

УДК 553.2 (547.4)

Б. Дьячков, д-р геол.-минералог. наук, проф., акад. НАН РК,

И. Матайбаева, докторан,

З. Черненко, канд. геол.-минералог. наук,

Е. Теут, магистр, ст. науч. сотрудник, инженер-исследователь,

Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева,

ул. Д. Серикбаева, 19, г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан,

Email: evika62@yandex.ru

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ И РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ ПОЯСОВ БОЛЬШОГО АЛТАЯ

(Рекомендовано членом редакционной коллегии д-ром геол. наук, доц. О.В. Митрохиным)

В настоящее время в Восточном Казахстане остро стоит проблема воссоздания собственной минерально-сырьевой базы редких металлов, в первую очередь, тантала, ниобия и бериллия, которые широко используются в сфере высоких технологий. Важнейшей фундаментальной задачей является усовершенствование и разработка новых технологий прогнозно-металлогенических работ с целью создания научной основы восполнения минеральных ресурсов в целом для Республики Казахстан. В данной работе с теоретических позиций мобилизма рассматриваются общие закономерности формирования и размещения гранитоидных поясов орогенной (постколлизийной) стадии активизации, их геотектоническая позиция и связи с ними определенных генетических типов золоторудных и редкометальных месторождений.

В Рудном Алтае промышленные колчеданные золото-медно-полиметаллические месторождения сформировались в рифтогенной геодинамической обстановке, контролируются вулканическими дугами базальт-андезит-риолитового состава и размещаются в девонском вулканогенно-осадочном разрезе. Собственно золоторудные месторождения региона кварцево-жильного и золото-сульфидно-углеродистого типов образовались в коллизийных геодинамических условиях в процессе столкновения и сочленения Казахстанского и Горноалтайского микроконтинентов и генетически связаны с системой вулканоплутонических образований и малых интрузий габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитового состава среднего-позднего карбона (Бакирчик, Большевик, Суздальское и др.). В орогенную (постколлизийную) стадию внутриплитной активизации (P_1-T_1) локализовались крупные гранитоидные пояса нормальной и повышенной щелочности (Калба-Нарымский, Горноалтайский, Акбиик-Акжайляуский и др.), металлогенически специализированные на редкометальное (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W, Mo) и редкоземельное (Nb-Zr-P3) оруднение (месторождения Бакенное, Юбилейное, Верхнее Эспе и др.). С киммерийским циклом континентального рифтогенеза генетически связаны месторождения остаточной коры выветривания: никель-кобальтовые, цирконий-титановые и золотые (Белогорское, Караоткель, Жанан и др.). Выявленная металлогеническая специализация геодинамических режимов рассматривается в качестве основы для прогноза и поиска новых месторождений.

Ключевые слова: гранитоидные пояса, геотектоническая позиция гранитоидов, редкие и редкоземельные металлы, Большой Алтай.

Введение. Методология исследований заключается в продолжении изучения крупной научной проблемы "Большой Алтай" (геология и металлогения), организатором и руководителем которой многие годы являлся академик АН КазССР, д-р геол.-минералог. наук, проф., заслуженный деятель науки КазССР, лауреат Ленинской, Государственной СССР, Государственной КазССР премий Григорий Никифорович Щерба [2]. В этих работах с позиции новой гипотезы глобального мобилизма и металлогении рассмотрены общие закономерности формирования всей системы геологических структур Большого Алтая, выполнено геотектоническое и металлогеническое районирование, произведено геолого-генетическое моделирование рудоносных структур и главных типов месторождений, уточнены генетические связи магматизма и оруднения [2, 4-6 и др.]. На основе комплексного анализа большого фактического материала геолого-съемочных, геофизических и геологоразведочных работ, рудно-петрологических исследований и палеометаллогенических реконструкций, выполненных с теоретических позиций мобилизма, произведена оценка рудоносности выделенных рудных поясов: Рудноалтайского медно-полиметаллического, Калба-Нарымского редкометального, Западно-Калбинского золоторудного и Жарма-Саурского полиметаллического, перспективы которых еще не исчерпаны. Моделируемые геодинамические обстановки рудообразования (океанического рифтогенеза, островодужной, коллизийной и др.), выполненные на основе анализа размещения индикаторных геологических формаций и генетически связанных с ними рудных объектов, рекомендуется учитывать в прогнозно-металлогенических работах. Основные результаты исследований приводятся в данной статье.

Результаты исследования. Рассматриваемая территория охватывает геологические структуры Рудного Алтая, Калбы и Жарма-Саура, входящие в состав Большого Алтая (БА). К бортовым структурам относятся Горный

Алтай (на северо-востоке) и Чингиз-Тарбагатай (на юго-западе). В региональном плане БА размещается в Северо-Западной Азии и входит в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса. По районированию подразделяется на два крупных субрегиона: 1) Юго-Западный Алтай-Синьцзян, сформированный в активной окраине Сибирской платформы, и 2) Жарма-Саур-Баганур, образовавшийся в борту Казахстанского микроконтинента. С теоретических позиций мобилизма, эти структуры испытывали длительное и сложное геологическое развитие от докембрия до киммерийского и альпийского циклов включительно, а в современном виде они разделяются Зайсанской сутурной зоной [2, 6].

Рудноалтайский пояс объединяет многие крупные колчеданно-полиметаллические месторождения, сформированные в рифтогенной геодинамической обстановке в генетической связи с девонским базальт-андезит-риолитовым вулканизмом (D_1e-D_3fr). Известные промышленные месторождения (Риддер-Сокольное, Тишинское, Малеевское, Орловское и др.) характеризуются богатыми рудами Cu, Pb, Zn, попутно содержат Au, Ag, многие редкие элементы и вносят существенный вклад в экономику Казахстана [2, 6].

На современном этапе исследований получена новая информация о рудоносности гранитоидных поясов Большого Алтая, сформированных в различных геодинамических обстановках и режимах.

На изученной территории гранитоидные образования имеют широкое распространение, существенно различаются по геодинамическим обстановкам формирования, возрастной последовательности внедрения, вещественному составу и редкометальной специализации. Главными редкометальноносными структурами региона являются гранитоидные пояса, сформированные в позднегерцинской постколлизийной геодинамической обстановке (P_1-T_1), характеризующейся внутриплитной тектоно-магматической активизацией и мощ-

ным развитием пермского гранитоидного магматизма. Интенсивная вспышка пермских гранитоидов проявилась также во многих других регионах Центрально-Азиатского пояса [3, 9-10]. Подобные гранитоиды с редкометальной и редкоземельной специализацией известны на Украинском щите, но отличаются более древним возрастом [11].

Наиболее протяженные гранитоидные пояса (длиной 500-800 км) сформировались в континентальной

земной коре повышенной сиаличности (мощности метагранитного слоя 12 км и земной коры (ЗК) – 45-52,2 км), на границах крупных разнородных тектонических блоков: Рудного Алтая и Горного Алтая (Тигирекско-Черневинский пояс), Иртышской зоны смятия и Западной Калбы (Калба-Нарымский), Жарма-Саура и Чингиз-Тарбагатай (Акбиик-Акжаляуский) (рис. 1.)

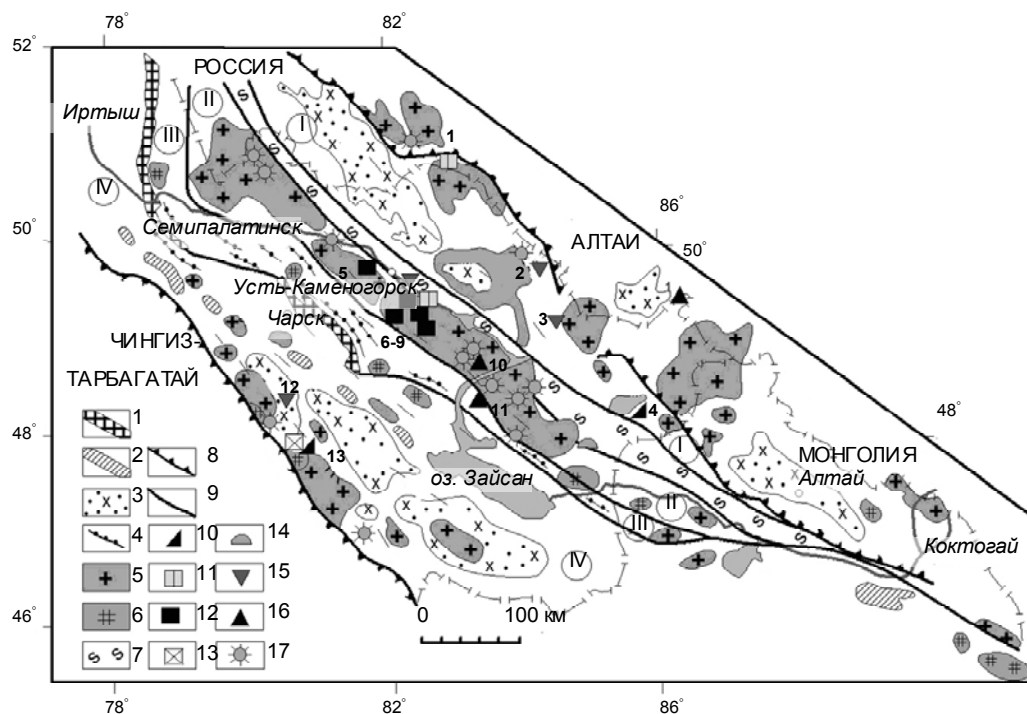


Рис. 1. Ареалы размещения гранитоидного магматизма и редкометальных месторождений Большого Алтая:

- 1-6 – магматические комплексы: 1 – гипербазитовый пояс докембрия? (чарский комплекс), 2 – габбро-диорит-диабазовый, C_{2-3} (максутский), 3 – габбро-диорит-гранодиоритовый, ($C_1 - C_{2-3}$) (саурский, змеиногорский), 4 – диорит-плагиогранит-гранодиоритовый C_3 (кунушский, салдырменский) коллизионной стадии, 5 – гранит-лейкогранитовый, P_1-P_2 (калбинский, жарминский, монастырский, кандыгатайский), 6 – гранит-граносиенит-щелочногранитовый P_2-T_1 (преображенский, керегетас-эспинский) постколлизионной стадии; 7 – Иртышская зона смятия; 8 – границы Большого Алтая; 9 – границы рудных поясов (I – Рудноалтайский медно-полиметаллический (Cu-Pb-Zn-Au), II – Калба-Нарымский редкометальный (Ta-Nb-Li-Be-Sn-W), III – Западно-Калбинский золоторудный (Au-Ag), IV – Жарма-Саурский полиметаллический (Cr-Ni-Co-Ti-Hg-Zr)). Рудные формации: 10 – эпимагматическая ниобий-цирконий-редкоземельная, 11 – блоковых микроклиновых пегматитов, 12 – пегматитовая редкометальная и 13 – редкоземельная, 14 – альбитит-грейзеновая олово-танталовая, 15 – скарново-карбонатно-грейзеновая вольфрамовая, 16 – грейзеново-кварцевожильная олово-вольфрамовая, 17 – кварцевожильная оловянная. Месторождения: 1 – Алаха, 2 – Экипетское, 3 – Ивановское, 4 – Азутау, 5 – Кварцевое, 6 – Бакенное, 7 – Огневское, 8 – Юбилейное, 9 – Белая Гора, 10 – Палатцы, 11 – Чердоляк, 12 – Карасу, 13 – Верхнее Эспе. Использованы материалы [2, 6]

Тигирекско-Черневинский гранитоидный пояс, выделяемый на северо-востоке региона, сформировался в структуре с повышенной мощностью метагранитного и метабазальтового слоев и ЗК в целом, характеризуется W-Mo специализацией.

Здесь проявлены многие мелкие месторождения и рудопроявления (Ta, Nb, Be, W, Mo) пегматитового, альбитит-грейзенового, скарново-карбонатного-грейзенового и грейзеново-кварцевожильного типов (месторождения Экипетское, Ивановское и др.). Наиболее перспективными (на Ta, Nb, Be) представляются участки развития альбитизированных и грейзенизированных гранитов, развитых в краевых и надинтрузивных зонах гранитных массивов (Белобинский и Коровихинский).

Акбиик-Ажальяуский пояс в Жарма-Сауре, расположенный на границе с Чингиз-Тарбагатаем, прослеживается в северо-западном направлении более чем на 500 км при ширине 15-40 км. Пояс объединяет серию гранитоидных массивов (Акбиик, Аркат, Жаман-Койтас, Акжаляу и др.), сопровождающихся W-Mo и

Ta-Nb-Zr-TR оруденением (месторождения Верхнее Эспе, Жаман-Койтас и др.).

Месторождение Верхнее Эспе относится к эпимагматическому ниобий-цирконий-редкоземельному формационному типу и изучено многими исследователями (А.В. Степанов, В.А. Белов, Э.А. Северов, Д.А. Минеев, А.А. Калаченко, В.А. Нарсеев, А.Н. Бугаец, П.В. Ермолов и др.). Наиболее полная его характеристика приведена в работе [8]. Оруденение связано с двумя штоками рибекитовых гранитов керегетас-эспинского комплекса (P_2-T_1) – см. рис. 2.

По петрохимическим данным, рибекитовые граниты относятся к щелочному ряду ($K_2O+Na_2O=8,6\%$) калиево-натриевой серии, высокоглиноземистые ($al^1=6,8$) и умеренной основности, отвечающие седьмой группе по квалификации А.А. Маракушева (1976). Отличаются флюорит-редкоземельно-цирконовым типом аксессуариев и геохимически специализированы на Ni, Sn, Pb, Zn (2-3,5 кларка) и Nb (4-7 кларков) относительно средних значений по А.П. Виноградову (1962). Среднее содержание в них тантала, по резуль-

татам масс-спектрометрического элементного анализа полученного на научно-исследовательском оборудовании "Масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой ICP-MS Agilent 7500 cx", составляет 2,6 г/т, распределение Zr, Y, Hf, U в гранитоидах и метасоматитах приведено в табл. 1 и на рис. 3.

Как видно из графика, повышенные содержания Zr, Y, U отмечаются в измененных породах щелочного состава, что подтверждается обнаружением в них микровключений циркона и редкоземельных минералов иттриевой группы, включая иридий бабнелит (рис. 4Г).

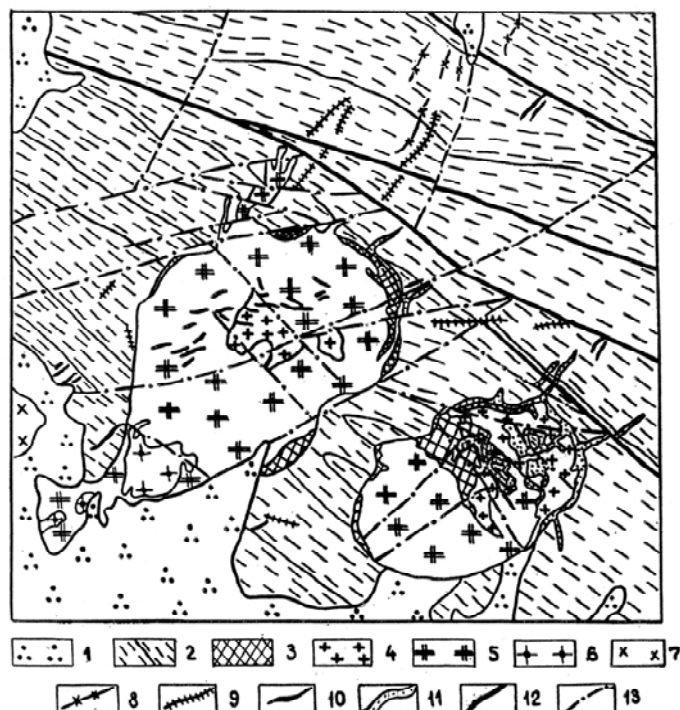


Рис. 2. Схема геологического строения месторождения Верхнее Эспе (по В.А. Белову и Л.И. Семивраговой):

1 – четвертичные отложения, 2 – песчаники, алевролиты коконовской свиты С₁, 3 – пегматоидные граниты, 4 – щелочные мелкозернистые, 5 – среднезернистые рибекитовые, рибекит-биотитовые и 6 – порфировидные биотитовые граниты, 7 – граносиениты и гранодиориты, 8-10 жильные породы (8 – аплитовидные граниты, 9 – щелочные граниты, 10 – пегматиты), 11 – рудоносные рибекит-альбитовые метасоматиты, 12 – разрывы первого и 13 – второго порядка

Таблица 1

Содержание рассеянных элементов в гранитоидах и метасоматитах месторождения Верхнее Эспе (г/т)

№п/п	Характеристика породы	Zr	Y	Hf	U
1	Щелочные граниты	80	20,2	5,3	3,27
2	Жильные граниты измененные	450,5	789,5	15,11	50,79
3	Пегматиты	800	200,37	50,91	46,12
4	Альбит-рибекитовые метасоматиты	6542	900	239,24	90,46
5	Кварц-альбит-флюоритовые метасоматиты	159,4	75,5	5,92	18,12

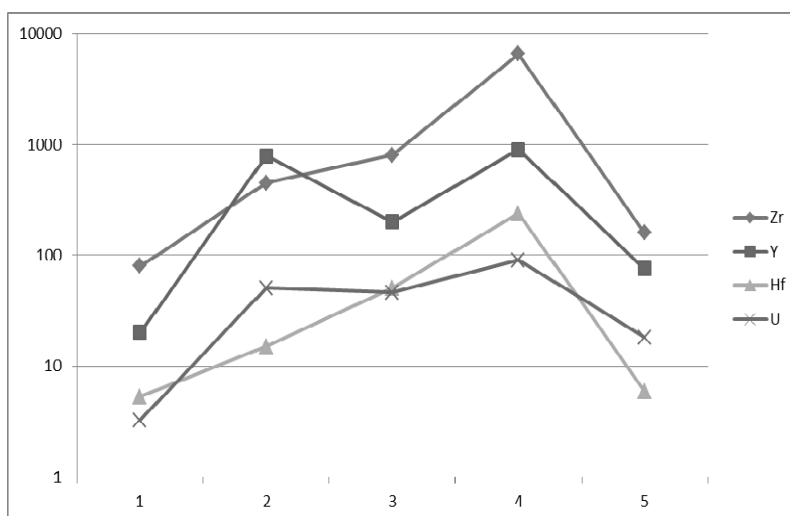


Рис. 3. График распределения рассеянных элементов в породах и рудах месторождения Верхнее Эспе (г/т):

1 – щелочные граниты, 2 – жильные граниты, 3 – пегматиты, 4 – альбит-рибекитовые метасоматиты, 5 – кварц-альбит-флюоритовые метасоматиты. Результаты масс-спектрометрического элементного анализа

"Масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой ICP-MS Agilent 7500 cx"

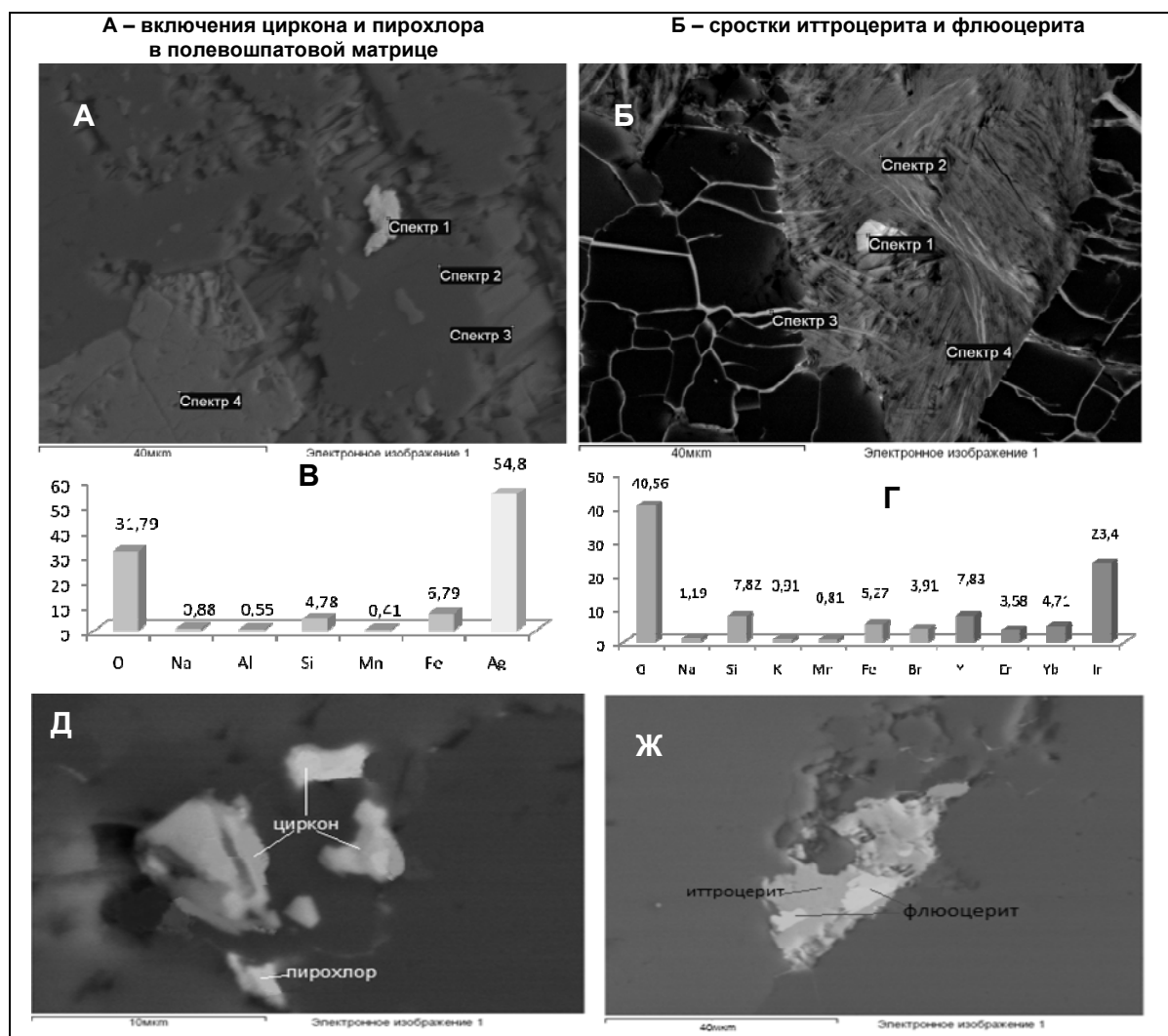


Рис. 4. Электронное изображение на растровом электронном микроскопе BSE (обратно-рассеянные электроны) образцов пород месторождения Верхнее Эспе:

А – микровключение серебра в щелочном пегматите, Б – микровключение иридиского бастнезита во вмещающих породах экзоконтакта, В – содержание элементов в образце А, Г – содержание элементов в образце Б, Д – включение циркона и пироклора в полевошпатовой матрице,

Ж – РЭМ-изображение сростка иттроцерита и флюоцерита (образец 4-89), Верхнее Эспе

Геолого-генетическая модель формирования месторождения предоставляется с позиции ликвационной природы щелочных гранитов и связанного с ними оруднения. Морфоструктура месторождения – горизонтально-уплощенная и дайкообразная. Выделяются два морфологических типа руд:

1. Пластообразные залежи апикальных зон массивов (ширина – 100-150 м, мощность – 1,5-15 м), сложенные кварц-альбитовыми, рибекит-альбитовыми, эгирин-рибекит-альбитовыми и астрофиллит-эгириновыми метасоматитами. Последние развиваются в виде неправильных тел, гнезд и струй, имея постепенные переходы с вмещающими гранитами;

2. Трещинно-плитообразные тела в контактах массива, контролируемые разрывными нарушениями и представленные контактово-метасоматически преобразованными осадочными породами. Рудные тела имеют плитообразную форму, длиной 120-150 м и мощностью 3-7 м; сложены полосчатыми рибекит-альбитовыми экзометасоматитами с реликтами ороговикованных песчаников и алевролитов коконьской свиты (C₁).

Рудоносные альбит-рибекитовые метасоматиты отличаются повышенными концентрациями окиси каль-

ция и фтора при меньших значениях Si, Al, K, Na относительно рибекитовых гранитов, в них также отмечают аномальные значения Zr, Hf, Y, U (табл. 1). Рудная минерализация представлена мелкой и тонкой вкрапленностью циркона, пироклора, торита, гагаринита, встречаются также фенакит, гадолинит, касситерит, колумбит и др. Максимальная концентрация оруденения (Nb, Zr, TR) связана с полосчатыми экзометасоматитами и мелкозернистыми рибекит-альбитовыми образованиями (апогранитами).

Авторами статьи дополнительно изучался вещественный состав рудовмещающих гранитоидов, их измененных разностей и сопровождающих рудных тел на макро- и микроуровне. На растровом электронном микроскопе обнаружена большая группа минералов в виде тонкодисперсной вкрапленности и микровключений размером в первые единицы и десятки мкм. В рудоносных альбит-рибекитовых метасоматитах к наиболее распространенным минералам относятся флюорит и циркон. Наблюдаются также редкоземельные минералы иттриевой группы, пироклор, иридиский бастнезит, колумбит, касситерит, галенит и другие минералы.

Впервые в рудах фиксируются самородное серебро, иттроцит и флюорит (рис. 4).

Основными рудными элементами на месторождении являются Zr, Nb, Y и редкие земли. Общие запасы промышленных руд сосредоточены в приконтактной зоне Малого штока (87,8%), а в крутопадающих рудных телах – 12,2%. Среднее содержание в рудах Zr – 1%, Nb – 0,139%, сумма TR_2O_3 – 0,179% [8]. Увеличение запасов руд возможно за счет доразведки флангов и глубоких горизонтов Верхне-Эспинского рудного поля. При совершенствовании технологии комплексного использования

аксессуарного оруденения и пироклор-цирконовых руд в зонах щелочного метасоматоза, верхне-эспинский тип редкометально-редкоземельных месторождений может иметь важное практическое значение.

Калба-Нарымский гранитоидный пояс в пределах Восточного Казахстана линейно вытянут в северо-западном направлении на 500 км при ширине 35-40 км (рис. 5). На северо-востоке ограничен Калба-Нарымским, а на юго-западе – Теректинским глубинными разломами; пространственно размещается в Калба-Нарымской тектонической зоне [4].

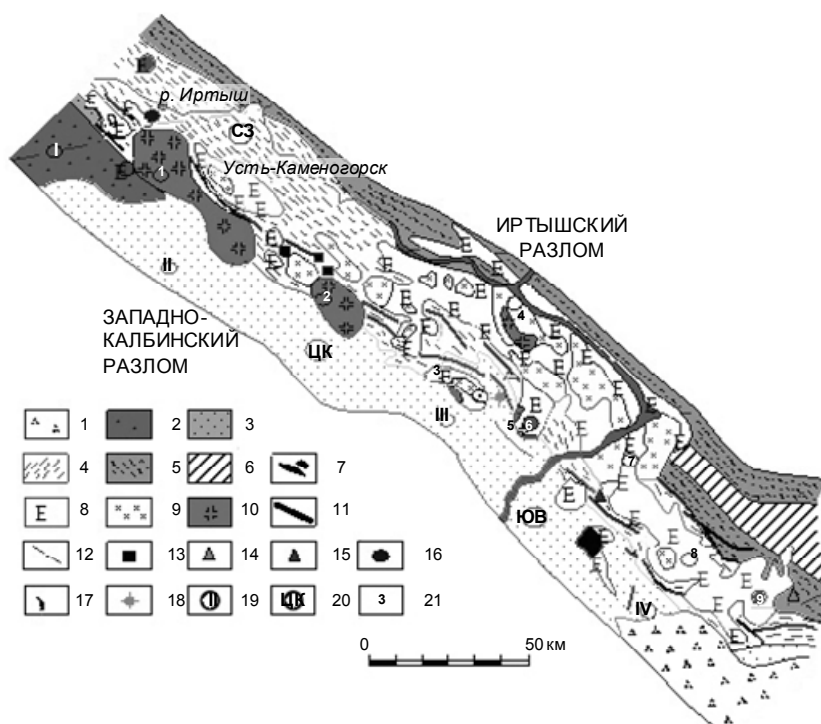


Рис. 5. Геологическое строение и рудные формации Калба-Нарымской зоны (с использованием данных Г.Н. Щербы, В.В. Лопатникова):

Осадочные образования: 1 – рыхлые отложения мезозой-кайнозойского возраста; 2 – песчаники, конгломераты таубинской свиты среднего карбона; 3 – алеволито-песчанниковые отложения опановской и калбинской свит нижнего карбона; 4 – песчано-алеволитовые отложения такырской свиты верхнего девона; 5 – карбонатно-терригенные отложения кыстав-курчумской и пугачевской свит среднего девона; 6 – интенсивно метаморфизованные толщи нижнего палеозоя и докембрия.

Интрузивные образования: 7 – мелкие тела и дайковые пояса плагиогранитов и гранодиоритов кунушского комплекса;

8-9 – граниты калбинского комплекса (8 – граниты I фазы, 9 – II фазы); 10 – лейкограниты монастырского комплекса.

Глубинные разломы: 11 – краевые и 12 – поперечные, обусловившие блоковое строение зоны.

Рудные формации: 13 – редкометалльных пегматитов; 14 – альбитит-грейзеновая; 15 – кварцевожильно-грейзеновая;

16 – гидротермальные олово-вольфрамовая, 17 – оловянная и 18 – золоторудная; 19 – разломы (римские цифры в кружках):

I – Лениногорско-Семипалатинский, II – Зырянско-Гремячинский, III – Миролубовский, IV – Калгутинский; 20 – массивы гранитоидов (арабские цифры в кружках): 1 – Монастырский, 2 – Сибинский, 3 – Чебундинский, 4 – Шошкалинский, 5 – Каиндинский,

6 – Миролубовский, 7 – Буландинский, 8 – Бурабайский, 9 – Кемиркаинский; 21 – блоки (буквы в кружках):

СЗ – Северо-Западный, ЦК – Центрально-Калбинский, ЮВ – Юго-Восточный (Нарымский)

По новым мобилистским представлениям, Калба-Нарым характеризуется как чужеродный блок ЗК (террейн), осколок континентальной плиты, дрейфовавший в Палеоазиатском океане и причленившийся к Большому Алтаю в стадию герцинской коллизии C_1 . В раннюю стадию герцинид (D_1-C_1) это был крупный прогиб, выполненный углеродисто-карбонатно-терригенными отложениями (D_2-C_1) (кыстав-курчумская, такырская, бурабайская и даланкарийская свиты). В среднюю коллизионную стадию (C_1-C_3) ограниченно проявились молассовая формация (таубинская свита C_2), гипабиссальные малые интрузии и дайки габбро-диабазов (карабирюкский комплекс C_{2-3}) и плагиогранит-гранодиоритов (кунушский комплекс C_3), слабо золотоносные.

В позднюю постколлизийную стадию (P_1-T_1) здесь сформировался крупный Калба-Нарымский гранитоидный редкометалльный пояс (калбинский P_1 и монасты-

рский P_2 комплексы), рассеченный "послеобатолитовыми" дайками северо-восточного простираения габбро-диабаз-гранитпорфировой формации (миролюбровский комплекс P_2-T_1).

На основании анализа и обобщения материалов глубинных геофизических исследований (МТЗ, МОБЗ-ГСЗ) предполагается, что Калба-Нарымский гранитоидный пояс (КНП) размещается в головной части гигантской тектоно-магматической зоны, крутопадающей на северо-восток под Рудный Алтай (на глубину более 100 км) [2]. По строению разреза литосферы, КНП относится ко второму типу зон, сформированных "на древнем сиалическом цоколе, подстилаемом низкоомной океанической мантией" (Х.А. Беспяев, В.Н. Любецкий, Г.П. Нахтигаль и др., 1998).

По геолого-геофизическим данным, КНП характеризуется сиалическим типом разреза ЗК с увеличенной мощ-

ностью метагранитного слоя до 12 км и уменьшенной толщиной метабазальта до 14-18 км при мощности метадiorитового слоя 12-14 км. В геофизических полях КНП характеризуется отрицательными магнитными аномалиями и региональным гравитационным минимумом, что объясняется погружением поверхностей М (42-48 км) и К (18-26 км). Продольная модель формирования пояса, построенная с учетом материалов многих исследователей (Г.Н. Щерба, В.В. Лопатников, П.В. Сериков и др., 1971) показывает, что Калба-Нарымский плутон представляет собой крупное плитообразное тело (мощностью 5-6 км) этажного внутреннего строения, с корневыми ответвлениями в магмоподводящих каналах, уходящими в метагранитный слой на глубину 12-14 км. Очаги магнезиализации, судя по составу гранитных выплавов, зарождались в метагранитном слое или на границе его с метадiorитом. Зоны тепломассопотоков проникали из верхней мантии по системе глубинных разломов.

Калба-Нарымская зона – это главная редкометалльная структура региона, в которой доминируют месторождения редких металлов (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn, W). В строении гранитоидного пояса выделяются следующие интрузивные комплексы.

Кунушский комплекс (C₃) объединяет гипабиссальные малые интрузии плагиогранитов, гранодиоритов и дайки гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Они сформировались в герцинский цикл в коллизионной геодинамической обстановке, в процессе сдвига и стыковки Казахской и Сибирской литосферных плит, образуя приразломные интрузивно-дайки пояса северо-западного направления. Магматические очаги зарождались в нижних частях земной коры и, возможно, в верхней мантии [5, 7].

В условиях Западно-Калбинского фемического-сиалического типа разреза ЗК исходные магматические

расплавы обогащались золотом, что и предопределило золоторудную металлогеническую специализацию Западно-Калбинской зоны [5]. С гранитоидами кунушского комплекса генетически связаны геолого-промышленные типы золоторудных месторождений: золото-сульфидный прожилково-вкрапленный (суздальский), золото-кварцевый (кулуджунский) и золото-сульфидно-углеродистый (бакырчикский), представленный уникальным по запасам золота месторождением Бакырчик [1]. Золоторудные объекты сосредоточены в коллизионной Зайсанской зоне и имеют линейно-поясовое размещение, образуя крупный Восточно-Казахстанский золоторудный пояс региональной ранговости (рис. 6).

Следует отметить, что наиболее золотоносной представляется плагиогранитовая ветвь дифференциации, отличающаяся натриевой спецификой щелочей ($\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}=4,78$), резким преобладанием нормативного альбита над ортоклазом, весьма высокой глиноземностью ($\text{al}^I=5,74$) и умеренной основностью. Для плагиогранитов характерна также ильменит-апатит-сфеновая акцессорная минерализация, обогащенность гидротермально-измененных пород сульфидными минералами (пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит и знаки золота) и геохимическая специализация на золото и сопутствующие элементы ($\text{Au} - 0,72-4,58 \text{ г/т}$, $\text{Ag} - 0,72-4,48 \text{ г/т}$, $\text{Sb} - 1,07-10,84 \text{ г/т}$).

В Калба-Нарымской зоне интрузивно-дайки пояса срезаются и метаморфизуются пермскими гранитами калбинского комплекса, а в ряде случаев испытывают контактово-метасоматические преобразования (графитизация, грейзенизация, окварцевание и др.) с наложением и концентрацией рудного вещества (Ta, Nb, Sn, W и др.). Известны пегматитовые и грейзеново-кварцево-жильные объекты с наложенным редкометалльным оруденением (Медведка, Ново-Сарыюзек, Чердолак и др.).

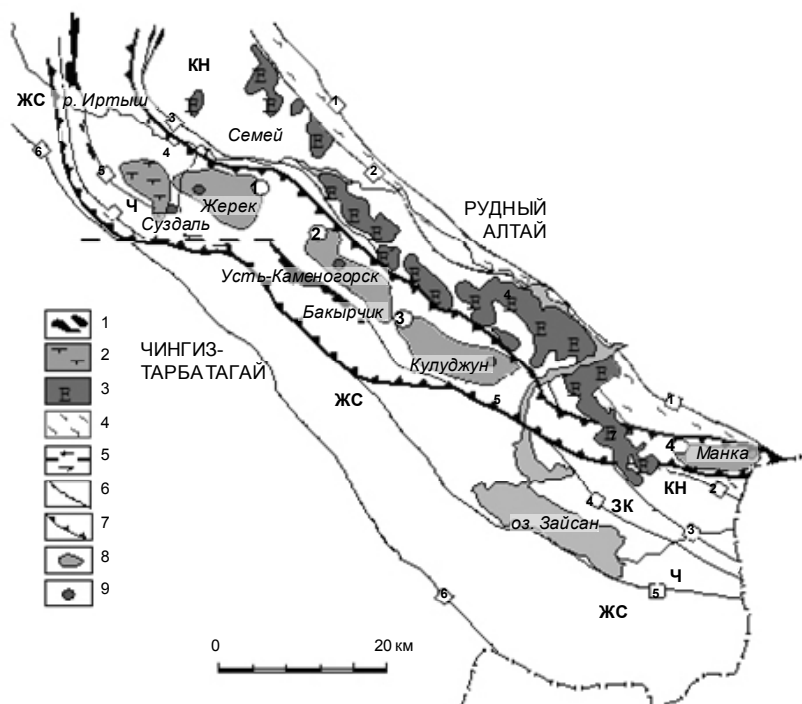


Рис. 6. Схема размещения Восточно-Казахстанского золоторудного пояса в структурах Большого Алтая:

- 1 – офиолиты Чарско-Горностаевского пояса; 2 – Семейтауская вулканотектоническая постройка мезозойского возраста; 3 – пермские гранитоиды Калба-Нарымского плутона; 4 – Иртышская зона смятия; 5 – сбросо-сдвиг; 6 – границы металлогенических зон, 7 – Восточно-Казахстанского золоторудного пояса и 8 – рудных районов; 9 – золоторудные месторождения. Граничные глубинные разломы (цифры в квадратах): 1 – Иртыш-Маркакольский; 2 – Калба-Нарымский; 3 – Теректинский; 4 – Чарско-Зимунайский; 5 – Байгузин-Булакский; 6 – Чингиз-Саурский. Металлогенические зоны: И – Иртышская, КН – Калба-Нарымская, ЗК – Западно-Калбинская, ЖС – Жарма-Саурская. Рудные районы (цифры в кругах): 1 – Мукурский, 2 – Бакырчикский, 3 – Кулуджунский, 4 – Южно-Алтайский

Калбинский комплекс (Р₁) представлен крупными гранитными массивами Калба-Нарымского плутона (Прииртышский, Белогорский, Миролубовский, Каиндинский и др.). По условиям формирования и вещественному составу подразделяется на две обобщенные по возрасту интрузивные фазы, сопровождающиеся собственными жильными породами, метасоматическими образованиями и редкометалльными месторождениями [5].

Первая фаза характеризуется невыдержанным составом пород (от нормальных гранитов до контаминированных гранитов и гранодиоритов), составляя порядка 70% от объема калбинского комплекса. Представлена преимущественно средне-крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, содержащими (%): плагиоклаз (№18-37) – 35-41, калишпат – 15-20, кварц – 28-32, биотит до 5-10, акцессории – 0,5. Петрохимически относятся к нормальному ряду натриево-калиевой серии ($\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}=0,78$), низкоплумазитовые ($\text{Ka}=0,69$), умеренной основности ($Z=0,34$ ккал) и весьма высокоглиноземистые. Акцессорная специализация – гранат-ильменит-апатитовая, второстепенные минералы – циркон, монацит, сфен, турмалин и др.; минералы – индикаторы оруденения – апатит, турмалин, касситерит, сподумен.

Геохимически граниты обогащены Li, Rb, Cs, Sn, Nb, содержание Ta в них изменяется от 1,2 до 4,8 г/т. Повышенное содержание редких элементов (Ta, Nb, Be, Li, Sn) установлено в порообразующих минералах – кварце, полевых шпатах, биотитах и особенно в мусковитах, а также в аксессуарах – апатите, ильмените, цирконе и других минералах [13]. Выявлена обогащенность гранитных расплавов минерализаторами – (экстракторами) редких элементов – B, F, Cl. В целом гео-

химический тип гранитов – олово-танталовый (с литием и бериллием).

С гранитами I фазы пространственно и генетически связаны главные редкометалльные пегматитовые месторождения Калбы (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора и др.) и гидротермальные кварцево-жильные оловянные объекты (Чудское и др.).

Принципиальная модель образования редкометалльных пегматитовых месторождений определяется их генетической связью с гранитами калбинского комплекса Р₁ и пространственным размещением тел преимущественно в средне-крупнозернистых биотитовых гранитах I фазы и их экзоконтактах. Процессы пегматитообразования происходили, вероятно, в открытой или полужамкнутой магматической системе при ритмично-пульсационном поступлении рудоносных дистиллятов (H_2O , F, B, Cl, Ta, Nb, Be и др.) из внутрикамерного очага гранитных массивов (в обстановке повышенной активности рудоподводящих разломов). Пульсационное поступление пегматитообразующих флюидов определило многоритмичную зональность пегматитовых жил в вертикальной рудной колонне, стадийное развитие минеральных комплексов от графического и олигоклаз-микроклинового (безрудных) до микроклин-альбитового и сподуменсодержащих (цветных) с комплексными рудами (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn W) (рис. 7, 8, табл. 2).

В этой модели термодинамические условия пегматитового рудообразования приведены по Л.Ш. Базарову (1972, 1973) [2]. Давление отвечает флюидному режиму формирования редкометалльных месторождений, что согласуется с данными Ю.А. Садовского, Н.И. Степаненко, Е.П. Пушко (1978), Л.Д. Исаевой (2007, 2010) и других исследователей.

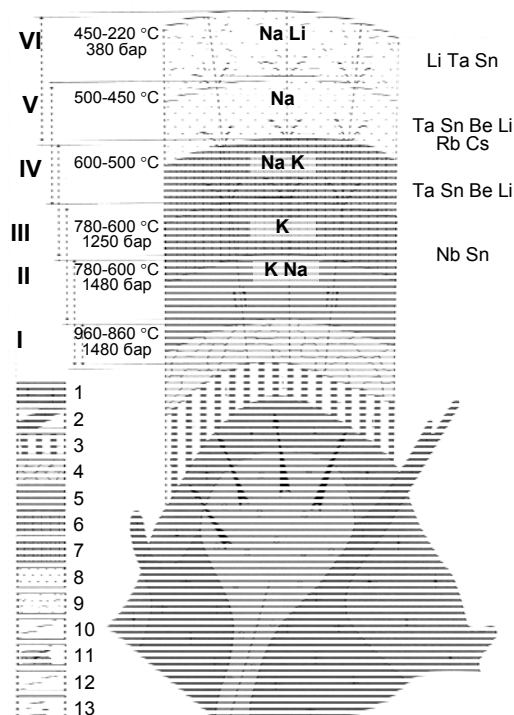


Рис. 7. Общая модель формирования редкометалльно-замещенных пегматитов Калбы [12]:

1 – средне-крупнозернистые биотитовые граниты I фазы; 2 – мелко-среднезернистые мусковитизированные граниты II фазы калбинского комплекса; 3 – аплиты, аплитовидные граниты; 4-10 – пегматиты: 4 – графические, 5 – олигоклаз-микроклиновые безрудные, 6 – микроклиновые блоковые с бериллом и колумбитом, 7 – микроклин-альбитовые с танталитом, касситеритом, бериллом, редко сподуменом, лепидолитом, 8 – альбитовые (наиболее продуктивные) с танталитом, касситеритом, бериллом, поллуцитом, сподуменом, лепидолитом, 9 – альбит(клевеландит)-сподуменовые с танталитом, касситеритом в ассоциации с амблигонитом, петалитом, поллуцитом, полихромными турмалинами и др.; 10 – разрывные нарушения; 11 – направление движения флюидопотоков; 12 – магмопроводящий разлом; 13 – перемещение рудоносных расплавов. I-VI – основные ритмы, отражающие последовательность пегматитового процесса

Таблица 2

Среднее содержание редких элементов в гранитоидах Большого Алтая (г/т)

Комплекс	Породы	Кол-во проб	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo	P
Кунушский	Плагииграниты	9	1,48	5,1	2,75	262,07	138,7	20,53	14,35	3,16	2,29	958,4
Калбинский	Граниты I фазы	5	1,2	17,3	2,62	248,52	156,88	23,83	14,62	0,72	0,77	977,34
	Граниты II фазы биотитовые	5	1,2	13,1	1,24	54,2	162,4	9,4	10,4	1,16	1,17	1336
	Граниты II фазы мусковитизированные	7	3,7	12,9	4,2	151,4	204	14,6	14,2	0,7	1,02	932,6
Калбинский	Крупнозернистые лейкограниты	5	1	17,6	1,84	20,7	192,8	6,6	14,4	0,46	1,08	364,3
Керегетас эспинский	Щелочные рибекит-биотитовые	2	2,6	8,8	1,25	36,5	78,2	2,3	6,6	1,7	1,6	925,5
Керегетас эспинский	Кварцевый порфир	1	62,14	137	30,48	747,4	894,9	36,9	39,06	2,27	1,05	1860

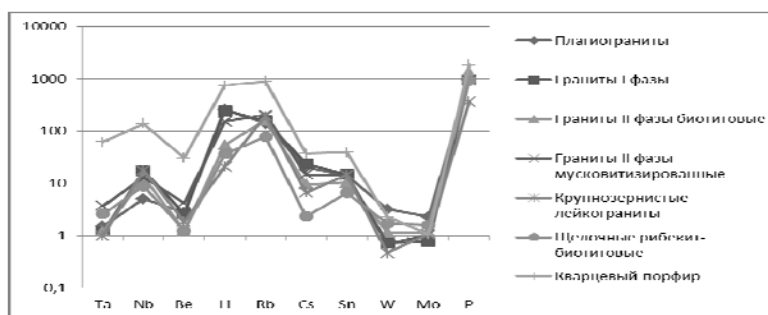


Рис. 8. Среднее содержание редких элементов в гранитоидах Большого Алтая (г/т) по результатам масс-спектрометрического элементного анализа, полученного на научно-исследовательском оборудовании "Масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой ICP-MS Agilent 7500 cx"

Бакенное месторождение находится в районе пос. Огневка Восточно-Казахстанской области. Его изучением занимались Ю.А. Садовский, О.И. Садовская, В.А. Филипов, И.Г. Аргаматов, Е.П. Пушко и другие геологи. Месторождение расположено в северном эндоэкзоконтакте Прииртышского гранитного массива

Центральной Калбы, в пределах Огневско-Бакенного рудного узла. Рудомещающей средой явились апофизы контаминированных гранитов I фазы калбинского комплекса и метаморфизованные отложения такырской свиты – андалузитовые и кварц-полевошпат-слюдистые сланцы, мигматиты, артериты и др. (рис. 9).

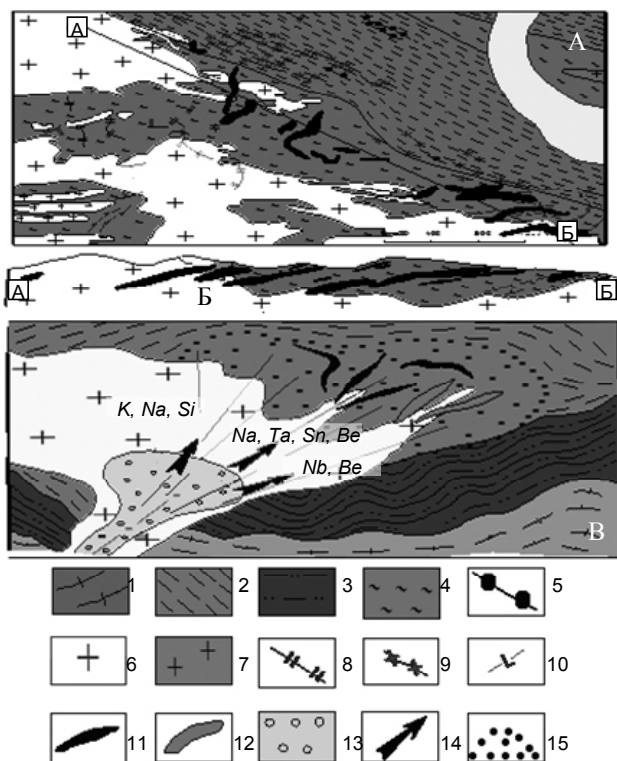


Рис. 9. Схема геологического строения Бакенного месторождения

(А – план месторождения; Б – геологический разрез; В – модель образования) [5]:

- 1 – гранитно-метаморфический слой; 2 – углеродисто-песчаниково-алевролитовая аспидная, такырская свита D_3^{fm} ;
- 3 – нерасчлененные карбонатно-терригенные отложения кыстав-курчумской свиты, D_2^{gv} и более древних толщ (возможно, каледонских); 4 – гранитизированные породы, мигматиты; 5 – дайки кунушского комплекса, C_3 ; 6 – граниты первой фазы,
- 7 – граниты второй фазы и 8 – жильные аплитовидные граниты калбинского комплекса; 9 – аплит-пегматиты;
- 10 – олигоклаз-микроклиновые пегматиты; 11 – редкометалльные пегматиты; 12 – блоковые микроклиновые пегматиты;
- 13 – очаги рудоносных расплавов; 14 – направление перемещения флюидопотоков; 15 – эманационные ореолы РЭ

Генетическая связь редкометалльных пегматитов с гранитами первой фазы обосновывается пространственно-структурной приуроченностью рудных жил к выклинивающимся апофизам гранитного массива. Рудные жилы занимают поперечное положение относительно гранитов и сланцев в виде системы лестничных жил (по Ю.А. Садовскому) с падением к северо-западу под углом 15-20°. Морфоструктура месторождения по Е.П. Пушко – многокорневая жильная. Форма рудных тел – жилообразная и неправильно плитообразная, в плане – линзовидная и лентовидная. Мощность жил изменяется от 4-5 до 15 м, реже достигает 20 м; размеры их по падению превышают простирание. Общий вертикальный диапазон распространения рудных тел более 350 м, по падению 1000 м. Отмечаются равномернозернистые, блоковые и зональные пегматиты. По физико-химическим условиям формирования, пегматиты образовались в относительно закрытой или полужамкнутой системе из растворов-расплавов, обогащенных летучими (H_2O , CO_2 , F, B, Cl) и редкими элементами (Ta, Nb, Be, Sn, Li, Cs), в температурном интервале 1000-280°C и давлении от 4000 до 600 атм (И.Г. Аргамаков, 1977).

По вещественному составу и структурным особенностям пегматиты характеризуются большим разнообразием и содержат более 80 минералов. Их минеральный состав детально изучали А.И. Гинзбург, В.Д. Никитин, Н.А. Солодов, Ю.А. Садовский и другие исследователи. Основные породообразующие минералы, (%): альбит – 60, кварц – 18, микроклин – 7 и мусковит – 11; второстепенные – апатит, турмалин, жильбертит, флюорит, кальцит, онкозин. К редко встречающимся относятся манганотанталит, микролит, амблигонит, лепидолит, поллуцит, тапиолит и другие. Главные рудные минералы – танталит-колумбит, касситерит, сподумен и берилл [5, 14]. Бакенное месторождение, наиболее крупное по запасам редких металлов в Восточном Казахстане, многие годы разрабатывалось, но сейчас законсервировано.

Вторая фаза представлена среднезернистыми, равномернозернистыми бититовыми и мусковитизированными гранитами выдержанного петрографического состава, нормального петрохимического ряда натриево-калиевой высокоплумазитовой серии. Это более кислые дифференциаты калбинского комплекса, характеризующиеся близкими содержаниями плагиоклаза, калишпата и кварца (по 30%), невысоким содержанием биотита (до 5-7%) и ярко выраженными послемагматическими изменениями (мусковитизацией и альбитизацией). Акцессорная специализация – ильменит-апатитовая с вкрапленностью танталит-колумбита, касситерита, шеелита, флюорита и других минералов в их метасоматических разностях. Геохимически в гранитах повышены содержания W, Sn, Be, Li (от 2 до 21 кларка), которые концентрируются в породообразующих минералах и апатите, ильмените, монаците. Установлена также повышенная танталоносность нормальных и измененных гранитов – от 1,2 до 43 г/т (среднее значение 4,6 г/т). Геохимический тип гранитов – олово-вольфрам-танталовый с большей рудоконцентрацией тантала в апогранитах, чем в пегматитах.

С гранитами II фазы генетически связаны свои редкометалльно-пегматитовые месторождения Ta, Nb, Li, Be, Sn (Ахметкино, Кварцевое и др.), отличающиеся от редкометалльных пегматитов первой фазы более простым составом (кварц-альбит-мусковитовым) и меньшей масштабностью оруденения. Перспективным представляется апогранитное (альбитит-грейзеновое) Sn-Ta оруденение в скрытых гранитных куполах (тип

Карасу). Грейзеново-кварцевожильное Sn-W оруденение представлено мелкими объектами (Караш, Ленинское и др.), которые являлись коренным источником россыпей касситерита, вольфрамита и шеелита.

Монастырский комплекс (P₂) объединяет крупные массивы лейкократовых гранитов (Дунгалы, Монастырский, Сибинский) и мелкие плитообразные тела в краевых частях Миролюбовского и Каиндинского массивов. Лейкограниты рассматриваются как поздние дифференциаты пермского магматического очага повышенной кремнекислотности ($Q=+33.2$), выдержанного количественно-минерального состава с преобладанием калишпата (38-40%) и кварца (29-38%) над плагиоклазом (25-27%) при невысоком содержании слюд (до 5%), высокой плумазитовности ($Ka=0.77$) и низкой основности ($Z=0.57$ ккал). Для них характерна монацит-флюоритовая акцессорная минерализация, повышенная концентрация ксенотима, ортита и пироклора и редкая вкрапленность шеелита, касситерита и танталита.

Рассматриваемые лейкограниты по содержанию Ta, Sn, Be близки к гранитам калбинского комплекса, но отличаются от них меньшими значениями Li, Sn, P, ярко выраженной флюорит-редкоземельной, а в отдельных массивах и турмалин-редкоземельной, специализацией. Они также богаты летучими компонентами (H_2O , F, B). Однако вследствие становления интрузивных массивов в относительно спокойных тектонических условиях, сопровождавшихся полной дифференциацией магматических расплавов и кристаллохимическим рассеянием редких элементов, потенциальная рудоносность лейкогранитов реализовалась лишь частично в образовании камерных хрусталеносных пегматитов (Дунгалинская группа), вольфрамитовых гидротермалитов (Миролюбовская группа) и россыпей монацита (Канайка, Каиндинская).

Миролюбовский комплекс (P₂-T₁) сформировался в завершающую фазу позднепалеозойской тектономагматической активизации. Образует региональные дайковые пояса северо-восточного направления, пересекающие все более ранние магматические образования Калба-Нарымского плутона. Это контрастная серия пород гомодромного ряда дифференциации (габбро-диабазы, диоритовые и монцонитовые порфириды, гранит-порфиры, кварцевые порфиры и др.), вероятно, производная высокотемпературных "сухих" магм из остаточных очагов, с низким энергетическим потенциалом маломощных даек, непродуктивных на редкие металлы. С дайками миролюбовского комплекса пока не установлены рудные объекты.

В киммерийский цикл в условиях континентального рифтогенеза в Западно-Калбинском поясе по серпентинизированным гипербазитам чарского комплекса сформировались силикатные кобальт-никелевые руды остаточной коры выветривания (месторождения Белогорское, Горностаевское и др.), а на золоторудных объектах образовались золотоносные коры выветривания (Суздальское, Жанан, Мукурская группа и др.), имеющие практическое значение.

На сочленении Чарской и Западно-Калбинской тектонических зон в гранитоидах преображенского (буранского) комплекса повышенной щелочности (массив Преображенский, Караоткель, Буранский и др.), характеризующихся Zr-Ti геохимической специализацией, локализовались циркон-ильменит-полевошпатовые коры выветривания промышленного масштаба (месторождение Караоткель, россыпь Сатпаевская).

Выводы. На территории Большого Алтая гранитоидные образования имеют широкое распространение, сформировались в различных геодинамических обста-

новках, отличаются по возрасту и масштабности связанного с ними оруденения. С теоретических позиций мобилизма авторами развивается научная идея о поясовом распределении гранитоидных поясов в геологических структурах региона, с которыми пространственно и генетически связаны различные геолого-промышленные типы золоторудных и редкометалльных месторождений. Возрастание масштабности гранитоидного магматизма происходило от ранних к поздним стадиям каледонского и герцинского циклов и сопровождалось эволюцией петрогеохимических типов гранитоидов и связанного с ними оруденения.

В герцинском цикле в коллизионной геодинамической обстановке (С₁-С₃) в Рудном Алтае, Западной Калбае и Жарма-Сауре локализовались сложные габбро-диорит-гранодиорит-плагиигранитные серии, продуктивные на сульфидное медно-никелевое, медно-порфировое и золотое оруденение (месторождения Максут, Кызыл-Каин, Секисовское и др.). В области коллизии Казахстанского и Горноалтайского микроконтинентов (в Зайсанской сутурной зоне) сформировался Восточно-Казахстанский золоторудный пояс региональной ранговости, в котором сосредоточены многие золоторудные месторождения и рудопроявления (Бакырчык, Суздальское, Кулуджун и др.).

Главные редкометаллоносные гранитоидные пояса образовались в завершающую стадию герцинского цикла (Р₁-Т₁) в постколлизионной геодинамической обстановке внутримитной тектоно-магматической активизации с мощными процессами гранитообразования. Наиболее крупные гранитоидные пояса – Калба-Нарымский, Акбиик-Акжайляуский и другие разместились на границах разнородных тектонических блоков, в структурах с сиалическим типом разреза земной коры. При этом граниты нормального ряда являются потенциально рудоносными на редкие металлы (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn, W, Mo) с ведущим геолого-промышленным типом пегматитовых месторождений. Лейкогранитовые формации более продуктивны на вольфрамовое оруденение гидротермального типа, камерные хрусталеносные пегматиты и монацитовые россыпи (Дубыгалы, Большевик, Канайка и др.). С щелочногранитовой формацией преимущественно связана циркон-ниобий-редкоземельная минерализация (месторождения Верхнее Эспе, Йисор и др.). В Киммерийском цикле сформировались месторождения остаточной коры выветривания (Ni-Co, Au-Ag, Ti-Zr).

Таким образом, на изученной территории выявляется большая масштабность развития гранитоидов каменноугольного и пермского возраста, отражающая высокие энергетические и материальные ресурсы для процессов рудообразования, что согласуется с другими регионами Центрально-Азиатского пояса (А.Г. Владимиров, А.В. Ткачев и др.). Рудная продуктивность гранитоидов реализовалась только в определенных нестандартных геодинамических обстановках и неравновесных РТ-условиях становления гранитных массивов. Построенные геолого-генетические модели и рудно-петрохимическая типизация гранитоидов являются ведущими факторами для прогнозирования золоторудных и редкометалльных месторождений. Выявленные особенности распределения рудоносных гранитоидных поясов позволяют более целенаправленно проводить прогнозно-поисковые работы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и науки Республики Казахстан (по Международному научно-техническому проекту № 508 от 07.03.2014 г.).

Перечень использованных источников

1. Бакырчык (Геология, геохимия, оруденение), (2001). Нарсеев В.А., Гостев Ю.В., Захаров А.В. и др. / Отв. ред. В.А. Нарсеев. М.: ЦНИИГРИ, 174 с.
2. Большой Алтай: (геология и металлогения) [Текст] : в 3 кн. / Ин-т геол. наук им. К. И. Сатпаева; ред. Г.Н. Щерба, (1998). Кн. 1: Геологическое строение / Г.Н. Щерба и др. Алматы: Фылым, 304 с.; (2000). Кн. 2: Металлогения / Г.Н. Щерба и др. Алматы: РИО БАК РК, 400 с.
3. The Great Altai: (geology and metallogeny): Scherba G.N. et al., (1998). Vol. 1. Geological structure [Bolshoy Altay: (geologiya i metallogeniya). Kniga 1: Geologicheskoe stroenie]. Fylym, Almaty, 304 p.; Scherba G.N. et al., (2000). Vol. 2. Metallogeny [Bolshoy Altay: (geologiya i metallogeniya). Kniga 2: Metallogeniya]. RIO HAC RK, Almaty, 400 p. (In Russian).
4. Владимиров А.Г., (2014). Роль мантии и сдвиговых деформаций литосферы при формировании гранитоидных батолитов. Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора: Матер. II Международ. конф., Новосибирск, 48-50.
5. Vladimirov A.G., (2014). The role mantle and the shear deformation of lithosphere on origin granitoid [Rol mantii i sdvigoiv deformatsiy litosfery pri formirovani granitoidnykh batolitov]. Granity i evolyutsiya Zemli: granity i kontinentalnaya kora: Materialy II Mezhdunarodnoy konferentsii - Abstracts II International conference "Granites and Earth's Evolution: granites and continental core", Novosibirsk, 48-50. (In Russian).
6. Дьячков Б.А., (2012). Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 130 с.
7. Dyachkov B.A., (2012). Genetic types of rare-metal ores of Kalba-Narym belt [Geneticheskiye typy redkometalnykh mestorozhdeniy Kalb-Narymskogo poyasa]. VKHTU, Ust-Kamenogorsk - EKSTU, Ust-Kamenogorsk, 130. (In Russian).
8. Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А., (1994). Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса: (Рудный Алтай). Алматы: Фылым, 208 с.
9. Dyachkov B.A., Mayorova N.P., Scherba G.N., Abdrahmanov K.A., (1994). Granitoid and ore formations Kalba-Narym belt (Mine Altai) [Granitoidnye i rudnye formatsii Kalb-Narymskogo poyasa: (Rudnyi Altai)]. Almaty, Fylym - Almaty: Fylym, 208 p. (In Russian).
10. Дьячков Б.А., Титов Д.В., Сапаралиев Е.М., (2009). Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив. Геология рудных месторождений, 51, 3, 222-238.
11. Dyachkov B.A., Titov D.V., Sapargaliev E.M., (2009). Ore belt of the Great Altai and evaluation of its prospects [Rudnyye poyasa Bolshogo Altaya i otsenka ikh perspektiv]. Geologiya rudnykh mestorozhdeniy - Geology of ore deposits, 51, 3, 222-238. (In Russian).
12. Котлер П.Д., Хромых С.В. и др., (2014). Ar-Ar изотопное датирование редкометалльных пегматитов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан). Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора: Матер. II междунар. геол. конф., Новосибирск, 101-103.
13. Kotler P.D., Khromykh S.V. et al., (2014). Ar-Ar isotope dating of rare metal pegmatites of Kalba-Narym batholit (East Kazakhstan) [Ar-Ar isotopnoe datirovaniye redkometalnykh pegmatitov Kalba-Narymskogo batolita]. Granity i evolyutsiya Zemli: granity i kontinentalnaya kora: Materialy II Mezhdunarodnoy konferentsii - Abstracts of II International conference "Granites and Earth's Evolution: granites and continental core", Novosibirsk, 101-103. (In Russian).
14. 8. Редкие металлы и редкие земли Казахстана., (2011). Под ред. Ужженова Б.С., Бекжанова Г.Р., Иванова Л.Б. Алматы, 277 с.
15. Uzhkenova B.S., Bekzhanova G.R., Ivanov L.B. (Ed.), (2011). Rare metals and rare earths of Kazakhstan [Redkie metally i redkie zemli Kazakhstana]. Almaty - Almaty, 277. (In Russian).
16. 9. Типы магм и их источники в истории Земли, (2006). Часть 2: Редкометалльный магматизм: ассоциация пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования / Коваленко В.И. и др. ; Богатиков О.А., Коваленко В.И. (гл.ред.). М.: ИГЕМ РАН, 280 с.
17. 10. Kovalenko V.I. et al., (2006). Types magmas and their irigin in history of the Earth / Bogatikov O.A., Kovalenko V.I. (Ed.). Part 2. Rare-metal magmatism: Association of rocks, composition and sources of magmas, geodynamic situation of origin [Tipy magm i ikh istochniki v istorii Zemli. Chast 2. Redkometalnyi magmatizm: assotsiatsiya porod, sostav i istochniki magm, geodinamicheskie obstanovki formirovaniya]. Moscow, YHEM RAS - IGE M RAN, 280. (In Russian).
18. 11. Ткачев А.В., (2012). Глобальные металлогенические циклы в истории Земли. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-минералог. наук. М., 45 с.
19. Tkachev A.V., (2012). Global metallogenic cycles in Earth's history [Globalnye metallogenicheskiye tsykly v istorii Zemli]. Abstract of the thesis of Doctor of Science in Geology. Moscow, 45. (In Russian).
20. 12. Шеремет Е.М., Кривдик С.Г., Седова Е.В., (2014). Редкометалльные граниты Украинского щита (петрология, геохимия, генезис). Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора: Матер. II междунар. геол. конф., Новосибирск, 240-242.
21. Sheremet E.M., Krivdik S.G., Sedova E.V., (2014). Rare granite of Ukrainian Shield (petrology, geochemistry, genesis) [Redkometalnye granity Ukrainского shita (petrologiya, geokhimiya, genesis)]. Granity i evolyutsiya Zemli: granity i kontinentalnaya kora: Materialy II Mezhdunarodnoy konferentsii - Abstracts of II International conference "Granites and Earth's Evolution: granites and continental core", Novosibirsk, 240-242. (In Russian).

13. Dyachkov B.A., Zimanovskaya N.A., Mataibaeva I.E., (2013). Rare metal deposits of the East-Kazakhstan geologic position and prognostic criteria. *Open Journal of Geology*, 3, 404-409.

14. Mataibaeva I.E., Dyachkov B.A., Chernenko Z.I. et al., (2014). The content of tantalum in granitoids of Kalba. *Green economy is the future of humanity: Materials of International Scientific and Practical Conference*, 24, 25th of May, Ust-Kamenogorsk, V, 285-296.

15. Zagorsky V.Ye., Vladimirov A.G., Makagon V.M. et al., (2014). Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear-pull-apart dislocations of continental lithosphere. *Russian Geology and Geophysics*, 55, 285-296.

Надійшла до редколегії 12.10.14

B. Diachkov, Dr.Sci. (Geol.-Min.), Prof., Academician of NAS RK,
I. Mataybaeva, PhD,
Z. Chernenko, Cand. Sci. (Geol.-Min.),
E. Teut, MSc, Senior Research Fellow, Research Engineer
Serikbaev East Kazakhstan State Technical University
19 D. Serikbaeva Str., Ust-Kamenogorsk, Kazakhstan
E-mail: Zinchernenko@mail.ru

GEOLOGICAL POSITION AND ORE-BEARANCE OF GRANITOID BELTS IN THE GREAT ALTAI

Redeveloping national mineral resource base of rare metals is a burning issue for East Kazakhstan. This primarily concerns tantalum, beryllium and niobium, for their being widely used in HT. Technological improvements and developments have become vital for metallogenic forecasting and study in the Republic of Kazakhstan, as there arises a need to provide a scientific basis for the replacement of national resources in general. Based on a theory of drift, this paper discusses some genetic types of gold-bearing and rare-metal deposits relative to the nature of granitoid belts, their origin and distribution in the orogenic post-collision stage of activation, their geotectonic position, etc. In the Mine Altai payable pyrite-gold-copper-polymetallic deposits originated in rift geodynamics; they are flanked by volcanic basalt-andesite-rhyolite arcs and occur in the Devonian volcanic-sedimentary sequence.

True gold-ore deposits of quartz-veined and quartz-gold-sulfide-carbon types originated during the collisional geodynamics of Kazakhstan and the Mine Altai microcontinents. These bodies are genetically connected with a system of volcanic-plutonic formations and small intrusions of Middle-Upper Carboniferous gabbro, diorite, granodiorite, and plagiogranite (Bakyrchik, Bolshevik, Suzdal, etc.).

In the post-collision orogenic stage of inner-plate activation (P_1-T_1) there were localized large granitoid belts of normal and high alkalinity (Kalba-Naryn, the Mine Altai, Akbuiyk-Akzhaylyausk, etc.). They are rare-metal bearing (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W, Mo) and rare-earth bearing (Nb-Zr-RE) specializations (mineralizations of Bakennoe, Yubileinoe, Verhnee Espe etc.). Residuum deposits of nickel-cobalt, zirconium-titanium and gold (Belohorskoe, Karaotkel, Zhanan etc.) refer to the Cimmerian cycle of continental rifting. The metallogenic specialization identified in the given geodynamics lays the foundation for further forecasting and developing new mineralizations.

Keywords: granitoid belts, geotectonic position of granitoids, rare-earth metals, the Great Altai.

Б. Дячков, д-р геол.-мінералог. наук, проф., академік НАН РК,
І. Матайбаєва, докторант,
З. Черненко, канд. геол.-мінералог. наук,
Е. Теут, магістр, ст. наук. співроб., інженер-дослідник,
Східно-Казахстанський державний технічний університет ім. Д. Серікбаєва,
вул. Д. Серікбаєва, 19, м. Усть-Каменогорськ, Республіка Казахстан,
E-mail: Zinchernenko@mail.ru

ГЕОЛОГІЧНА ПОЗИЦІЯ І РУДОНОСНІСТЬ ГРАНІТОЇДНИХ ПОЯСІВ ВЕЛИКОГО АЛТАЮ

Насьогодні в Східному Казахстані гостро постала проблема відновлення власної мінерально-сировинної бази рідкісних металів, у першу чергу, танталу, ніобію й берилію, які широко використовуються в сфері високих технологій. Найважливіше фундаментальне завдання – удосконалення та розробка новітніх технологій прогнозно-металогенічних робіт з метою створення наукової основи повнення мінеральних ресурсів у цілому для Республіки Казахстан. У роботі з теоретичних позицій мобілізму розглядаються загальні закономірності формування та розміщення гранітоїдних поясів орогенної (постколізійної) стадії активізації, їхня геотектонічна позиція та зв'язки з ними певних генетичних типів золоторудних і рідкіснометальних родовищ.

У Рудному Алтаї промислові колчеданні золото-мідно-поліметалічні родовища сформувалися в рифтогенній геодинамічній обстановці, контролюються вулканічними дугами базальт-андезит-ріолітового складу й розташовані в девонському вулканогенно-осадовому розрізі. Власне золоторудні родовища регіону кварцово-жильного та золото-сульфідно-вуглецевого типів утворилися в колізійних геодинамічних умовах у процесі зіткнення й зчленування Казахстанського та Гірськоалтайського мікроконтинентів і генетично пов'язані з системою вулканоплутонічних утворень і малих інтрузій габро-діорит-гранодіорит-плагіогранітового складу середнього-пізнього карбону (Бакірчик, Більшовик, Суздальське та ін.). В орогенну (постколізійну) стадію внутрішньоплитної активізації (P_1-T_1) локалізувалися великі гранітоїдні пояси нормальної та підвищеної лужності (Калба-Наримський, Гірськоалтайський, Акбійк-Акжайляуський та ін.), металогенічні, спеціалізовані на рідкіснометальне (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W, Mo) і рідкісноземельне (Nb-Zr-P3) зруденіння (родовища Бакенне, Ювілейне, Верхнє Еспе та ін.). З кimmerійським циклом континентального рифтогенезу генетично пов'язані родовища залишкової кори вивітрювання: нікель-кобальтові, цирконій-титанові й золоті (Білогірське, Караоткель, Жанан та ін.). Виявлена металогенічна спеціалізація геодинамічних режимів розглядається як основа для прогнозу та пошуку нових родовищ.

Ключові слова: гранітоїдні пояси, геотектонічна позиція гранітоїдів, рідкісні й рідкісноземельні метали, Великий Алтай.