито-гнейсами, также выделяются две разновидности: Мкн-Ал и Орт-Ал. По составу слагающих минералов гнейсы аналогичны соответствующим по составу гранито-гнейсам. В гнейсах иногда наблюдаются реликты структуры и вкрапленников первичных пород. Среди ортоклаз-альбитовых гнейсов выделяются породы с идиоморфными порфиробластами и разности с крупными до 2–3 см «очками» розовых калиевых полевых шпатов (очковые гнейсы), для последних характерно повышенное содержание биотита. Они образовались за счет метатерригенных пород, с которыми имеют взаимные переходы.

Взаимные переходы между разными по составу гранито-гнейсами и гнейсами не наблюдаются. Петрохимический состав гранито-гнейсов близок к среднему составу гранитов по Дели, но отличается от него большей железистостью, что, вероятно, связано как с высокой железистостью исходных пород, так и с ее увеличением в процессе гранитизации [2].

По данным Д. К. Фролова (Зайцев, 1971) микроклин-альбитовые гранито-гнейсы имеют отрицательную геохимическую специализацию на большую часть элементов, за исключением молибдена, содержание которого выше кларкового. Кроме молибдена для отдельных мелких массивов гранито-гнейсов характерна положительная специализация на медь и никель. Гранито-гнейсы, слагающие *Насымбайский* (18) и *Тумырза-Сарысайский* (2) массивы, по сопоставлению параметров распределения обнаруживают сходство в распределении свинца, циркония и кобальта.

Ортоклаз-альбитовые гнейсы имеют положительную геохимическую специализацию на молибден, иттербий. Содержания иттрия и свинца незначительно выше кларковых, а олова и циркония близки к кларковым.

Сопоставление при помощи критериев Фишера и Стьюдента микроклин-альбитовых и ортоклаз-альбитовых пород обнаруживает значительные различия в распределении элементов в этих породах.

В гравитационном поле гранито-гнейсы отмечаются отрицательными гравитационными аномалиями. Более отчетливо прослеживается западный пояс гранито-гнейсов, куда входят *Койтауский* (19) и *Пионерский* (4) массивы. Он фиксируется восточной частью обширного грави-

тационного минимума интенсивностью – 36 мГал, и изолинии силы тяжести подчеркивают субмеридиональное простирание массивов. Восточная часть *Койтауского* массива ограничена одноименным разломом, который по геофизическим данным имеет восточное падение под углом 20° и на глубине – порядка 200 м более крутое – около $70-60^\circ$. Вертикальная мощность массива составляет 2,5 км.

Небольшие массивы *Тумырза-Сарысайский* (2), *Насымбайский* (18) и *Западно-Шокырсайский* (9) образуют восточный пояс гранито-гнейсов и прослеживаются по изгибам изолиний силы тяжести. На карте Vzz Насымбайский массив фиксируется отрицательной аномалией Vzz интенсивностью 36 этвешей. В магнитном поле гранито-гнейсы сопровождаются отрицательным магнитным полем напряженностью от –60 до –140 нТл. Над гранито-гнейсами, слагающими Насымбайский массив, крайне редко напряженность увеличивается до 100 нТл, что обусловлено боковым влиянием гранодиоритов верхнего ордовика ($\Delta_{cp} = 250$) *Майтобинского массива* (14).

И. В. Филиппович (Зайцев, 1971), изучая гранито-гнейсы, пришла к выводу, что при их образовании имели место перекристаллизация, щелочной метасоматоз и, возможно, на отдельных участках переплавление. На основании полевых наблюдений и изучения петрографического материала считают, что все три процесса сыграли свою роль при образовании гранито-гнейсов, но наиболее ярко проявлен процесс щелочного метасоматоза.

Возраст гранито-гнейсового комплекса точно не определен. Наиболее молодыми отложениями, подвергшимися гранитизации, являются порфиroidные толщи палеопротерозоя. Данных об активном воздействии процесса гранитизации на мезопротерозойские отложения нет. Цифры геохронологического возраста гранито-гнейсов дают очень большой разброс значений от 700 до 1700 млн лет и отражают этапы неоднократных интенсивных тектоно-метаморфо-метасоматических преобразований пород. Значение 1700 ± 130 млн лет (по отношению Pb^{207}/Pb^{206}), полученное С. И. Зыковым и С. И. Ступниковой для ортоклаз-альбитовых гнейсов *проявления Пионер*, возможно отражает возраст гранитов жауынкарского комплекса, в непосредственной близости от выхода которых находится блок гранито-гнейсов, где была отобрана проба.

Наиболее древними и статистически устойчивыми являются значения 980–1100 млн лет (Зайцев Ю.А., Филатова Л.И., 1974). Именно эти значения приняты как время образования гранито-гнейсового комплекса в «Схеме корреляции магматических и метаморфических комплексов...». По мнению [2] процесс гранитизации в районе связан с этапом закрытия мезо-неопротерозойского рифта и является отражением глубинных процессов в пределах сопряженного с рифтом блока континентальной коры, сложенного породами палеопротерозоя.

3. Неопротерозойский ультауский комплекс серпентинизированных перидотитов и пироксенитов (vsNPRul). Ультрамафитовые «интрузии» региона приурочены к узкой меридиональной полосе в восточной части Карсакпайской подзоны. Ю. А. Зайцев (1961) относил их к Западно-Ультаускому гипербазитовому поясу, фиксирующему зону субмеридионального глубинного регионального разлома. Размеры тел от 0,1–0,3 до 3 км² (6x0,5 км). Все ультрамафитовые тела залегают среди метаморфо-метасоматических пород протерозоя. Они плохо обнажены, интенсивно серпентинизированы и рассланцованы, по ним развита нонтронитовая кора выветривания. Контакты с вмещающими породами не обнажены.

В более крупных массивах, расположенных севернее рассматриваемого района, в центральных частях тел встречаются менее выветрелые разности, представленные серпентинизированными перидотитами с реликтами первичных структур и минералов: ортопироксена, по которому развиты крупные (несколько сантиметров) кристаллы бастита; клинопироксена (диопсида); оливина, интенсивно измененного с типичными петельчатыми структурами. Исходя из реликтов минерального состава можно предположить, что серпентиниты образовались по перидотитам и первоначальные «интрузии» по составу являлись пироксенит-перидотитовыми.

В выветрелом состоянии породы представляют собой агрегат хризотила, антигорита, хлорита, магнетита, с выходами этих пород связаны проявления хризотил-асбеста.

Тела ультрамафитов отчетливо прослеживаются на крупномасштабных картах ΔT и интенсивными положительными магнитными аномалиями и локальными аномалиями силы тяжести высших порядков. Лишь серпентиниты фиксируются отрицательными гравитационными аномалиями. Можно говорить о близости массива Ешкиольмес и других массивов района к интрузивным

«стратиформным» расслоенным комплексам ультрамафитов. Следует учитывать также и тот факт, что в данном районе не известны другие составные триады, характерной для офиолитовой ассоциации, как основные вулканиты и яшмоиды.

Достаточно сложным является и вопрос о возрасте ультрамафитовых пород. Возраст условно принимается неопротерозойским (позднерифейским) в соответствии с мнением ряда предыдущих исследователей. Ультрамафитовые породы, слагающие массив Шайтантас, имеют ордовикский возраст, так как они прорывают фаунистически охарактеризованные комплексы ордовика и наблюдаются в гальке конгломератов верхнего ордовика. Ультрамафиты, расположенные среди палеозойских вмещающих пород, не имеют активных контактов. В «Схеме корреляции магматических и метаморфических комплексов ...» возраст Улытауского комплекса принимается раннекембрийским.

4. Неопротерозойский карсакпайский комплекс щелочных сиенитов. Породы комплекса слагают единственный в регионе *Карсакпайский массив* (3), находящийся в центральной части Майтобинской подзоны. Ранее считали, что массив однороден и сложен лейкократовыми и гастингситовыми сиенитами. И. З. Филиппович, изучая массив, выделила новые особенности его строения и состава. По ее мнению – это массив центрального типа, который имеет концентрически зональное строение и состоит из трех зон, отличающихся по составу и структуре и сформировавшихся в результате самостоятельных фаз внедрения. Результаты полевых наблюдений и анализ имеющегося петрографического и петрохимического материала подтвердили выводы И. З. Филиппович. Выделяются три фазы.

Первая фаза – биотит-пироксеновые сиениты крупнозернистые ($\xi_1\text{NPR}k$). Породы первой фазы слагают центральную часть массива, которая на поверхности представляет собой выровненное плато, обрамленное почти кольцевой грядой, образованной породами третьей фазы. Сиениты I фазы темно-серые крупнозернистые, состоят из калиевого полевого шпата (КПШ) и темноцветных (от 20–25 до 50 %). КПШ – решетчатый микроклин с многочисленными пертитами альбита. Темноцветные минералы: биотит темнокоричневый, клинопироксен (авгит) и крайне редко амфибол (гастингсит); аксессуарные – циркон, апатит. Структура породы аллотриоморфнозернистая. Вторичные минералы: альбит в виде пертитов и агрегатов зерен часто совместно с кварцем, редкие чешуйки зеленого биотита, реже серицита.

Вторая фаза – щелочные гастингситовые сиениты мелко-среднезернистые ($E\xi_2\text{NPR}k$). Они слагают внешнюю зону массива, по форме близкую кольцевой дайке. По замерам элементов залегания и данным геофизики (Строкин Ю.А., 1966) внешняя зона имеет форму наклоненного к центру массива на западе под углом 15–20° на севере и востоке – 50–80°. Гастингситовые сиениты, вероятно, внедрились по коническим трещинам отрыва. Сиениты II фазы мелко-среднезернистые, иногда с нечетко проявленной порфиривидной структурой, с плоскопараллельной текстурой. Состоят из калиевого полевого шпата (микроклина) и гастингсита, количество которого достигает 10–15%. Аксессуарные минералы: магнетит, ильменит, циркон, сфен, ортит; вторичные – альбит.

Третья фаза: лейкократовые щелочные сиениты ($E\xi_3\text{NPR}k$). Они слагают среднюю часть массива, образуя кольцевую гряду шириной 250–300 м, которая на аэрофотоматериалах выделяется более светлым фототонном. Породы белые, светло-серые мелко-среднезернистые, иногда с нечетко проявленной порфиривидной структурой, от сиенитов второй фазы отличаются отсутствием гастингсита.

Непосредственных контактов с породами других фаз не наблюдается, но гастингситовые сиениты второй фазы, образующие внешнюю зону массива, прорываются лейкократовыми жильными сиенит-аплитами, идентичными по облику и составу сиенитам третьей фазы.

Жильная серия представлена щелочными сиенит-аплитами, щелочными лампрофирами и нефелин-эгириин-авгитовыми сиенитами. Для них характерна незначительная мощность и протяженность. Почти все жилы локализируются в пределах массива, лишь единичные выходят за пределы массива. Сиенит-аплиты встречаются, в основном, во внешней зоне, мощность их обычно 0,5–1,0 м, простирание жил параллельно контактам массива. Щелочные лампрофиры образуют крутопадающие жилы, мощностью 0,1–1,2 м, длиной до 1 км.

Нефелиновые сиениты слагают жилы мощностью 0,5–1,0 м, наблюдаются в центральной части массива, при приближении к зоне эндоконтакта переходят в эгириновые сиениты. Экзоконтак-

товые изменения незначительны и выражаются в сиенитизации вмещающих и сопровождаются образованием амфиболовых метасоматитов и фельдшпатолитов. Ширина зоны изменения измеряется первыми метрами.

По минеральному и химическому составу сиениты относятся к щелочным бесфельдшпатоидным и щелочнополевошпатовым сиенитам. Для пород комплекса характерна положительная геохимическая специализация на молибден, иттербий, содержания иттрия близки к кларковому для кислых пород. По набору и соотношению микроэлементов сиениты близки к гранитам жауынкарского комплекса и отличаются от них лишь пониженным содержанием олова.

В магнитном поле сиенитовый *Карсакпайский массив* (3) фиксируется отрицательной магнитной аномалией напряженностью – 100 нТл, окруженной тремя кольцевыми положительными аномалиями с эпицентрами +60 нТл, +100 нТл, +500 нТл, что подчеркивает его зональное строение. В гравитационном поле – это положительная локальная аномалия силы тяжести интенсивностью 8 мГал.

По результатам интерпретации геофизических материалов, выполненной Ю.А. Строкиным, центральная часть массива является асимметричным штоком с расширяющимся вниз контактом. Западный его контакт имеет крутое (80°) падение на запад, а восточный – пологое с углами 30–50° на восток.

Геохронологические определения абсолютного возраста сиенитов имеют очень широкий разброс значений от 317 до 1690±110 млн лет. Палеопротерозойский (1690±110 млн лет) возраст комплекса определен С.И. Зыковым и др. по цирконам. По мнению Уколова эти цирконы вполне могли быть заимствованы из вмещающих гранитов жауынкарского комплекса в процессе ассимиляции.

Возраст сиенитов Карсакпайского комплекса определен [2] как неопротерозойский (позднерифейский), исходя из геологических данных, а именно: сиениты комплекса прорывают граниты нижнепротерозойского жауынкарского комплекса и гранито-гнейсы неопротерозойского возраста. Это подтверждается и геохронологическими данными и по определениям Г. А. Злобина возраст сиенитов 620 млн лет.

5. Неопротерозойский актасский комплекс (1) субщелочных, лейкократовых и аляски-товых гранитов (*slhNPRak*). Ранее эти граниты выделялись как аляски-товые граниты в составе среднедевонского интрузивного комплекса, либо совместно с гранито-гнейсами или крупнозернистыми гранитами жауынкарского комплекса. На изученной площади отмечено несколько небольших массивов. Наиболее крупный из них расположен в северной части, другие находятся в междуречье рр. Байконыр и Сарысай. Кроме того на севере района выделен ряд мелких линейно-вытянутых массивов, приуроченных к зонам разломов. Очевидная связь их с зонами крупных разломов позволяет отнести эти интрузии к типу трещинных.

Комплекс однофазен, сложен субщелочными и лейкократовыми гранитами, мелко-среднезернистыми, неравномернозернистыми. Эндоконтактовые фации развиты незначительно, представлены гастингситовыми кварцевыми сиенитами или мелкозернистыми микропегматитовыми гранитами. Граниты катаклазированы, но, в основном, преобладают массивные разности. В узких приразломных зонах меридионального направления появляются катаклазиты и бластокатаклазиты с гнейсовидной текстурой.

Экзоконтактовые изменения проявлены в разной степени: вокруг крупного северного массива незначительны, представлены узкой зоной (первые метры) биотитизации (биотититы), единичными телами скарноидов пироксен-везувианового состава и альбит-микроклин-амфиболовых метасоматитов.

Южнее в экзоконтактах мелких тел наблюдается интенсивная метасоматическая проработка вмещающих гранито-гнейсов с образованием фельдшпатолитов (альбитолитов и калишпатолитов) с последующей грейзенизацией пород.

Жильная серия актасского комплекса слабо распространена и однообразна, по составу это лепидомелановые мезо- и лейкократовые мелкозернистые граниты.

Граниты актасского комплекса являются комагматами неопротерозойской риолитовой толщи. Граниты светло-серые, желтовато-белые с незначительным содержанием (1–2 %) темноцветного, часто полностью замещенного тонкочешуйчатым биотитом и магнетитом. Характерно почти полное отсутствие первичного плагиоклаза. Вторичные изменения: фельдшпатолитизация и грейзенизация.

Метасоматиты, связанные с актасским комплексом, наиболее хорошо изучены в пределах рудопроявлений *Майтобе*, *Линейное* и *Пионер*. Ю. В. Рощин (1975) в пределах этих рудопроявлений выделял три стадии: образования фельдшпатолитов, грейзенизацию и завершающее окварцевание. И. З. Филиппович (1971) также отмечала интенсивные полевошпатовые изменения этих пород.

По полевым наблюдениям в этой зоне интенсивно проявлен полевошпатовый метасоматоз, ранним этапом которого является калишпатизация, с которой связана редкоземельная минерализация. Следующий этап – альбитизация, к которой приурочена редкометалльно-редкоземельная минерализация и более поздний завершающий этап умеренно-проявленной грейзенизации.

Наиболее широко по площади развита калишпатизация (микроклинизация). Степень изменения обычно незначительна (умеренно-сильная), в шлифах обычно наблюдаются реликты исходных гранито-гнейсов. Альбитизация проявлена менее широко, но более интенсивно (до полнопроявленной). Альбитолиты белые, разномзернистые аплитовидные породы. Структура гранобластовая, иногда лепидогранобластовая. В альбитолитах берилл, фенакит, танталониобиты.

В фельдшпатолитах встречается биотит, количество его 5–7 %, редко до 10 %, биотит обычно нескольких видов. Более крупные лейсты коричневого биотита, вероятно, принадлежат фельдшпатолитам, в микроклиновых разностях изредка наблюдаются корродированные лейсты интенсивно измененного биотита, по-видимому, принадлежащего собственно гранито-гнейсам. Мелкие чешуйки и агрегаты чешуек биотита зеленого цвета и явно наложенного облика образовались, вероятно, в процессе грейзенизации. Встречаются линзовидные тела (30х5–16 м) полнопроявленных грейзенов кварц-биотитового и кварц-мусковитового составов. Во всех разновидностях присутствует флюорит (до 15 %).

По петрохимическому составу граниты комплекса относятся, в основном, к группе субщелочных и субщелочных лейкократовых (аляскитам). Граниты калиевого типа отличаются повышенной щелочностью. Для них характерна высокая железистость и пониженное содержание кальция.

По данным Д. С. Фролова (Зайцев Ю.Д., 1971) для гранитов актасского комплекса характерна положительная специализация на молибден, иттрий и иттербий. Содержание циркона и олова близко к кларковому для гранитоидов.

По набору и соотношению элементов-примесей породы актасского комплекса схожи с гранитами жауынкарского комплекса. По критериям распределения элементов-примесей сходство между комплексами отсутствует.

Возраст комплекса достаточно надежно обоснован геохронологическими данными. Многочисленные, проанализированные разными авторами пробы, дают очень незначительный разброс значений от 560 до 660 млн лет: 560 ± 50 млн лет (Краснобаев А.А.) по циркону альфа-свинцовым методом; 560 ± 60 млн лет (Зыков С.И., Ступникова И.И.) по изотопно-свинцовому методу, среднее из трех проб; 610 ± 50 млн лет (Зайцев Ю.Д., 1966, 1970) изотопно-свинцовым методом; 640 ± 60 млн лет (из зоны метасоматитов); 660 ± 20 млн лет (Злобин Г.Д.) по цирконам.

На основании этих данных возраст становления массива принят как неопротерозойский. Это подтверждается и геологическими данными, а именно, активным воздействием гранитов на неопротерозойские гранито-гнейсы и породы второй риолитовой толщи (в северной части района) неопротерозойского возраста [11].

6. Комплекс гипабиссальных интрузий основного состава (vO_3 ?). К этому комплексу условно отнесены небольшие, площадью до сотни квадратных метров, единичные до 4 км^2 , массивы в Байконырской подзоне, встречающиеся преимущественно, в зонах тектонических нарушений. Интрузии прорывают породы эдиакарского (вендского) и кембрийского возраста. Массивы однородны, сложены массивными роговообманковыми габбро, обычно интенсивно измененными.

Жильные породы встречаются крайне редко и представлены габбро-диабазами. Габбро состоят из плагиоклаза (20–40 %) основного состава, интенсивно соскюритизированного и альбитизированного, и темноцветных: амфибола, биотита, пироксенов. Структура породы нематогранобластовая с реликтами офитовой, иногда габбровой. Вторичные минералы: актинолит, хлорит, эпидот, альбит.

Макроскопически и микроскопически они отличаются от близких к ним по облику и составу метасоматитов (амфиболовых пропилитов) кырыккудыкского комплекса и являются, вероятно, первично магматическими породами.

Возраст гипабиссальных интрузий принят условно позднеордовикским на основании прорывания им эдиакар-кембрийских отложений.

7. Позднеордовикский кырыккудыкский комплекс кварцевых диоритов, диоритов и гранодиоритов. На площади работ выделено два крупных массива в пределах Майтобинской подзоны и несколько мелких в Карсакпайской и Байконырской подзонах.

Крупные массивы, в частности, *Майтобинский* (14) массив (170 кв²) является типичным массивом замещения с широким развитием явлений гибридизма и ассимиляции, содержит в своем составе неперемещенные ксенолиты, особенно многочисленные в краевых частях. Ксенолиты по составу и строению аналогичны вмещающим породам, они сохраняют свое первоначальное положение в пространстве. Строение массивов зональное, но в связи с разным уровнем эрозионного среза зональность не всегда четко проявлена, более основные разности обычно наблюдаются в краевых частях массивов.

Породы комплекса представляют собой серию гибридных образований от габброидов и габбро-диоритов до гранодиоритов и реже гранитов. Наиболее распространены кварцевые диориты и гранодиориты. Переходы между интрузивными породами и вмещающими сланцами постепенные.

В зоне эндоконтакта развиты амфиболовые пропилиты с массивно-однородной структурой. В переходной зоне широко распространены пятнистые метасоматиты полевошпатово-амфиболового состава с реликтами вмещающих пород (так называемые вторичные диориты), биотититы и ороговикованные сланцы. Встречаются редкие тела скарнов, грейзенов и грейзеноидов.

Ранее среди массивов кырыккудыкского комплекса выделяли два типа: *первый* – крупные массивы замещения и *второй* – мелкие, интрузивного характера, тяготеющие к зонам разломов. По полевым наблюдениям немногочисленные мелкие массивы по составу и строению аналогичны крупным, например Майтобинскому, отличаясь лишь уровнем эрозионного среза. Породы, слагающие комплекс, сформировались в одну фазу процесса ассимиляции, переходы между разностями постепенные. Среди пород, формирующих комплекс, выделяются диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, немногочисленные мелкие тела жильных гранитов и дайковый комплекс.

Диориты (δO_3kk) развиты незначительно и слагают ряд мелких массивов в Байконырской подзоне. Наиболее широко распространены кварцевые диориты ($g\delta O_3kk$), ими сложена большая часть *Майтобинского массива* (14) и ряд мелких тел в западной части района. Диориты и кварцевые диориты мелко- и среднезернистые, гипидиоморфнозернистые, часто с порфириформной структурой, с массивной и такситовой текстурой. Они состоят из плагиоклаза (50–65 %) по составу олигоклаз-андезина, роговой обманки – 15–25 %, в меланократовых разностях – до 30–35 %, кварца – от 5–20 % до полного отсутствия в диоритах, биотита – до 3–5 %.

Акцессорные минералы: апатит, титанит, циркон, магнетит; вторичные – актинолит, хлорит, эпидот, альбит, серицит.

Гранодиориты ($\gamma\delta O_3kk$) слагают несколько мелких тел в пределах Байконырской подзоны и Майтобинского массива. Переходы между разностями в пределах массива постепенные. Гранодиориты разнезернистые, обычно крупно-среднезернистые, гипидиоморфнозернистые с массивной, редко гнейсовидной текстурами, состоят из плагиоклаза (35–40 %), калий-натриевого полевого шпата (8–20 %), кварца (20–40 %), темноцветных минералов (5–25 %).

Акцессорные минералы: апатит, циркон, рутил, магнетит; вторичные – хлорит, альбит, серицит, кварц.

Тоналиты крайне редки и отличаются от гранодиоритов незначительным (5–8 % до полного отсутствия) содержанием калиевого полевого шпата. По гранодиоритам и тоналитам незначительно развита светлослюдястая ассоциация вторичных минералов.

Пропилиты (pO_3kk). Практически все породы, слагающие комплекс, затронуты процессом пропилитизации. Степень изменения меняется от слабо проявленной до интенсивно полнопроявленной. Пропилитизация имеет жильно-площадной характер. Выделяются амфиболовые и эпидот-хлоритовые разности. Для амфиболовых разновидностей обычны средне- и крупносреднезер-

нистые структуры, в основном, сохраняющие облик исходной породы. Для них характерно повышенное содержание магнетита до 3–5 %, с ними связаны шлировые скопления магнетита размером до 1x5 м, дающие магнитные аномалии.

Жильные образования ($\gamma_1^1\text{O}_3\text{kk}$) развиты крайне незначительно, образуют мелкие (1–2x70 м) жилородные тела восточнее *Майтобинского массива* (14). По составу это биотитовые граниты, реже плагио- и лейкограниты.

Дайки немногочисленны, мощность их от 1 до 5,0 м, протяженность от 20–30 м до 3–4 км, по составу это чаще всего диорит-порфириды и гранит-порфиры, реже кварцевые диорит-порфириды и спессартиты. Простираение даек обычно субмеридиональное.

Петрохимический состав пород, слагающих комплекс, довольно пестрый. Все они представляют собой серию гибридных и метасоматически измененных пород. Среди неизмененных разностей преобладают кварцевые диориты.

Для пород кырыккудыкского комплекса характерна положительная геохимическая специализация на кобальт, ванадий, молибден, никель, медь, цинк, магний.

В магнитном поле породы кырыккудыкского интрузивного комплекса выделяются неоднозначно. Крупные и мелкие массивы – преимущественно положительными магнитными аномалиями различной интенсивности. Обширные массивы, типа *Майтобинского*, отмечаются знакопеременным магнитным полем напряженностью от -60 до 300 нТл. При этом характерно ее увеличение в эндоконтактной части массива и вытянутость изодинам ΔT вдоль контакта. В гравитационном поле *Майтобинский массив* (14) фиксируется лишь на картах вторых производных двумя положительными аномалиями с субмеридиональным простиранием. Интенсивность аномалии составляет в южной части 14 этвешей, в северной – 28 этвешей.

По геофизическим данным, вертикальная мощность массива составляет порядка 1,0 км. В северной его части она увеличивается до 2,0 км (Бастриков Ю.Л., 1960). Оба контакта имеют восточное падение под углами порядка 40° (западный) и 70° (восточный).

Небольшие массивы, вытянутые вдоль восточного контакта *Майтобинского* (14) массива (*Акбулакский* (15), *Тасбулакский* (16) и *Дюсембайский II* (17)) выделяются интенсивными локальными магнитными аномалиями ΔT напряженностью 300–500 нТл, обусловленных повышенными содержаниями магнетита до 3–5 % в различных пропилитах комплекса. Видимо магнитные аномалии над *Дюсембайском II* (17) массивом обусловлены шлировыми скоплениями магнетита в породах комплекса. В гравитационном поле мелкие массивы приурочены к области отрицательной гравитационной аномалии V_{zz} интенсивностью – 28 этвешей, что указывает на их небольшую мощность и вероятное наличие на глубине гранитов.

В *Майтобинской* подзоне более крупные массивы, сложенные кварцевыми диоритами и гранодиоритами, выделяются наиболее интенсивными магнитными аномалиями. Так, *Алтуайтский массив* (10) фиксируется положительной магнитной аномалией почти треугольной формы с тремя максимумами: +500 нТл, +300 нТл, +200 нТл. *Курайлинский* (12) – положительной магнитной аномалией, вытянутой субмеридионально с пятью максимумами: +140 нТл, +400 нТл, +400 нТл, +240 нТл и +100 нТл. Два последних максимума фиксируют углубленные части массива на 1,5 км и 0,9 км соответственно.

Южнее *Курайлинского массива* (12) вдоль Жалтауского разлома выделяется обширная положительная магнитная аномалия, аналогичная вышеописанной. Интенсивность ее в двух максимумах +200 нТл и форма близка к изометричной, что указывает на наличие довольно большого массива *Безымянный на глубине порядка 2,0 км*. Здесь на поверхности зафиксированы небольшие выходы пород комплекса.

В гравитационном поле *Алтуайтский* (10), *Курайлинский* (12) и *Безымянный* массивы отмечаются аномалией изгиба.

Дюсембайский массив (11), расположенный между *Алтуайтским* и *Курайлинским*, отмечается знакопеременным магнитным полем напряженностью от -60 нТл до 300 нТл. Общий характер магнитного поля над тремя этими массивами не исключает вероятности единого массива. Вдоль *Курайлинского* разлома еще два небольших массива этого комплекса – *Сатанский* (21) и *Татпенский* (22) сопровождаются знакопеременным магнитным полем напряженностью от -40 нТл до +40 нТл.

Возраст комплекса определен по геологическим данным. На изученной территории гранитоиды комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные отложения среднего-верхнего ордовика, а в районе пос. Актас с размывом перекрываются конгломератами средне-позднедевонского возраста. Таким образом, временной интервал становлений интрузий принимается как поздний ордовик-ранне-средний девон. Имеющиеся геохронологические данные позволяют сузить этот временной интервал. Так, А. А. Краснобаевым из *Курайлинского массива* (12) по циркону определен возраст 430 ± 40 млн лет, а из пород Коктобинского массива Ф. И. Кобловской и Б. Б. Зайдис (АН УССР) по калий-аргоновому методу – 420-430 млн лет.

Следовательно, по комплексу геологических и радиологических данных возраст комплекса может обоснованно считаться позднеордовикским.

Выводы. На изученной площади участка Карсакпай получили широкое распространение разнообразных по составу и размерам интрузий и ореолы магматогенно-термального воздействия на вмещающие породы. Участки проявления такого воздействия по своим спектральным характеристикам весьма близки с одной стороны к ультраосновным и основным породам, а с другой – к ороговикованным терригенно-вулканогенным породам. Следует заметить, что участки проявления этого процесса совпадают, в том числе, и с участками проявления базит-ультрабазитового магматизма.

Вопрос о формировании пород, слагающих рассмотренные массивы, остается спорным. Ряд исследователей считает их частью офиолитового комплекса, а их формирование связывает с зонами деструкции континентальной коры (Павлова Т.Г., 1977; Кузнецов И.Е., 1975 и др.).

Так, В. Н. Завражнов приводит ряд доказательств, свидетельствующих о том, что наиболее крупный в этой зоне *Ешкиольмесский массив* является перемещенным блоком расслоенного интрузивного комплекса. Например, в массиве наблюдается: 1) вертикальная зональность, отражающая общее направление дифференциации базит-гипербазитового расплава; 2) хромшпинелиды на диаграмме $Al-Fe+Fe/-Cr$ обзуют тренд, характерный для ультраосновных «стратиформных» расслоенных интрузий; 3) на диаграмме $SiO_2-FeO/FeO+MgO$ точки составов пород массива Ешкиольмес в большом количестве лежат за пределами полей кумулятов офиолитовых гипербазитов, что позволяет сделать вывод о маловероятности принадлежности пород массива Ешкиольмес к офиолитовой ассоциации. Еще четче это проявляется на диаграмме $FeO-MgO-CaO+Na_2O+K_2O$, здесь ультрабазиты попадают в поле хром- и никельсодержащих ультрамафитов, что не характерно для офиолитовых ассоциаций; 4) в некоторых массивах Улытауской группы наблюдаются пойкилитовые гарцбургиты и лерцолиты. Породы такого типа практически неизвестны в базит-гипербазитовых комплексах офиолитов, однако они описаны в некоторых «стратиформных» массивах.

Рассматривая все вышеперечисленные данные можно говорить о близости массива Ешкиольмес и других массивов района к интрузивным «стратиформным» расслоенным комплексам ультрамафитов. Необходимо учитывать также и тот факт, что в данном районе не известны другие составные триады, характерной для офиолитовой ассоциации, как основные вулканиты и яшмоиды.

Генезис гранито-гнейсов до сих пор остается проблематичным. Большинство геологов придерживаются мнения, что процесс гранитизации – это совокупность геологических и физико-химических процессов, которые часто происходят одновременно, например, перекристаллизация, метасоматоз, анатексис и др. без выделения какого-либо одного.

Граниты комплекса на юге района подвержены незначительной более поздней грейзенизации, что выражается в образовании веерообразных агрегатов и скоплений мелких чешуек зеленого биотита и ксеноморфных выделений флюорита.

По химическому составу граниты жауынкарского комплекса относятся к гранитам нормального ряда калий-натриевой серии с преобладанием калия над натрием, к группе высокоглиноземистых. Кроме гранитов нормального ряда изредка наблюдаются разности близкие к лейкократовым и субщелочным. Характерен устойчивый химизм гранитов комплекса в различных массивах. Для гранитов жауынкарского комплекса характерна положительная специализация на иттербий, содержания иттрия, молибдена и олова выше и близки к кларковым для кислых пород. Содержание железа ниже кларка, соотношение элементов-примесей однообразно.

Процесс гранитизации в районе может быть связан с этапом закрытия мезо-неопротерозойского рифта и является отражением глубинных процессов в пределах сопряженного с рифтом блоков континентальной коры, сложенной породами палеопротерозоя. Здесь рифт возникает и закрывается при вертикальных перемещениях глубинных разломов разнонаправленного падения в геосутурной зоне [10, 12-16].

Таким образом, фактический материал [1, 2, 5, 7, 8] не подтверждает представление о характерной мобильности различных блоков единой крупной структуры, в данном случае Карсакпай-Улытауской зоны. Приуроченность всех геологических образований к узко вытянутой зоне субмеридионального простирания с напряженными термодинамическими условиями объясняется локализацией ее в геосутуре второго кольца континента Казахстана [10]. Активность геосутур, выразившаяся во внедрении материала астеносферы в континентальную литосферу в виде линейно вытянутых тел ультрабазитов, приходится в промежуток времени неопротерозоя и нижнего палеозоя. Последовательное скольжение ультрабазитов и базитов вдоль линейной геосутуры можно рассматривать как проявление расслоения материала верхней мантии, внедрившегося в земную кору. Формирование гранитоидов вдоль геосутуры так же может быть связано с процессом расслоения магмы, а гранитоидов площадного характера за ее пределами по обе стороны геосутур – локальным проявлением анатексиса и палингенеза в континентальной коре. Пульсирующая тектоно-магматическая и связанная с ней метасоматическая активность геосутурной зоны определяет ее перспективность на рудообразование и научную обоснованность прогноза перспективных на промышленные полезные ископаемые участков для поисковых работ.

Работа выполнена в рамках проекта программно-целевого финансирования 758.МОН.ПЦФ.15.1 «Научное обеспечение геологического изучения недр и геолого-оценочных работ для восполнения ресурсов минерального сырья».

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Байбатша А.Б. О геотектонике и геодинамике Улытау-Карсакпайской зоны с позиции пллом-тектоники // Материалы МНК «Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан и стран СНГ». – Алматы, 2015. – С. 34-41.
- [2] Геологическое доизучение масштаба 1:200000 площади листа L-42-I за 1990–1996 гг.: отчет о НИР (заключительный) / Кумолинская ПСП: рук.: Глухов А.М., исполн.: Петриляк Д.М., Филатова Г.В. и др. – Караганда, 1996. – 320 с.
- [3] Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. – Т. 1. Глубинное строение и геодинамика. – Алматы, 2002. – 234 с.
- [4] Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. – Т. 2. Металлогения. – Алматы, 2002. – 272 с.
- [5] Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др. Геологическое строение Казахстана. – Алматы: Академия минеральных ресурсов РК, 2000. – 396 с.
- [6] Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау: в 2 т. – Полезные ископаемые. – Алма-Ата: Наука, 1984.
- [7] Кошкин В.Я. Палеозойды западной части Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и охрана недр. – 2008. – № 3 (28). – С. 2–10.
- [8] Тектоническая карта Казахстана. Объяснительная записка / В.Я. Кошкин и др. – Алматы, 2007. – 130 с.
- [9] Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск, СО РАН, 2001. – 409 с.
- [10] Байбатша А.Б. О новом взгляде на геологическое строение и геодинамическое развитие территории Казахстана // Изв. НАН РК. Серия геол. – 2008. – № 2. – С. 66–74.
- [11] Ермолов П.З. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. – Караганда: ИПЦ КРУ, 2013. – 206 с.
- [12] Байбатша А.Б. Модели месторождений цветных металлов. – Saarbrücken: Deutschland, LAP LAMBERT Academic Publishing, 2013. – 588 с.
- [13] Байбатша А.Б. Модели месторождений благородных металлов. – Алматы: Асыл кітап, 2014. – 452 с.
- [14] Байбатша А.Б., Маманов Е.Ж. Перспективы выявления поисковых геологических предпосылок по данным космического зондирования // Вестник КазНТУ имени К.И. Сатпаева. – Алматы, 2015. – № 1. – С. 8-13.
- [15] Baibatsha A.B., Bekbotaeva A.A., Mamanov E.Zh. Detection of deep ore-controlling structure using remote sensing // Report on the 15th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2015. – Albena, Bulgaria, 2015. – P. 113-118.
- [16] Байбатша А.Б., Поцелуев А.А., Маманов Е.Ж. О возможности детальных космогеологических работ для выявления скрытых геологических образований // Материалы МНК «Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан и стран СНГ». – Алматы, 2015. – С. 28-33.

REFERENCES

- [1] Baibatsha A.B. O geotectonike i geodinamike Ulytau-Karsakpayskoi zony pozitivy plun-tectoniki. Material MNK Geologiya, minerageniya i perspektivny razvitiya mineralno-syrevykh pesursov Pespublikii Kazakhstan i stran SNG. Almaty, 2015. P. 34-41.
- [2] Geologicheskoe doizuchenie masshtaba 1 : 200 000 ploshhadi lista L-42-I za 1990–1996 gg.: otchet o NIR (zaklyuchitelny). Kumolinskaya PSP: ruk.: Gluxov A.M., ispoln.: Petriyakov D.M., Filatova G.V. i dr. Karaganda, 1996. 320 s.
- [3] Glubinnoe stroenie i mineral'ny'e resursy Kazakhstana. Vol. 1. Glubinnoe stroenie i geodinamika. Almaty, 2002. 234 s.
- [4] Glubinnoe stroenie i mineral'nye resursy Kazakhstana. Vol. 2. Metallogeniya. Almaty, 2002. 272 s.
- [5] Bekzhanov G.R., Koshkin V.Ya., Nikitchenko I.I. i dr. Geologicheskoe stroenie Kazakhstana. Almaty: Akademiya mineral'nykh resursov RK, 2000. 396 s.
- [6] Geologiya i poleznye iskopaemye yugo-vostoka Turgajskogo progiba i Severnogo Ulytau: v 2 t. Poleznye iskopaemye. Alma-Ata: Nauka, 1984.
- [7] Koshkin V.Ya. Paleozoidy zapadnoj chasti Uralo-Mongol'skogo skladchatogo poyasa. Geologiya i ohrana neдр. 2008. N 3(28). S. 2–10.
- [8] Tektonicheskaya karta Kazakhstana. Obyasnitelnaya zapiska / V.Ya. Koshkin i dr. Almaty, 2007. 130 s.
- [9] Dobrecov N.L., Kiryashkin A.G., Kiryashkin A.A. Glubinnaya geodinamika. Novosibirsk, SO RAN, 2001. 409 s.
- [10] Bajbatsha A.B. O novom vzglyade na geologicheskoe stroenie i geodinamicheskoe razvitiye territorii Kazakhstana // Izv. NAN RK. Seriya geol. 2008. N 2. S. 66–74.
- [11] Ermolov P.Z. Aktual'ny'e problemy' izotopnoj geologii i metallogenii Kazakhstana. Karaganda: IPC KRU, 2013. 206 s.
- [12] Bajbatsha A.B. Modeli mestorozhdenij cvetny'x metallov. Saarbrücken: Deutschland, LAP LAMBERT Academic Publishing, 2013. 588 s.
- [13] Bajbatsha A.B. Modeli mestorozhdenij blagorodny'x metallov. Almaty': Asy'l kitap, 2014. 452 s.
- [14] Bajbatsha A.B. Mamanov E.Zh. Perspektivy' vy'yavleniya poiskovy'x geologicheskix predposyl'ok po dannym kosmicheskogo zondirovaniya // Vestnik KazNTU imeni K. I. Satpaeva. Almaty, 2015. N 1. S. 8-13.
- [15] Baibatsha A.B., Bekbotaeva A.A., Mamanov E.Zh. Detection of deep ore-controlling structure using remote sensing. Report on the 15th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2015. Albena, Bulgaria, 2015. P. 113-118.
- [16] Bajbatsha A.B., Pocheluev A.A., Mamanov E.Zh. O vozmozhnosti detal'ny'x kosmogeologicheskix rabot dlya vy'yavleniya skry'ty'x geologicheskix obrazovaniy. Materialy' MNK «Geologiya, minerageniya i perspektivy' razvitiya mineral'no-syrevy'x resursov Respubliki Kazakhstan i stran SNG». Almaty', 2015. S. 28-33.

**КАРСАҚБАЙ АУДАНЫ ИНТРУЗИЯЛЫҚ ЖӘНЕ
МЕТАСОМАТОЗДЫҚ ЖАРАЛЫМДАРЫНЫҢ МЕТАЛЛОГЕНИЯЛЫҚ МӘНІ**

Ә. Б. Байбатша

Қ. И. Сәтбаев атындағы Қазақ ұлттық техникалық зерттеу университеті, Алматы, Қазақстан

Түйін сөздер: кенорын, магматизм, метасоматоз, плюм-тектоника, петрохимия.

Аннотация. Қарсақбай кенді ауданында жүргізіліген далалық геологиялық зерттеу нәтижелері келтірілген. Магматизм және метасоматоз процестерінің белсенді білінімі ауданның минералдануы өзіндік сипатқа ие сызықтық геосутура зонасында орналасуымен анықталады. Бұл ауданда офиолит ассоциациясына тән триаданың негізді вулканиттер және яшмоидтар сияқты құрамдастары белгісіз. Магмалық комплекс таужыныстары офиолит ассоциациясына жататындығының аз ықтималдығын далалық және лабораториялық зерттеулер деректері қуаттайды. Интрузиялық массивтер таужыныстарының қалыптасуын геосутуралар зонасын қамтитын плюм-тектоника ұстанымен түсіндіруге болады.

Ультрамафиттердің, мафиттердің және гранитоидтардың геосутура зонасында қалыптасуы мантияда туындаған магманың жіктелу процесімен, ал геосутуралардан тыс жердегі алаңдық сипатты гранитоидтар – континенттік қыртыста жергілікті анатексис және палингенез білінімімен байланысты болуы мүмкін. Геофизикалық зерттеу деректері интрузиялардың геосутуралар зонасы бойында орналасқандығын және таралғандығын көрсетеді. Геосутура зонасының магмалық пен метасоматоздық белсенділігі және кенденуді іздеудің тікелей көрсеткіштері ауданның өнеркәсіптік пайдалы қазбаларды болжауға перспективалылығын және іздеу бағалау жұмыстарын жүргізудің ғылыми негізделгендігін анықтайды.

Поступила 31.05.2016 г.