

© Д. чл. УАГН А.М.Пумпянский, Ю.Н.Горбачев,
Ф.Ф.Тараканов

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
УЛУГУШСКОГО БЛОКОВОГО ПОДНЯТИЯ
ЗАУРАЛЬСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ**
ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция»

Автореферат

В статье рассматриваются проблемные вопросы геологии и металлогении западной (приуральской) части Средне-го и Южного Зауралья: орогенный магматизм герцинского цикла развития территории; древние (верхнепротерозойские) толщи осевых частей поднятий; закономерности размещения W-Mo оруденения Зауральской редкометальной провинции. Орогенный магматизм поднятий является продуктом длительной эволюции гранито-гнейсового слоя земной коры. На протяжении С - Р (~100 млн.лет) происходит становление интрузивных комплексов следующих формаций: тоналит-гранодиорит-гранитная С₁₋₂, монцодиорит-гранитная С₂, гранитная Р₁, лейкогранитная Р₂. Ставится вопрос об отнесении к верхнему протерозою кристаллических сланцев осевой части Камышловского антиклинория, которые являются вмещающими породами для гранитоидов верхнего палеозоя. Приведен разрез метаморфической толщи. В сиалических блоках поднятий Зауралья установлено наличие многочисленных зон редкометальной и др. минерализации. (W, Mo, Be, Ta, Nb, U, Au). Вмещающими породами являются кварциты, кварцито-песчаники и кристаллические сланцы рифея-ордовика (?). Наиболее перспективны площади с проявлением гранитного магматизма позднего палеозоя. Самой устойчивой рудной минерализацией является шеелит.

**GEOLOGICAL STRUCTURE AND METALLOGENY OF
ULUGUTSKY UPLIFT BLOCK OF TRANS-URAL
MEGANTICLINORIUM**

Abstract

This article covers geological and metallogenic problems of the Middle and Southern Trans-Ural: orogenic magmatism of the territorial Hercynian development cycle; ancient (upper Proterozoic) earth's crust of axial uplift portions; regularities of W-Mo mineralization location of the trans-Ural rare-metal province. Uplifts orogenic magmatism is the product of a long-term evolution of the granite gneiss earth's crust layer.

In the course of C-P (100 million years) igneous complexes of such formations as tonalite granodiorite granite C₁₋₂, monzodiorite granite C₂, granite P₁, and leucogranite P₂ are composed. There brought out a question of attribution to the upper Proterozoic era of Kamyshlovsky anticlinorium axial portions crystalline schists, which serve as country rocks for granitoids of upper Palaeozoic era.

Open cast of metamorphic earth's crust is demonstrated. In trans-Ural uplift blocks the presence of numerous areas of rare-metal and other mineralization is found (W, Mo, Be, Ta, Nb, U, Au). Quartzites, quartzitic sandstones and crystalline schists (R-O?) serve as country rocks. The areas with the late Paleozoic granite magmatism occurrence are the most promising. Scheelite is the most stable ore mineralization.

В в е д е н и е

В основу статьи положены материалы таких исследователей Зауралья, как В.А.Грачев, Р.А.Крылов, В.С.Зонов, С.И.Бирючев, А.С.Конаныхин, Ф.Ф.Тараканов и др., а также данные, полученные авторами при проведении геологического доизучения Бродокалмакской площади (листы О-41-XXXIII, N-41-III) в масштабе 1: 200 000 (1999-2002 гг.).

Бродокалмакская площадь, в которую входит Улугушское блоковое поднятие, расположена в краевой части Западно-Сибирской плиты на стыке её со складчатыми структурами горной части Урала, в зоне перехода от Среднего к Южному Зауралью. Геологическое строение территории характеризуется наличием двух структурных этажей. Нижний – доюрский фундамент представлен образованиями верхнего протерозоя, палеозоя и триаса, которые характеризуются различной степенью дислоцированности и метаморфизма. Мезозойско-кайнозойский структурный этаж (J-Q) сложен рыхлыми платформенными отложениями морского и континентального генезиса, которые несогласно залегают на породах фундамента. Мощность покровных отложений Mz-Kz в пределах Бродокалмакской площади колеблется от первых десятков метров на западе до 300 м на востоке, северо-востоке.

Геологическая позиция Улугушского поднятия

Для тектонического строения фундамента Бродокалмакской площади характерно сочетание складчато-блоковых структур различных порядков и генезиса. Структурами первого порядка являются Восточно-Уральский прогиб, занимающий северо-западную часть площади и Зауральский мегантиклинорий, на долю которого приходится около 90% рассматриваемой территории. Сочленение Восточно-Уральского прогиба и Зауральского мегантиклинория происходит по Бичурско-Копейской шовной зоне ССВ простираения, представляющей собой дизъюнктивную структуру первого порядка шириной до двух и более километров. Она включает в себя серию разломов ССВ простираения и тектонический меланж, представленный обломками пород разного возраста и состава. Кроме этого, шовная зона сопровождается оперяющими (?) разломами субширотного направления.

Зауральский мегасинклинорий, представленный складчато-блоковыми положительными структурами Камышловского антиклинория и грабен-синклинальными структурами Талицкого синклинория, осложнен эрозионно-тектоническими депрессиями, выполненными вулканогенно-осадочными образо-

ваниями туринской серии T₁₋₂, которые несогласно залегают на породах верхнего протерозоя и палеозоя.

Улугушское блоковое поднятие, являющееся южным окончанием Камышловского антиклинория, расположено на водоразделе рек Исеть и Миасс. С юго-запада на северо-восток его пересекает р.Теча, являющаяся правым притоком р.Исети. С запада поднятие ограничено Копейско-Бичурским разломом, с севера - вулканитами триаса Ильинско-Борисовской и Далматовской раннемезозойских депрессий, а с юго-востока по Шуранкульскому разлому оно граничит с Бродокалмакской грабен-синклиналью, выполненной раннекаменноугольными отложениями (рис.1). Поднятие имеет форму треугольника площадью около 1500 км², и сложено преимущественно метаморфическими породами, условно отнесенных к алексеевской свите среднего рифея. Лишь юго-западная часть структуры представлена тектоническими блоками, сложенными породами ордовика и силура. Для поднятия характерно большое количество интрузивных массивов, преимущественно гранитоидного состава, становление которых происходило в орогенную (коллизийную) стадию герцинского цикла геологического развития региона. Здесь выделен и описан полный формационный ряд орогенного магматизма. С лобановским комплексом лейкократовых гранитов (LγP₂lb), завершающим позднепалеозойский магматизм, здесь связано вольфрам-молибденовое оруденение Коклановского месторождения. В целом для рассматриваемой структуры характерно брахиформное строение, типичное для поднятых блоков, сложенных протерозойскими породами (Гауэр, 1978).

Улугушское поднятие приурочено к западной части регионального Улугушского гравиметрового минимума, занимающего центральную часть Бродокалмакской площади (около 3000 км²), который можно объяснить наличием в его пределах гранито-гнейсового купола мощностью до 8-9 км, отдельные составляющие которого (массивы) выходят на поверхность фундамента. Наиболее распространенная глубина залегания кровли купола 1-2 км.

Указанные особенности геологического строения Улугушского поднятия и его положение в региональной структуре фундамента Зауралья, сопровождающиеся хорошей разбурен-

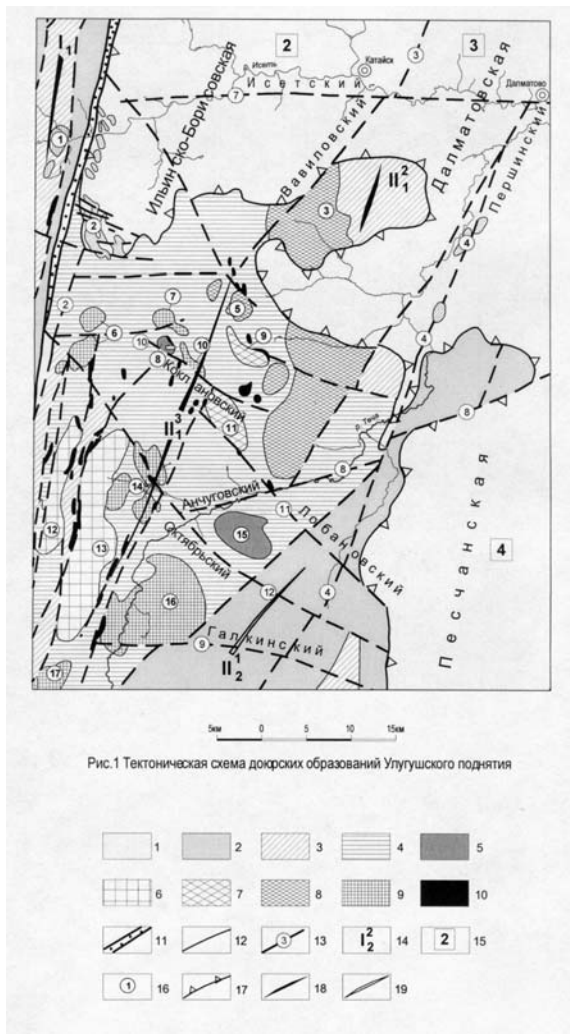


Рис.1. 1-4 – структурные ярусы: 1 – триасовый, 2 – верхнедевонско-пермский, 3 – кембрийско-среднедевонский, 4 – верхнепротерозойский; 5-10 – интрузивные комплексы: 5 – лобановский лейкогранитовый, 6 – красногвардейский гранитовый, 7 – ухановский умереннощелочной, 8 – улуғушский гранодиорит-гранитный, 9 – баклановский габбро-диорит-гранодиоритовый, 10 – каргопольский апогарибурги́товый; 11 – Бичурско-Копейский структурный шов на границе структур 1 порядка; 12 – граница структур 2 и 3 порядка; 13 – основные разломы (Зырянский – 2, Баклановско-Вавиловский – 3, Першинский – 4, Исетский – 7, Анчуговский – 8, Галкинский – 9, Коклановский – 10, Лобановский – 11, Октябрьский – 12); 14 – тектонические структуры фундамента 1 порядка: Восточно-Уральский прогиб – I₁, Зауральский мегантиклинорий – II, 2 порядка: Алапаевско-Теченская СФП – I₁, Камышловский антиклинорий – II₁ и Талицкий синклинорий – II₂; 3 порядка:

Продолжение подписи к рис. 1.

Канашевский горст-антиклинорий – II₁, Улуғушское поднятие – II₁, Бродокалмацкий грабен-синклинорий – II₂; 15 – нижнемезозойские эрозионно-тектонические депрессии: Ильинско-Борисовская – 2, Даламаторская – 3, Песчанская – 4; 16 – интрузивные массивы: Крайчиковская группа субвулканитов и гипабиссальных интрузий – 1, Зырянская группа субвулканитов кислого состава T_{1,2} – 2, Улуғушский массив – 3, Першинская группа субвулканитов кислого состава T_{1,2} – 4, Косулинский – 5, Малококлановские: северный и южный – 6, Симоновский – 7, Коклановский – 8, Ильинский – 9, Соколовский – 10, Западно-Баташский – 11, Абаткульский – 12, Сугоятский – 13, Петропавловский – 14, Лобановский – 15, Баклановский – 16, Бродокалмацкий – 17; 17 – граница нижнемезозойских депрессий; 18 – оси антиклинальных структур; 19 – оси синклинальных структур.

ностью этой структуры, а также большим количеством разнообразных геологических материалов, полученных ранее при проведении геологосъемочных, поисковых и геологоразведочных работ позволили нам рассмотреть в этой статье такие проблемные вопросы геологии и металлогении Зауральского мегантиклинория, как древние (верхнепротерозойские) образования поднятий, орогенный магматизм герцинского цикла развития и вольфрам-уран-молибденовое оруденение Зауралья.

Верхнепротерозойские образования Улуғушского поднятия

К верхнепротерозойским образованиям отнесены нерасчлененные метаморфические сланцы выходящие на поверхность фундамента Улуғушского поднятия, которые предыдущими исследователями условно относились к раннему палеозою – Pz₁? (Зонов, Крылов, 1974). Эта толща залегает в основании разреза палеозойских отложений и сложена преимущественно парасланцами различного состава, среди которых встречаются аповулканиты. Фаунистически толща не охарактеризована. К первой группе пород относятся сланцы слюдисто-полевошпатово-кварцевые, графит-кварц-полевошпатовые, кварцитопесчаники, ко второй - хлорит-амфибол-полевошпатовые породы и амфиболиты. Очень редко встречаются маломощные прослои мраморизованных и доломитизированных известняков. Таким образом, по минеральному составу выделяются существенно полевошпатово-кварцевые и существенно амфиболовые породы. Породообразующие минералы представлены кварцем, поле-

вым шпатом преимущественно альбит-олигоклазового состава, слюдами (мусковит, серицит, биотит (стильпомелан?), графитом, хлоритом и амфиболом (актинолит и бурая роговая обманка в амфиболитах). В небольшом количестве отмечается эпидот. Из аксессуарных минералов встречаются турмалин, циркон, ставролит, гранат, апатит, рутил, магнетит, ильменит и пирит. Различные количественные соотношения породообразующих минералов обуславливают разнообразие состава метаморфических пород, но в целом в разрезе преобладают слюдисто (графит) – полевошпат – кварцевые сланцы с прослоями и линзами кварцито-песчаников и кварцитов. Микроструктура этих пород представляет собой сочетание гранолепидобластовых структур. Среди указанных пород встречаются прослои зеленоцветных сланцев, окраска которых обусловлена примесью хлорита и актинолита. Относительно редко встречаются амфиболиты – темно-зеленые полосчатые породы с гранобластовой структурой, состоящие на 65-70% из бурой роговой обманки с примесью актинолита и плагиоклаза.

Среди сланцев описываемой толщи откартированы и изучены многочисленные интрузивные массивы преимущественно гранитоидного состава, в экзоконтакте которых отмечаются биотитовые и амфибол-биотитовые роговики. Они представляют собой сливные темно-серые, серые и розовато-серые породы, состоящие из кварца, полевого шпата, амфибола, биотита, хлорита и мусковита. Из аксессуарных минералов в роговиках отмечается турмалин, флюорит, реже сфен и апатит, содержание которых увеличивается по мере приближения к интрузии. Кроме роговиков, в экзоконтактах лейкократовых гранитов верхнепермского возраста отмечаются прожилково-штоковковые грейзены с шеелитом, молибденитом, флюоритом и литиевой слюдой (Коклановское месторождение, Саламатовское рудопроявление).

Строение и вещественный состав метаморфической толщи Улугушского поднятия свидетельствует о том, что она образовалась по терригенным и в меньшей мере по вулканогенным породам под воздействием регионального метаморфизма зеленосланцевой и, возможно, амфиболитовой фаций.

Для пород толщи характерны значительные колебания плотностных характеристик от 2,64 до 3,06 г/см³, но чаще все-

го встречаются породы с плотностью от 2,66 до 2,70 г/см³. Описанные породы в целом парамагнитны и локальны, повышения магнитного поля объясняются телами серпентинитов.

Ниже приводится описание скв. 230 Курганской ГРП, которое характеризует состав и строение разреза рассматриваемой толщи (сверху вниз):

0-127,5 м Рыхлые отложения мезозойско-кайнозойского покрова.

127,5-135,6 м Полосчатая биотит-кварц-полевошпатовая порода (кристаллический сланец) с прослоями и линзами кварц-полевошпатовой породы (метапесчаник). Полосчатость (слоистость?) и слабо выраженная сланцеватость имеют одинаковую ориентировку, в данном случае под углом 70° к оси зерна. В инт. 127,5-129,0 м сланец интенсивно окварцован. Отмечаются редкие маломощные прожилки кальцита и полевого шпата (0,5-2 мм), субпараллельные оси зерна. Контакт с нижележащей породой резкий под углом 50° к оси зерна.

135,6-138,8 м Дайка долерита серого цвета, мелкозернистой структуры, массивной и миндалекаменной текстуры. Состав: плагиоклаз-40%, пироксен – 10-15%, биотит – 10-15%, амфибол, по-видимому, по пироксену 20%. Миндалины округлые, размером первые мм, выполненные хлоритом. В эндоконтакте висячего бока порода бурого цвета. Контакт лежащего бока резкий.

138,8-179,3 м Переслаивание биотит-кварцевых, полевошпат-кварцевых (138,8-162,0 м), графит-биотит-кварцевых (162,0-167,3 м) и биотит-полевошпат-кварцевых сланцев, а также маломощных прослоев амфиболитовых сланцев (амфиболитов?). Биотит-кварцевый сланец темно-серый, иногда с зеленоватым оттенком за счет амфибола. Состав: кварц 70-80%, биотит 20%, амфибол и гидрослюды 0-10%, вкрапленники пирита. Полосчатость и слоистость под углом 70-80° к оси зерна. Порода крепкая, монолитная. В инт. 148,8-152,0 м прослои амфиболитового сланца (может быть амфиболита) мощностью от 5 до 40 см.

Графит-биотит-кварцевый сланец с участками брекчирования, осветления и дайками долеритов небольшой мощности. Состав сланцев: кварц 50%, биотит 30%, графит 20%. Участки брекчирования залечены кварцем и кальцитом (2 зонки в инт. 163,0-163,6 м). Дайки долерита (162,2-162,6 м) буровато-серого и серого цвета. Контакты резкие, секущие. Мощность даек 0,1-0,3 м.

167,3-179,3 м. Биотит-полевошпат-кварцевый сланец темно-серый, монолитный с небольшим количеством амфибола, за счет которого порода приобретает зеленый оттенок. Полосчатость и сланцеватость обусловлена распределением биотита под углом 60-70° к оси зерна. Отмечаются редкие прослои и линзы, кварцевого состава (кварцитопесчаник?) мощностью первые сантиметры, в которых обычно встречается вкрапленность пирита, амфибола. С гл. 177 м отмечаются прожилки кварц-карбонатного состава с редкими зернами шеелита и пирита. Контакт с нижележащей породой резкий, неровный, осложненный микронарушениями.

179,3-
180,6 м

Пироксеновый скарн с пиритом, хлоритом, гранатом, амфиболом, полевым шпатом и небольшим количеством эпидота. Пироксен слагает до 80-90% породы (максимум), встречаются хлорит и пирит, количество которых достигает 5-10%. Контакт с нижележащими породами резкий, неровный.

180,6-
419,0 м

Сидерит-кварц-полевошпатовый сланец с прослоями биотит-полевошпат-амфиболового, серый, зеленовато-серый, монолитный. Порода состоит из кварц-полевошпатового агрегата 80-90% и сидерита. Амфиболовые сланцы редки. В инт. 183,6-185,5 м порода интенсивно окварцована, имеет светло-серый цвет. В инт. 185,5-185,8 м, 188,6-188,9 м, 189,2-190,4 м, 191,7-191,9 м – дайки долеритов серого цвета, мелкозернистой структуры, миндаляковой текстуры. Миндалины редкие. Контакты даек резкие близкие к ориентировке сланцеватости.

После зоны проницаемости инт. 185-192 м породы аналогичные инт. 180,6-185 м. Это сидерит-

Кварц-полевошпатовые сланцы с прослоями амфиболсодержащих сланцев. Полосчатость под углом 70-80° к оси зерна (и слоистость, и сланцеватость). Согласно полосчатости отмечаются линзы и прослои кварцитопесчаника с небольшим количеством пирита, хлорита, амфибола. Мощность этих прослоев 2-5 см (1-3 линзы, прослоя, будин (?) на 1 п.м.)

В инт. 205,4-205,6 м дайка долерита, аналогичная описанной в инт. 185-192 м. Контакты резкие, верхний под углом 80° к оси зерна, нижний - под углом 30° к оси зерна. По контактам прожилки кварц-полевошпатового состава с хлоритом (амфиболом?) мощностью первые см.

В инт. 207-219,5 м зона катаклаза: слабого брекчирования и смятия породы, осветления и развития кварцевых прожилков.

В инт. 236,4-236,7 м, 237,7-239,0 м белые кварцевые жилы, в первой присутствует убогая вкрапленность пирита и хлорита (амфибола?). Контакты жилы резкие, согласные полосчатости, кроме нижнего контакта 2 жилы (секущие его).

В инт. 245,2-245,4, 246-246,2 м дайки долеритов, аналогичные инт. 185,5-192 м. Контакты резкие, неровные по сланцеватости или секущие её под углом 30° к оси зерна.

В инт. 264,2-268,9 м зона катаклаза, аналогичная инт. 207-219,5 м.

В инт. 283,2-286,6, 293,2-297,1 м дайки базальтов зеленовато-серого цвета афировой структуры. Во вкрапленниках плагиоклаз до 2-3 мм, редко до 7-10 мм. В дайках прожилки кальцита до 1 см под углом 20-40° к оси зерна.

До гл. 304 м преобладают сланцы серого цвета, а ниже породы светлеют за счет уменьшения содержания биотита.

В инт. 321,6-322,6; 324,0-325,4; 327,6-327,9 м дайки базальтов, темного зеленовато-серого цвета, массивные, аналогичные ранее описанным в афировых разностях. Контакты резкие, параллельные полосчатости – сланцеватости.

В инт. 331,4-332,0; 333,3-333,5; 338,5-339,0; 348,3-348,5; 355,3-356,7 м дайки гиалобазальта минда-

лекаменной с вкрапленниками плагиоклаза размером до 1,5 мм. Миндалины округлые, диаметром 1-2 мм, выполнены белым кальцитом. Контакты резкие с зонками закаливания в эндоконтакте (3-5 мм). Ориентировка даек различная.

В инт. 356,7-357,8 многочисленные прожилки осветленного базальта мощностью 1-2 см, светло-серые различной ориентировки.

В инт. 360,7-373,7 м долерит мелкозернистый, зеленовато-серый.

В инт. 360,7-379,9 м амфибол-пироксеновый скарн с пирротинном, хлоритом, гранатом.

В инт. 381,3-384,8 м порфирит долеритовый, зеленовато-серый, аналогичный вышеописанным.

В инт. 384,8-387,9 м слабо скарнированный сланец с прожилками амфибол-карбонатного состава мощностью 2-3 мм субпараллельными оси керна, с убогой вкрапленностью пирита.

В инт. 384-391 м убогая мелкая вкрапленность шеелита.

В инт. 384,9-385,1 м прожилки кварца и кальцита с гранатом розовато-бурого, пирита, амфибола с шеелитом в виде мелких зерен, тяготеющих к зальбандам прожилка. Мощность прожилка 5-7 мм, ориентирован под углом 25° к оси керна.

В инт. 387,9-391 м скарн амфибол-гранат-пироксенового состава с пиритом, пирротинном, шеелитом по известняку серому, неясно слоистому. Скарн монолитный, серовато-зеленый, содержит зеленый гранат. Известняк в виде реликтового пятна около 0,1 м с четкими извилистыми границами встречен на глубине 388,5 м и менее четкого пятна (5 x 6 см) чуть глубже. В скарне мелкая вкрапленность шеелита. Более крупные зерна (до 5-7 мм) встречены в инт. 390-391 м.

С глубины 391 м вновь сланец биотит-кварц-полевошпатовый, аналогичный ранее описанному. Сланцеватость под углом 70-80° к оси керна.

В инт. 404-407 м – долерит зеленовато-серый, мелкозернистый, массивный, участками пятнистый.

В инт. 401-412,5 м зона дробления.

419,0-
435,5 м

435,5-
574,4 м

547,4-
580,5 м

580,5-
806,0 м

Инт. 412,5-419 м кварц-полевошпатовый сланец светло-серый. Состав: кварц 30%, полевой шпат 70%. Ориентировка сланцеватости под углом 70° к оси керна. Порода слабо аргиллизирована.

В инт. 417,4-418 м долерит темный зеленовато-серый.

Базальт (дайка) темно-серый со слабым зеленоватым оттенком. В инт. 419-420,4 м осветлен. Структура мелкозернистая и стекловатая. Встречаются неравномерно расположенные миндалины размером от 1 до 5-7 мм, выполненные кальцитом. В инт. 429,3-431,5 м ксенолит биотит – кварц-полевошпатового сланца. Нижний контакт резкий под углом 80° к оси керна. Базальт на контакте осветлен.

Биотит-кварц-полевошпатовый сланец серый, аналогичный ранее описанным. Сланцеватость под углом 70-80° к оси керна. В этом интервале часто встречаются зоны дробления. На глубине 499,6 м прожилки пирита с кварцем, шеелитом под углом 30° к оси керна. Мощность прожилка 1 см. С гл. 500 м появляется примесь амфибола, цвет приобретает зеленоватый оттенок.

В инт. 522-537 м встречаются маломощные прослои амфиболитового сланца.

В инт. 532,3-534,0 м дайка (?) биотит-полевошпатового состава (лампрофир(?) коричневатого-серый, массивный).

Базальт темно-серый с зеленоватым оттенком мелкозернистый, миндалекаменный, «свежий». Миндалины развиты неравномерно, среднее содержание 5 %. Размер их от 1-2 до 10-15 мм, выполнены кальцитом и хлоритом. В конце интервала в базальтах отмечаются ксенолиты сланцев.

Биотит-кварц-полевошпатовый сланец серый, аналогичный ранее описанным, полосчатость и сланцеватость под углом 70-80° к оси керна.

В инт. 592,4 – 593,1; 641,7-642,0; 755-755,8; 787,3-788,7 м дайки базальтов мелкозернистых и афировых черного цвета.

В инт. 602,2-602,7 м кварц-полевошпатовый прожилки мощностью 5-8 мм с пиритом и редкими зернами шеелита.

Очень редко по плоскостям трещин и в зальбандах прожилков встречается молибденит.

В инт. 641,7-642,0 – дайка базальтов мелкозернистых, буровато-серого цвета.

В приконтактовой с нижележащими гранитами зоне сланцы осветлены, аргиллизированы, в них отмечаются редкие маломощные дайки до 1,5 см среднезернистых гранитов. Дайки под углом 35° к оси керна. Мощность зоны осветления сланцев 0,4 м. Контакт с гранитами резкий, разрушенный.

806.0-
904.1 м

Гранит лейкократовый порфировидный, среднезернистый, бурый, ожелезненный, слабо аргиллизированный и окварцеванный. Состав: кварц- 25-30%, плагиоклаз 50-55%, калиевый полевой шпат 20-25%, единичные пластинки биотита. С глубиной ожелезнение ослабевает, порода становится светло – розового цвета.

Имеющийся геологический материал позволяет сделать вывод, что толща представлена преимущественно терригенными отложениями кварц-полевошпатового состава с примесью углеродистого, карбонатного и вулканомиктового материала. Хорошая стратификация пород с признаками флишoidalного строения, а также наличие прослоев известняков и доломитов позволяет сделать вывод, что накопление осадков происходило в условиях морского бассейна. Общая мощность толщи, определенная по геофизическим данным, составляет 2000 м.

Возраст толщи определен условно по следующим косвенным признакам:

1. Сходство состава, характера стратификации и степени метаморфизма рассматриваемых отложений Улугушского поднятия с фаунистически охарактеризованными среднерифейскими образованиями Южного Зауралья и Кокчетавской глыбы (Гауэр, 1978; Захаров, 1992). Это дало нам основание для отнесения описанной толщи к алексеевской свите среднего рифея;

2. Приуроченность к сводовой части Камышловского антиклинория Зауральского поднятия. К подобным брахиформным структурам южнее, в районе г.Троицка и Северного Ка-

захстана приурочены выходы верхне-протерозойских образований городищевской (R₁), алексеевской (R₂) и тогузак-аятской (R₃) свит (Гауэр, 1978).

Позднепалеозойский орогенный магматизм Улугушского поднятия

Орогенный магматизм поднятия предваряется позднедевонскими интрузиями *баклановского габбро-диоритового комплекса* (v-δD_{3b}), которые широко развиты в пределах рассматриваемой структуры. В его составе выделяются габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, которые обычно создают локальные положительные гравитационные аномалии, сопровождающиеся иногда повышенным магнитным полем. Петротипом комплекса является крупный Баклановский массив габброидов (западная часть листа N-41-III в районе пос.Русская Теча). Массив имеет изометричную форму размером на поверхности фундамента 10 км в поперечнике.* Другим крупным интрузивным телом является Нижнепетропавловский массив, который на поверхности фундамента представлен тремя сближенными телами габбро и диоритов, которые на глубине образуют единый массив габброидов размеров 8 x 6 км [Тараканов, 1989 ф]. Остальные тела этого комплекса имеют значительно меньшие размеры и представлены диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами.

Габбро представлено вариациями от нормального габбро до пироксен-роговообманковых габбро-диоритов. Для диоритов и умеренно-кислых пород характерна повышенная щелочность за счет появления вторичного калиевого полевого шпата. С более поздним щелочным метасоматозом пород баклановского комплекса связано и развитие биотита по пироксену и роговой обманке [Тараканов, 1989ф]. Процесс калишпатизации и биотитизации пород габбро-диоритового ряда свидетельствует о гранитизации массивов баклановского комплекса, что связано с пространственной совмещенностью с позднепалеозойскими интрузиями гранитоидного состава. Абсолютный

* Далее по тексту размеры массивов даются на поверхности фундамента.

возраст умеренно кислых пород Баклановского массива определенный К-Аг методом составляет 359 ± 7 млн.лет [Малютин и др., 1977], что соответствует границе девона и карбона. По абсолютному возрасту и геологическим данным возраст комплекса принимается как позднедевонский, но не исключается и раннекаменноугольный возраст завершающей фазы становления этой формации, представленной малыми интрузиями диоритового и умеренно кислого состава. Возможно, баклановский комплекс является ранним проявлением орогенного магматизма герцинского цикла.

Гранитоидный магматизм орогенной стадии развития в Улугушском блоке начинается со становления массивов улугушского комплекса ($q\delta-\gamma C_{1-2}ul$).

Ранне-среднекаменноугольные интрузии и. Орогенный гранитоидный магматизм в Улугушском поднятии начинается со становления массивов *улугушского кварцеводиорит-гранодиорит-гранитного комплекса* ($q\delta-\gamma C_{1-2}ul$). Наиболее крупные и хорошо изученные массивы этого комплекса (Улугушский и Баташский) расположены в северо-восточной части Улугушского поднятия. Баташский массив имеет северо-северо-восточное простирание и размеры 5-6 x 17 км. Массив располагается в региональном гравиметровом минимуме. Породы, принимающие участие в строении массива, варьируют по составу от кварцевых диоритов и тоналитов до гранитов. К северу, на продолжении Баташского массива, располагается крупный (15 x 20 км) Улугушский массив, средняя часть которого перекрыта риолитами триаса. Судя по гравитационному минимуму над этими массивами на глубине они соединяются, образуя единое крупное тело гранитоидов, погружающееся в южном направлении. Массив сложен кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами, среди которых наибольшим распространением пользуются гранодиориты. Граниты сложены ортоклазом (25%), кислым плагиоклазом (35%), кварцем (25%), биотитом (до 10%) и роговой обманкой (до 5%). Гранодиориты и кварцевые диориты различаются по количеству кварца и ортоклаза, а также по изменению основности плагиоклаза. Оба типа пород сложены альбитом и зональным олигоклазом (40-60%), ортоклазом (15-0%), роговой обманкой (20%), биотитом (10%) и кварцем (12-8%).

Акцессорные минералы гранитоидов этих интрузий - апатит, магнетит, сфен, циркон, [Зонов, Крылов 1974]. Структура пород в зависимости от состава изменяется от гранитовой до диоритовой. Плотность гранитов в среднем $2,52 \text{ г/см}^3$, гранодиоритов - $2,65 \text{ г/см}^3$. С запада Улугушский и Баташский массивы обрамляются цепочкой мелких кварцеводиоритовых массивов, которые с известной долей условности отнесены к этому же комплексу. Породы Улугушского комплекса изменены в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Комплекс относится к тоналит-гранодиорит-гранитной формации.

Абсолютный возраст пород комплекса по данным калий-аргонового метода - 315 млн.лет [Зонов, Крылов 1974]. Эти данные, а также сопоставление с аналогичными интрузиями Зауральского поднятия, позволяют отнести их к нижнему-среднему карбону.

Среднекаменноугольные интрузии представлены Западно-Баташским и Ильинским массивами умеренно-щелочного кварцевомонцит-гранитного состава, которые сопоставляются нами с *субщелочным ухановским комплексом среднего карбона* ($\mu\delta-\gamma C_{2}uch$) [Пумпянский, Селиверстов и др. 1998, Пумпянский, Самаркин, Телегина 1998]. Оба массива имеют в плане удлинненно-линзовидную форму северо-западного простирания, которое дискордантно к северо-восточному направлению крупных массивов улугушского комплекса ($C_{1-2}ul$). Размер Западно-Баташского массива 7 x 2-3 км. Ему соответствует отрицательная гравиметровая аномалия. В магнитных полях массив не выделяется. Западно-Баташский массив представлен преимущественно крупнозернистыми порфировидными гранодиоритами с вариациями по минералогическому составу от нормальных до меланократовых разностей и гранитами. Для пород характерны гранитовая, участками монцитовая структуры. Минералогический состав: слабо зональный плагиоклаз (от олигоклаза до кислого андезина) - 21-46%, ортоклаз - 14-34%, кварц - 18-29%, биотит - 10-18%, роговая обманка 1-8%, акцессорные минералы (apatит, циркон, сфен, монацит, рудные и редкоземельные минералы). Породы массива изменены вторичными процессами, из которых наиболее широко развит автотамор-

физм, локально проявлены березитизация и аргиллизация [Тараканов и др., 1989]. По химическому составу породы относятся к нормальным гранодиоритам с содержанием кремнезема 66,08-68,74% (среднее по 5 анализам -67,18%); оксида натрия 3,18-3,34% (ср. 3,25%); оксида калия 3,72-4,18% (ср. 4,02%). Среднее содержание стронция, рубидия и рубидий-стронцевое отношение составляет соответственно 414 г/т, 157 г/т и 0,43. Породы не магнитны, плотность от 2,56 до 2,72 г/см³ (ср. 2,66 г/см³). Жильные породы, сопровождающие Западно-Баташский массив, представлены диоритовыми и кварцево-диоритовыми порфиридами, гранит-порфирами и гранодиоритами.

Ильинский массив, вскрытый поисковыми скважинами [Бирючев, 1988ф; Тараканов, 1989ф], оконтурен по локальной отрицательной гравиметровой аномалии, вытянутой в северо-западном направлении на 5 км при ширине 1-2 км. Скважиной Зл-35, пройденной в СЗ части массива, вскрыты мелкозернистые кварцевые монзониты, а скважинами К-342, 343 и 229 на юго-востоке массива, - гранодиориты, порфиридные граниты и гранит-порфиры.

Гранодиориты, монцогранодиориты и кварцевые монзониты характеризуются массивной текстурой, гранитной в сочетании с монзонитовой структурой. Минералогический состав: плагиоклаз - 4-14%, ортоклаз - 14-22%, кварц - 17-25%, биотит - 12-20%, роговая обманка - 0-12%, пироксен - 0-2%, акцессорные минералы (апатит, циркон, монацит). Вторичные изменения носят характер автометаморфизма (сосюрит, серицит, хлорит), на который накладывается слабая аргиллизация. По химическому составу выделяются две крайние разности: субщелочной кварцевый диорит и гранодиорит. Первой соответствует содержание кремнезема 60,17%, оксида натрия 3,19%, оксида калия 2,79%. Содержание стронция, рубидия и рубидий-стронцевое отношение составляют 468 г/т, 174 г/т и 0,39. Гранодиорит характеризуется содержанием кремнезема 67,57%, оксида натрия 2,87%, оксида калия 3,75%. Содержание стронция, рубидия и рубидий-стронцевое отношение составляют 291 г/т, 179 г/т и 0,66.

Порфиридные граниты и гранит-порфиры характеризуются аплитовой и микроаплитовой, микрогранитовой и микро-

графической структурами основной массы. Минералогический состав: плагиоклаз - 32-39%, ортоклаз -27-32%, кварц -25-31%, биотит - 4-10%, акцессорные минералы (апатит, циркон, монацит). Вторичные изменения выражаются в развитии агрегата мусковита, карбоната, альбита, хлорита и лейкоксена с последующей слабо проявленной аргиллизацией. Содержания: кремнезема 68,27-72,31%, оксида натрия 2,89-2,96%, оксида калия 3,99-4,53%, стронция 163г/т, рубидия 195 г/т и отношение рубидия к стронцию 1,27.

В целом этот комплекс на Улугушском поднятии выделен с известной долей условности. Но в тоже время, массивы улугушского кварцеводиорит-гранодиорит-гранитного комплекса и умеренно-щелочного ухановского комплекса, отличаются между собой размерами и конфигурацией массивов, их структурно-тектоническим планом, петросоставом и структурными особенностями пород, характером вторичных изменений, содержанием в них рубидия, стронция и величиной их соотношения.

Раннепермские интрузии являются южным окончанием Красногвардейско-Сугоякского пояса линейных гранитных интрузий, вытянутых в субмеридиональном направлении в западной части Камышловского антиклинория и выделенных в *красногвардейский гранитный комплекс раннепермского возраста* ($\gamma P_1 kg$). В пределах Улугушского поднятия на северо-западе листа N-41-III к красногвардейскому комплексу отнесены Сугоякский и Абаткульский массивы, имеющие вытянутую форму и близкое к субмеридиональному простирание. Пространственное положение их совпадает с зоной сочленения Восточно-Уральского прогиба и Зауральского поднятия. Массивы образуют два сближенных субмеридиональных тела, из которых западный (Абаткульский) имеет размеры 16 x 1,5-3,5 км, а восточный (Сугоякский) - 25 x 3-5 км. Оба массива оконтуриваются по локальным отрицательным гравиметровым аномалиям, ограниченным четкими зонами линейных градиентов. Им соответствует спокойное отрицательное магнитное поле, обособляющееся от дифференцированного магнитного поля над вмещающими породами с многочисленными телами ультрабазитов и от повышенного магнитного поля над габбро-диоритами Нижнепетропавлов-

ского и Баклановского массивов, расположенных в восточном экзоконтакте Сугоякского массива. Вертикальная мощность рассматриваемых гранитных тел по данным количественных расчетов гравитационного поля составляет 1 км. Оба массива вскрыты единичными скважинами. Представлены они светло- и розовато-серыми средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами нормального ряда, калиево-натриевого типа щелочности с повышенным содержанием глинозема. Залегание указанных массивов в восточном крыле Бичурско-Копейской шовной зоны обуславливает появление гнейсо-гранитов, а также участков катаклаза и рассланцевания. Минералогический состав: идиоморфный плагиоклаз альбит-андезитового состава, ксеноморфный ортоклаз, кварц и биотит. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, циркон.

В краевых частях Сугоякского массива скважинами 338 и 339 вскрыты порфиридные граниты, а также гранит-порфиры, минеральный состав и петрохимические особенности которых в целом соответствуют лейкогранитам.

По составу, степени кристаллизации и развитой зоне заделки гранитные массивы красногвардейского комплекса можно отнести к водным плутоническим интрузиям, консолидация которых происходила на умеренных и больших глубинах. Наряду с этими характерными признаками интрузивных тел этого комплекса являются линейно вытянутая форма массивов, а также признаки динамометаморфизма, что характерно для стресс-гранитов [Рапопорт, Рудица, 2000]. Определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом по гранитам из скважины КС-40 (292 млн.лет) позволяет датировать их возраст, как раннепермский [Малютин и др., 1977].

Позднепермские интрузии представлены лобановским комплексом лейкократовых гранитов (lyP_2lb), который изучен по двум массивам: Лобановскому и Коклановскому. Первый расположен на листе N-41-III на правом берегу р.Теча между деревнями Нижнепетропавловское и Лобаново. Коклановский массив находится на юго-западе листа O-41-XXXIII, на границе с листом N-41-III в 7 км на юго-запад от д.Улугушское. Для этих массивов характерна штокообразная форма с изометричным или слабо эллипсовидным сечением на поверхности фундамента. Оба массива вскрыты боль-

шим количеством скважин при проведении поисковых и разведочных работ на урановое и вольфрам-молибденовое оруденение [Бирючев, 1988ф; Конаныхин, 1989ф; Тараканов, 1989ф]. Расположены они в эпицентре регионального минимума силы тяжести, вертикальная расчетная мощность которого составляет 8-9 км. Магнитное поле над Лобановским массивом спокойное, положительное (100-200нТл). Он имеет овальную форму и размеры 6,5 x 4,5 км, незначительно вытянут в северо-западном направлении. Массив сложен лейкократовыми гранитами, среди которых преобладают крупнозернистые разновидности. Среднезернистые порфиридные граниты и гранит-порфиры слагают, в основном, приконтактные зоны и апофизы.

В крупнозернистых гранитах структура гранитовая, монцонитовая, часто неравномернозернистая. Минералогический состав: плагиоклаз (олигоклаз) -21-31%, калиевый полевой шпат -30-41%, кварц -27-40%, биотит -1-6%, акцессорные минералы (циркон, апатит, монцонит, рудные и редкоземельные минералы). Калиевый полевой шпат, чаще всего ортоклаз и ортоклаз-пертит, образует крупные (2-5 мм) ксеноморфные зерна. В разностях, где количество калиевого полевого шпата превышает 30-35%, появляется микроклин, свежий с хорошо проявленной двойниковой решеткой. Форма его зерен неправильная, границы извилистые. В зернах микроклина часто отмечаются реликты «изъеденных», частично замещенных кристаллов плагиоклаза. Кварц в виде ксеноморфных зерен. Биотит - обыкновенный, часто содержит вроски мелких кристаллов акцессорных минералов. Среднезернистые граниты, в целом, аналогичные по составу крупнозернистым разностям. В порфиридных разностях количество вкрапленников достигает 25-30% породы. Представлены они плагиоклазом, ортоклазом и микроклином. Размер зерен 2-10 мм. Основная масса имеет гранитовую или аплитовую структуру. Гранит-порфиры характеризуются порфиридной структурой с пойкилитовой, реже микрогранитовой и микроаплитовой основной массой. Во вкрапленниках кварц, ортоклаз-пертит, олигоклаз. В основной массе мелкие зерна кварца, олигоклаза, микроклина и биотита (1-5%).

Граниты Лобановского массива практически повсеместно

изменены постмагматическими процессами; грейзенизацией и аргиллизацией. Степень изменения неравномерная, количество новообразованных минералов колеблется от 0,2-0,5 до 50-70%. Обычно оба процесса наблюдаются вместе, редко - одна грейзенизация [Тараканов, 1989ф]. По минералогическим и петрографическим особенностям граниты Лобановского массива относятся к лейкогранитам: среднее содержание кремнезема по 15 анализам -75,69%, сумма оксидов К и Na колеблется от 7,7 до 8,7 с преобладанием калия, высокоглиноземистые с коэффициентом глиноземистости - 6,86. Среднее содержание рубидия, стронция и рубидий-стронциевое отношение составляют соответственно 365, 25, 15,9 и 300, 84, 3,57 [Тараканов, 1989 ф]. Плотность неизмененных гранитов 2,58-2,60 г/см³, породы не магнитные. Абсолютный возраст гранитов Лобановского массива, определенный калий-аргоновым методом составляет по 3 пробам 289, 293±7 и 334±12 млн.лет [Тараканов, 1989 ф].

Коклановский массив лейкогранитов расположен также, как и Лобановская интрузия, в эпицентре регионального минимума силы тяжести. Массив в плане имеет форму эллипса размером 2,5 x 1,0 км вытянутого в субмеридиональном (ССЗ) направлении. В разрезе массив имеет усеченно-коническую форму расширяющуюся с глубиной. Расчетные размеры интрузии на глубине 2,5-3,0 км составляют 15 x 15 км при вертикальной мощности не менее 5,0 км.

Большую часть массива составляют лейкократовые мелко-среднезернистые граниты, которые в краевых частях переходят в порфировидные разности и гранит-порфиры. Неравнозернистые граниты имеют массивную текстуру, гранитовую и монцонитовую структуры. Они состоят из калиевого полевого шпата – 35-40%, плагиоклаза (олигоклаза) – 26-32%, кварца 20-32%, биотита 0-6%. Акцессорные минералы: циркон, апатит, монацит. Калиевый полевой шпат представлен ксеноморфным ортоклаз-пертитом с размером зерен от 2 до 4-5 мм. Олигоклаз идиоморфен с широкими таблитчатыми зернами размером 1-2 мм. Более мелкие зерна обычно включены в зерна ортоклаза с образованием монцонитовой структуры. Кварц представлен ксеноморфными зернами размером 0,5-4 мм. Биотит в виде редких чешуек длиной 1-2 мм. Встречаются

разности с двумя разновозрастными генерациями калиевого полевого шпата: ортоклаз-пертита и ортоклаза, из которых первый более ранний.

Порфировидные разности по составу аналогичны вышеописанным гранитам. Порфировидные выделения представлены обычно кварцем и ортоклазом. Количество их от 10 до 30% от объема породы, форма чаще неправильная, реже у полевых шпатов близка к призматической, у кварца к изометричной. Основная масса – мелкозернистый (0,1 - 0,8 мм) агрегат олигоклаза, ортоклаза, кварца с чешуйками биотита с гранитовой, редко аплитовой и микропегматитовой структурами. Гранит-порфиры имеют постепенные переходы с порфировидными гранитами. Структура порфировая с микроаплитовой, микропегматитовой, микрогранитовой и микропойкилитовой структурой основной массы. Вкрапленники размером 1,5-3,5 мм составляют 20-45% породы, представлены кварцем, реже кварцем и ортоклазом. Основная масса состоит из кварца, ортоклаза и олигоклаза с размером зерен 0,1-0,3 мм.

Граниты Коклановского массива охарактеризованы 80 силикатными анализами. Относительно свежие разности на диаграмме SiO₂ - K₂O - Na₂O ложатся в поле лейкогранитов с содержанием кремнезема 73-76% (по 55 анализам 74,75%) и суммой щелочей - 7-9% (ср. 8,03%). В измененных разностях содержание кремнезема достигает 80%, а сумма щелочей снижается до 4-6%. Граниты калиево-натриевой серии с отношением оксида калия к оксиду натрия 0,79. Коэффициент глиноземистости в среднем по 55 анализам - 7,84. Содержание стронция, рубидия и рубидий-стронциевое отношение соответственно составляют 100 г/т, 251 г/т и 3,4 (среднее по 51 анализу) [Тараканов, 1989 ф]. Курганской ГРП были сделаны 3 определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом в лаборатории ПГО «Уралгеология»: 328 ± 4, 252 ± 20 и 226 ± 1 млн.лет [Бирючев, 1988ф, Канонихин, 1989ф].

В заключении характеристики лобановского лейкогранитового комплекса (1γP₂1b) необходимо отметить, что особенностями его являются неравновесный состав, значительные колебания в количестве калиевого полевого шпата, наличие пойкилитовых, пертитовых, пегматитовых прорастаний калишпат-плагиоклазового, калишпат-кварцевого

состава. Практически все разновидности пород грейзенизируются и аргиллизированы. С поздними стадиями постмагматических изменений Коклановского массива связана Mo – W и U минерализация. Мелко-среднезернистые, порфиридные и порфириновые структуры комплекса указывают на гипабиссальные условия формирования. Приведенные выше значения абсолютного возраста дают разброс результатов от C₁ до T₁. С учетом того, что интрузии лейкократовых гранитов, аналогичные описанным, прорывают массивы красногвардейского комплекса [Малютин и др., 1977; Зонов, Малютин, 1983] принят позднепермский возраст лобановского комплекса, который завершает интрузивный магматизм герцинского цикла приуральской части Зауралья.

Вольфрам–молибденовое оруденение Улугушского поднятия

В Улугушском поднятии выявлено и изучено крупномасштабное вольфрам-молибденовое оруденение, связанное с Коклановским массивом фтороносных лейкократовых гранитов [Бирючев, Пумпянский 1992]. Кроме Коклановского месторождения на рассматриваемой площади известны Лобановское и Саламатовское рудопроявления вольфрам-молибденовой минерализации [Зонов, Крылов, 1975].

Редкометалльное оруденение приурочено к эндо- и экзоконтактам лейкократовых гранитов и связано с зонами грейзенизации, которые накладываются как на граниты, так и на вмещающие породы, включая и более ранние рудные метасоматиты, например магнетитовые скарны в восточном эндоконтакте Коклановского массива. Вольфрам-молибденовое оруденение штокверкового типа с прожилково-вкрапленными рудами гидротермального генезиса. Штокверк Коклановского месторождения имеет в плане изометричную форму (2 x 2 км) и прослеживается по падению на 1,5 км. Рудная минерализация представлена преимущественно молибденитом и шеелитом. Молибденовое оруденение оконтурено по бортовому содержанию молибдена 0,01%. Наиболее интенсивно молибденовая минерализация развита в апикальной части гранитного массива в области восточного контакта, где она распространяется на

150-200 м в гранитах и на 100-200 м во вмещающих породах. При удалении от интрузии интенсивность оруденения постепенно снижается.

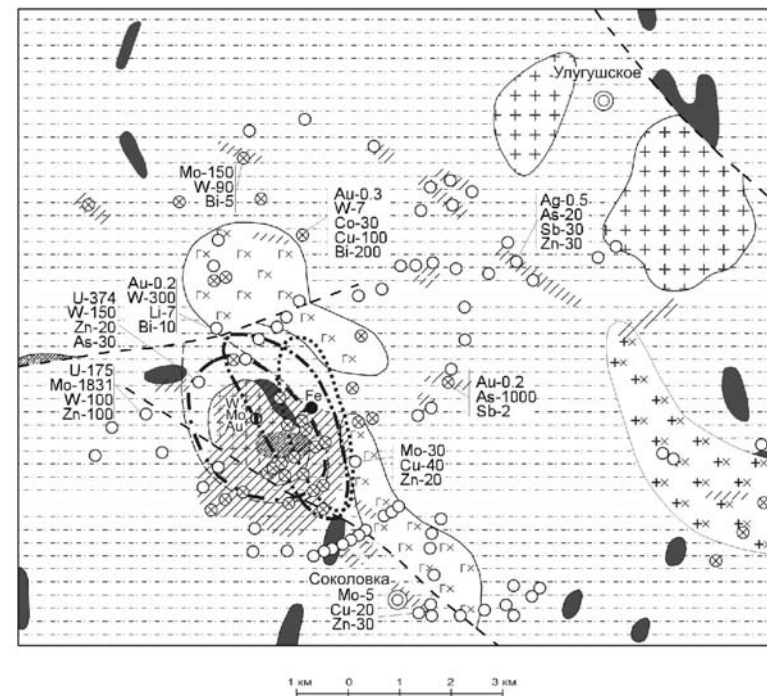


Рис.2 Геологическая карта Коклановской площади

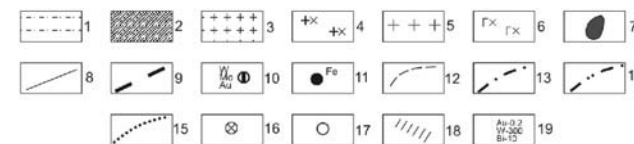


Рис.2. 1 – Средний рифей. Алексеевская свита (R₂?al). Сланцы биотит-кварц-полевошпатовые, углеродисто-кварц-полевошпатовые, биотит-амфибол-полевошпатовые, амфиболы, кварцитопесчаники, мраморизованные известняки; 2 – Экструзивные тела и дайки долеритов и габбро-долеритов (vβT₁₋₂); 3 – Лобановский комплекс (LγP₂lb). Лейкограниты, граниты и гранит-порфиры; 4 – Ухановский умереннощелочной комплекс(μδ-γC₂uch). Монцодиориты, кварцевые монзониты, гранодиориты, граниты, гранит-порфиры и гранофиры; 5 – Улугушский комплекс (γδ-γC₁₋₂ul). Кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, граниты; 6 – Баклановский комплекс (δD₂b₂). Габбро, габбро-диориты, диориты; 7 – Каргапольский комплекс (ξO₁₋₂k). Сер-

Продолжение подписи к рис. 2

пентиниты, гарцбургиты; 8 – геологические границы; 9 – Разломы; 10 – Коклановское вольфрам-молибденовое месторождение; 11 – Кирдинское скарно-магнетитовое проявление; 12 – Контур Коклановского массива лейкогранитов на глубине; 13 – Бортовое содержание $Mo \cdot 10^{-3} \%$; 14 – Бортовое содержание $W \cdot 30 \cdot 10^{-3} \%$; 15 – Бортовое содержание $Au \cdot 0,01 \cdot 10^{-3} \%$; 16 – Поисковые скважины Курганской ГРП; 17 – Поисковые и картировочные скважины различных организаций; 18 – Метасоматические изменения пород (скарны, березитизация, аргиллитизация); 19 – Локальные геохимические аномалии редких, цветных и благородных металлов, концентрация элементов в $\mu \cdot 10^{-3} \%$.

Зона вольфрамового оруденения выделена по бортовому содержанию триоксида вольфрама 0,03%. Вольфрамовое оруденение в разрезе закономерно смещено вверх по отношению к молибденовому и концентрируется, в основном, во вмещающих кристаллических сланцах в экзоконтакте массива. Наиболее часто шеелит встречается в кварцевых и полевошпат-кварцевых прожилках в ассоциации с пиритом, пирротином и флюоритом. В гранитах вольфрамовая минерализация, как правило, не встречается, кроме южной части массива, где в эндоконтакте встречен вольфрамит, который развит в нижней части зоны вольфрамового оруденения. Область сопряжения зон вольфрамовой и молибденовой минерализации составляет по вертикали 70-120 м. С вольфрам-молибденовой минерализацией ассоциируют повышенные содержания золота, урана, висмута, лития и бериллия вплоть до появления рудных концентраций золота и урана.

Анализ магматизма и редкометальной рудоносности Улугушского поднятия позволили выделить Коклановско-Саламатовскую металлогеническую зону СЗ направления, входящую в состав редкометальной Зауральской провинции, приуроченной к Зауральскому поднятию с активно проявленным верхнепалеозойским гранитным магматизмом. При оценке перспективности редкометальных гранитных массивов большое значение имеет величина их эрозионного среза. Размещение вольфрам-молибденовых месторождений Коклановского типа определяется пространственной и генетической связью с апикальными частями массивов лейкократовых гранитов, где оруденение залегает в экзоконтактной зоне мощностью до 1000-1200 м. В эндоконтакте глубина развития оруденения обычно не превышает 300-400 м. О потенциальных возможностях интрузий можно судить по Rb-Sr отношению,

которое для гранитов Коклановского массива не превышает 1, а на безрудных массивах отношение изменяется в пределах 1,6-8,8.

З а к л ю ч е н и е

В герцинскую орогенную стадию развития Зауралья происходит дифференциация земной коры с образованием рифтогенных структур типа Тюменско-Кустанайского прогиба (ТКП) и поднятий, из которых наиболее крупной структурой является Зауральское поднятие (ЗП). Для обеих разновидностей структур характерен свой тип орогенного магматизма. Рифтогенные структуры характеризуются толеитовым типом дифференциации базальтоидных магм. Эталонном этого типа магматизма являются вулcano-плутонические серии Валерьяновской зоны, формирование которых происходило в раннем и среднем карбоне [Пумпянский, Самаркин, Телегина, 1998]. Орогенный магматизм поднятий, рассмотренный в настоящей статье, является продуктом длительной эволюции гранито-гнейсового слоя земной коры с проявлением взаимообусловленных процессов гранитоидного магматизма, гранитизации, метаморфизма и рудогенеза [Поляков, Супруновский, 1999]. На протяжении C_1-P_2 (~100 млн.л) происходит становление интрузивных комплексов следующего формационного ряда: тоналит-гранодиорит-гранитная C_{1-2} (улугушский комплекс $C_{1-2}ul$); монцодиорит-гранитная C_2 (ухановский комплекс $C_{1-2}uch$); гранитная P_1 (красногвардейский комплекс P_1kg); лейкогранитная формация P_2 (лобановский комплекс P_2lb).

В сиалических блоках Зауральского поднятия установлено наличие многочисленных зон редкометальной минерализации. Рудопроявления шеелита, молибденита, бериллия, тантала, ниобия, урана и золота в разных комбинациях отмечены в Курганском - Коклановское месторождение, Лобановское и Саламатовское рудопроявления, Челябинском – Бобровское рудопоявление [Рапопорт, Баранников 1997] и Кустанайском Зауралье [Погорелов, 1992]. Вмещающими породами, как правило, являются кварциты, кварцито-песчаники и кристаллические сланцы рифея – ордовика (?). Наиболее перспективны площади с проявлением позднепалеозойского гранитного магматизма. Самой устойчивой рудной минерализацией явля-

ется шеелит, приуроченный к кварцевым и кварц-полевошпатовым прожилкам, образующим штокверковые зоны.

Проблема древних толщ Зауралья далека от решения. В настоящей статье по сути дела ставится вопрос об отнесении к верхнему протерозою кристаллических сланцев осевой части Камышловского антиклинория. Наибольший интерес на данной стадии изученности этого вопроса является описание разреза немой метаморфической толщи по керну скважины, пробуренной на Коклановском редкометальном месторождении.

Литература

1. **Бирючев С.И., Пумпянский А.М.** Новый район редкометального оруденения на Урале. Топорковские чтения. Вып.1. Рудный. 1992, с.72-74.
2. **Бунина М.В.** Триасовая система. В кн. «Геология СССР», т. XXXIV, кн.1, М., Недра. 1971, с.197-217.
3. **Зонов В.С., Крылов Р.А.** Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Зауральская. Лист О-41-XXXIII. 1974, 114 с.
4. **Зонов В.С., Крылов Р.А.** Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Зауральская. Лист N-41-III. 1975, 110 с.
5. **Зонов В.С., Малютин Н.Б.** Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Зауральская. Лист 0-41-XXVII. 1983, 108с.
6. **Малютин Н.Б., Смирнов Е.П., Дегтева М.Н.** Геологическое строение складчатого фундамента в Среднем Зауралье. М., Недра. 1977, 222 с.
7. **Михайлов Н.П.** Эпиорогенный тафрогенез – заключительная стадия тектоно-магматического цикла. Советская геология № 3, 1978, с. 43-53.
8. **Погорелов Ю.А.** Кварцево-шеелитовая формация Зауральского поднятия. Топорковские чтения. Вып.1. Рудный. 1992, с. 65-72.
9. **Поляков В.Л., Супруновский Г.П.** Плутондренажные структуры: геолого-металлогенические аспекты. Уральский геологический журнал, № 4, 1999, с. 31-49.
10. **Пумпянский А.М., Самаркин Г.И.** Субсеквентный магматизм юго-западной части фундамента Западно-Сибирской плиты. Материалы VII конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1991, с. 59-61.

11. **Пумпянский А.М., Селиверстов Г.Ф., Стефановский В.В., Жижалева Н.М.** Государственная геологическая карта масштаба 1: 200 000. Серия Зауральская л. N-41-IV, V, X, XI. 1998, 190 с.

12. **Пумпянский А.М., Самаркин Г.И., Телегина Т.В.** Базальтоидный вулканизм северной части Тюменско-Кустанайского прогиба. Уральский геологический журнал № 3, 1998, с.3-26.

13. **Пумпянский А.М.** Субсеквентный магматизм Зауралья. Уральский геологический журнал, № 4. 1998, с. 57-65.

14. **Рапопорт М.С., Баранников А.Г.** Некоторые особенности магматизма и эндогенной минерализации мезозоя Урала. В сб. «Геология и минерагения подвижных поясов». Екатеринбург. 1997, с. 197-209.

15. **Рапопорт М.С., Рудица Н.И.** Магматическая геология позднегерцинских орогенных гранитоидов Урала. В «Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения». Екатеринбург. 2000, с. 116-129.

16. **Штилле Г.** Субсеквентный магматизм. Избранные труды. М., Мир. 1964, с. 686-702.

Примечание. Приводимые в тексте ссылки на авторов с указанием года и буквой « ф » [Тараканов, 1989 ф] указывают на неопубликованные работы, которые в списке литературы не приводятся.