

**УРАЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ЖУРНАЛ**

**1999
№ 5 (11)**

Содержание

Сурин Т.Н. Челябинский континентальный рифт - геодинамическое заблуждение.....	3
Григорьев Н.А. Минералогическая модель осадочного слоя континентальной коры.....	19
Стефановский В.В. Покровные отложения междуречий Зауралья.....	31
Чесноков Б.В. Симметричные характеристики ангидритов.....	41
Чесноков Б.В. О соотношении чисел гексагональных и тригональных минералов в крупных минералогических объектах.....	47
Кузовкой Г.И. Кольцевые структуры Ключевского массива (Средний Урал).....	51
Маегов В.И. К петрологии Волковского месторождения медносульфидных и апатит-титаномагнетитовых руд (Средний Урал).....	57
Ивлев А.И. Петрогенезис гранитовых аплитов и становление аллохтонных гранитных плутонов. Статья 1. Аплитовые породы в структуре гранитных плутонов.....	73
Цюцкий С.С. Минералогические критерии систематики и эволюции гранитоидов.....	95
Воинов В.Н. Зависимость электросопротивления вулканогенных образований основного состава от их возраста.....	99
Поляков В.Л. Уральские демантоиды: соотношение известных и новых данных.....	103
Иванов О.К. Состав россыпеобразующих форм минералов платиновой группы концентрически-зональных пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала.....	129
Осташенко Б.А. Гравитационное обогащение мелкого золота на винтовых шлюзах с использованием эффекта изометризации.....	145
<i>К 60-летию геологической службы Западного Казахстана</i>	
Федоров В.И., Г.П. Супруновский, Р.А. Сегелин. 60-летний юбилей геологоразведчиков Западного Казахстана.....	153
Юрий В.В., З.А. Юриш. Палеовулканические исследования в Южных Мугоджарах.....	157

Чен-Лен-Сон Б.И. Проявления россыпного золота в Актюбинском и Оренбургском Приуралье.....	161
Гриненко В.И., В.И. Федоров, С.А.Богдан, В.С. Дербенев, П.С. Петлюх, Г.А. Кошкин, А.А. Козлов, Г.П. Супруновский, В.В. Шитов. Шлакоотвалы ферросплавного производства как техногенные месторождения хромового сырья.....	167
Публицистика, персоналии и информация	
Штейнберг Д.Д. О возрождении на Урале Горного Правления.....	183
Каржавин Николай Акимович. К 100-летию со дня рождения.....	199
Лидер Виктор Александрович. К 80-летию со дня рождения.....	201
Демидовцев Алексей Сергеевич. К 70-летию со дня рождения.....	203
Берзон Роберт Оскарович. К 65-летию со дня рождения.....	206
Памяти Ильи Залмановича Шуба	208
Список членов Уральской академии геологических наук	210

© Сурин Т.Н.

ЧЕЛЯБИНСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТ – ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ЗАБЛУЖДЕНИЕ

В опубликованных работах В.И. Сначева и Н.С. Кузнецова с соавторами [30-33 и др.] сформулирована геодинамическая модель развития Восточно-Уральской мегазоны в пределах Южного Урала как континентального палеорифта (названного «Челябинским»), формирование которого началось в докембрии и получило полное развитие в палеозое. Как известно, указанная мегазона на Южном Урале расположена между Магнитогорской и Зауральской мегазонами, в которых преимущественным развитием пользуются надсубдукционные вулканоплутонические ассоциации [27 и др.]. Между тем подобное сочетание нигде в мире не известно, да и вообще представляется непонятным, в результате какого геодинамического процесса оно могло возникнуть. По традиционным уральским представлениям, нашедшим отражение практически во всех палеогеодинамических реконструкциях Южного Урала, как самых ранних, так и новейших (см. обзор этой проблемы в нашей работе [37]), общепризнано наличие континентальной докембрийской коры в фундаменте Восточно-Уральского поднятия («доуралиды»), при этом само указанное поднятие традиционно рассматривается как микроконтинент, «отколовшийся» ранее от Русской платформы и затем в результате аккреции «встроенный» в уральские структуры. Формирование знаменитого Гранитного Пояса Урала традиционно связывалось с плавлением сиалических блоков фундамента в ходе позднепалеозойской коллизии. Однако сама форма этого поднятия, т.е. многократное превышение его длины по меридиану по сравнению с шириной, а также почти идеальная параллельность общей структуре Урала, явно противоречат представлениям о том, что оно представляет собой «микроконтинент» [37]. Действительно, довольно трудно предположить, что в результате континентального рифтогенеза от окраины Восточно-Европейского континента был отрезан узкий «ломтик». И тем более малообоснованным видится представление о континентальном рифтогенезе в пределах микроконтинента. Так или иначе, но актуальность критического рассмотрения этих взглядов уже назрела, т.к. указанный вопрос несомненно имеет общеуральское значение.

Итак, на каких же данных основываются выводы авторов? Их

можно разделить на две группы: геофизические и геологические. Первой мы касаться не будем и оставим для анализа специалистам-геофизикам. Здесь лишь укажем, что геофизика отражает современное состояние литосферы и проецировать ее на ранний палеозой и тем более на докембрий вряд ли правомерно. Остановимся на анализе некоторых важнейших геологических данных. Они сосредоточены в ряде публикаций, а конкретно по «Челябинскому палеорифту» в только что законченной работе по ГДП-200 Челябинской площади [17]. Рецензент данной работы (очень уважаемый нами В.И. Ленных), не являясь специалистом по магнетизму и металлогении, ограничился только похвалами и, к сожалению, не отметил многочисленных противоречий между авторскими декларациями и фактическим материалом и не сделал указаний на малую обоснованность (или вообще на отсутствие таковой) авторских построений. Ниже мы по возможности восполним этот пробел.

Авторская концепция длительного континентального рифтогенеза основывается на ряде предпосылок, доказательными из которых авторы считают: 1) Наличие докембрийского фундамента; 2) Петролого-геохимические характеристики магматических образований; 3) Особенности тектоники и 4) Специфическая металлогения. Кратко рассмотрим перечисленные группы «доказательств».

1. К докембрийскому континентальному субстрату, подвергнувшемуся рифтогенезу, авторы относят многочисленные гнейсовые толщи из обрамления Челябинского гранитоидного массива, а также метаморфизованные вулканы, вулканогенно-осадочные и осадочные образования, причем первые они считают раннепротерозойскими, а вторые – рифейскими. К этому же структурному этажу авторы относят габброиды и пироксениты синеглазовского комплекса, которые они датировали вендом, а также мигматиты, диориты и кварцевые диориты смолинского комплекса, отнесенные условно к кембрию.

Возраст метаморфических образований повсеместно привязывается авторами к раннепротерозойскому возрасту цирконов из гнейсов городской толщи и ильиновского комплекса. Других оснований считать эти породы докембрийскими просто нет. Про эти цирконы следует поговорить подробнее, т.к. им придется подчас, по нашему мнению, слишком большое значение и даже иногда на них основываются «глобальные», в уральском масштабе, геодинамические построения, чего мы коснемся ниже. Что касается данных термоизохронных анализов цирконов, ранее полученных Б.К. Львовым и опубликованных В.И. Сначевым [33], то они сразу же были поставлены под сомнение ведущими уральскими геологами и геохимиками-изотопистами по «методическим» причинам [4, 6, 13, 28]. Методика

обработки проб и выделения цирконов из «челябинских гнейсов» опубликована А.А. Краснобаевым и др. [12, 13]. Из всей совокупности цирконов (а они разные) для анализа отбирались по преимуществу округлые, т.е. заведомо ксеногенные, возраст которых, очевидно, никоим образом не отражает возраста метаморфических пород. Считается общепринятым, что цирконы, кристаллизовавшиеся синхронно с включающими их метаморфическими породами, должны обладать рядом важных кристалломорфологических характеристик: четкой огранкой, кристаллизационной зональностью, отсутствием реликтовых ядер, блестящими поверхностями кристаллов без признаков коррозии и т.д. [8, 41]. В данном же случае, судя по описаниям и фотографиям [11-13], ничего подобного нет и в помине. А.А. Краснобаев указывает: «...часть округлых цирконов с субиррациональной огранкой напоминает грануломорфный рост в условиях гранулитового метаморфизма...» [13, с.34]. Однако, степень метаморфизма пород в пределах изученных площадей не превышает амфиболитовой фации, что подчеркивается авторами в разных главах отчета и во многих публикациях [17, 30-33]. Да и во всех других работах по метаморфизму нигде не упоминается об образованиях гранулитовой фации в пределах Восточно-Уральской мегазоны (см. например, последнее обобщение [7]). А.А. Краснобаевым этого факта (в личной беседе 6.VII.99) поздним регрессивным метаморфизмом, в результате которого ничего, кроме цирконов, не сохранилось, представляется неубедительным. Важно отметить, что изученные авторами гнейсы нередко имеют кислый состав. Так, например, среднее содержание кремнезема в биотит-амфибол-кварц-полевошпатовых гнейсах харлушинской толщи составляет 69,35% (по 13 анализам). Между тем бесспорной является невозможность образования в условиях гранулитовой фации «нормальных» метаморфических пород кислого состава, поскольку они неизбежно должны расплавиться [18]. В более поздней работе [12] А.А. Краснобаев связывает образование цирконов из этих гнейсов уже с метаморфизмом амфиболитовой фации.

Но им же ранее сформулировано: «...существенным признаком цирконов амфиболовой фации являются субидиоморфные-идиоморфные очертания оболочек (в противоположность грануломорфным у оболочек гранулитовых цирконов), преимущественный рост их за счет граней дипирамиды и повышенное удлинение кристаллов» [9, с.63]. Опять же, судя по описаниям и фотографиям [11-13], среди древних цирконов из «челябинских» гнейсов кристаллы с подобными характеристиками отсутствуют.

Другими словами, со всех точек зрения, проанализированные цирконы являются чуждыми образованиями и не могут определять возраста метаморфических пород. Кстати говоря, сам А.А.

Краснобаев настаивает на соответствии изученных им цирконов «терригенным разностям» и «принадлежности гнейсов ЧК (Челябинского комплекса – Т.С.) к парапородам» [12, с.386].

Но ведь очевидно, что сами собственно терригенные породы являются более молодыми по возрасту, чем входящие в их состав частицы, а образовавшиеся по ним метаморфиты (в данном случае гнейсы) должны быть еще моложе. Соответственно, возраст харлушинской и дубровской толщ также неправильно интерпретирован как раннепротерозойский на основании сходства петрохимических характеристик и литологического состава пород [17].

По нашему мнению, все эти «напоминает» или «устное сообщение» (про харлушинскую толщу) [17] не могут являться основанием для таких серьезных выводов, имеющих важнейшее значение для выяснения геодинамики формирования всего Урала.

В последнее время на Урале в ряде случаев доказано несоответствие возраста докембрийских цирконов и вмещающих их магматических и метаморфических пород. Так, в породах Салдинского комплекса (Средний Урал), который ранее на основании возраста цирконов [9] считался позднеархейско-раннепротерозойско-рифейским, найдены конодонты позднеордовикско-силурийского возраста (!-Т.С.), а сами метаморфические и магматические образования (гранулиты, гнейсы, габбро, кварцевые монцодиориты и гранодиориты) передатированы также по цирконам и оказались сплошь среднепалеозойскими [26]. В гранитах раннекаменноугольного Сыростанского массива, прорывающего серпентиниты зоны Главного Уральского глубинного разлома, обнаружены сингенетические цирконы и в части из них выявлены древние раннепротерозойские ядра [23]. Даже этих примеров, по нашему мнению, достаточно для того, чтобы с осторожностью относиться ко всем «древним» цирконовым датировкам. Возможно, докембрийские цирконы в силу своей уникальной устойчивости при экзогенных процессах, представляют собой своего рода геологическую «пыль», рассеянную по всей литосфере в пределах Урала и, естественно, принимают участие, в той или иной форме, в эндогенных процессах. В частности, они могут служить «затравками» для роста более поздних цирконовых кристаллов, что, в частности убедительно продемонстрировано А.А. Краснобаевым на примере гнейсов ильинского комплекса [11] и метапесчаников самарской толщи [10].

Между тем, возраст гнейсов, отнесенных авторами к докембрию, давно установлен. Многочисленные калий-аргоновые датировки, ранее полученные целым рядом исследователей и определенно указывающие на позднепалеозойский, т.е. синхронный с гранитами, возраст, были просто проигнорированы. Более того, А.А. Краснобаев

приводит весьма интересный факт: «Цементирующие обломки кристаллов (цирконов – Т.С.) новообразованные биотит и полевой шпат, подобные породообразующим в гнейсах, имеют калий-аргоновый возраст 275+/-7 млн. лет» [12, с. 389]. По нашему мнению, последняя датировка в точности отражает возраст гнейсов из обрамления Челябинского массива. Ранее М.А. Гаррис указывала: «Широкое развитие в эвгеосинклинальной области Южного Урала герцинских гранитоидов и связанных с ними метасоматитов, естественно, привело к огнейсованию вмещающих толщ. Ореолы разнообразных гнейсов и слюдястых сланцев обычно сопровождают экзоконтакты гранитных массивов. Полученные для некоторых из этих ореольных пород радиологические данные лежат почти в том же возрастном интервале, который характерен для гранитоидов...» [2, с.197].

Никаких новых серьезных данных, опровергающих этот вывод, авторами работы [19] не получено. Ранее высказанные ими представления о рифей-вендском возрасте гнейсовидных гранитов джабыкского комплекса [33] уже многократно опровергнуты [4-6, 28]. Однако именно на «древних» цирконовых датировках основаны геодинамические схемы, допускающие наличие докембрийских «террейнов», встроенных в структуры восточного склона Южного Урала [14, 15]. Эти схемы, конечно, имеют право на существование, с той лишь оговоркой, что размер этих «террейнов» составляет всего 0,07-0,2 мм, т.е. соответствует размерам «древних» цирконов [11-13].

Возраст метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований определяется авторами работы [17] совершенно аналогичным образом. Так, к нижнему рифею ими отнесены самарская, каясанская и леснинская толщи, сложенные филлитами, метабазальтами, зелеными сланцами и метапесчаниками, а к среднему рифею – поповская толща, включающая, кроме метапесчаников и метаалевролитов, разнообразные сланцы с амфиболом, карбонатом, графитом, кварцем и полевыми шпатами. Возраст самарской толщи основывается на возрасте цирконов из кварцитовидных песчаников [10]. Среди этих цирконов выделяются округлые и шаровидные (разве это не одно и то же? – Т.С.) с возрастом 2069 млн. лет, а также неправильной формы с возрастом 1485 млн. лет. Первый возраст интерпретируется как возраст источника сноса, а второй отвечает, по авторам, времени образования метаморфических пород. В предыдущем отчете по Полетаевской площади [16] эти данные интерпретировались этими же авторами иначе, как «допускающие наличие независимого нижнерифейского источника цирконов». Хотя сама форма древних цирконов (круглая), по-видимому, косвенно свидетельствует о значительной удаленности источника сноса. Достаточно посмотреть на приведенные в работе [10] фотографии. Там же делается вывод, что наиболее веро-

ятным претендентом на роль источника цирконов является Тараташский полиметаморфический комплекс (с. 247-248), а их округлая форма и мелкоячеистая поверхность обусловлена окатыванием (абразией) (с. 246). Совершенно очевидно, что возраст этих цирконов не имеет никакого отношения к возрасту песчаников. И уж совсем необоснованным представляется вывод о «реальном подтверждении существования генетической связи палеозойских гранитоидов с докембрийским субстратом» (с. 249), поскольку песчаники самарской толщи, в свою очередь, также не имеют к упомянутым гранитоидам никакого отношения. Третья датировка (531+/-43 млн. лет) считается авторами [17] соответствующей возрасту регрессивного метаморфизма пород, хотя ранее [16] воспринималась ими противоположным образом, как возраст прогрессивного метаморфизма. По нашему мнению, вполне можно ее интерпретировать как возраст еще одного источника сноса, ведь речь идет о песчаниках! Возраст метабазальтов каясанской и леснинской толщ принят по аналогии (по сопоставимости состава) с самарской толщей. Между тем в начале 80-х годов по базальтам леснинской толщи Петровым Г.К. была получена К-Аг-ая датировка 546 млн. лет. Очевидно, они раннепалеозойские. Этот факт также был проигнорирован. Кстати говоря, даже Н.Ф. Мамаев [20, 21] и И.Д. Соболев [34, 35] считали все эти толщи раннепалеозойскими. Поскольку новых корректных данных, опровергающих эти представления, не получено, не было оснований этот возраст и менять. Поповская толща трактуется авторами как чехол древнего фундамента, представляющий собой продукты разрушения базит-гипербазитов. Но никаких древних гипербазитов ни на этой, ни на сопредельных площадях не известно. Возраст же толщи обосновывается ее сопоставлением с развитой значительно южнее чулаксайской свитой, причем возраст последней ранее определялся авторами «по положению в разрезе» [33]. Просто для справки укажем, что находками криноидей в недавнее время доказан палеозойский возраст чулаксайской свиты [24], но эти данные, судя по всему, авторов не интересуют. Рифейский или вендский возраст некоторых толщ из более южных районов Восточно-Уральской мегазоны определялся ранее авторами по находкам строматолитов или микрофоссилий [33], что в настоящее время не может быть признано корректным. Строматолиты могут использоваться только для локальной корреляции отложений («здесь моложе, там древнее»), но не для определения их возраста [28, 29]. Микрофоссилии Восточно-Уральской мегазоны не входят в число информативных форм, справедливо считаются «невалидными» и не могут определять возраста пород [29].

По пироксенитам синеглазовского комплекса ранее авторами [6] получен Rb-Sr-ый возраст в диапазоне 525+/-25 млн. лет, поэтому

гораздо корректнее их относить к раннему палеозою, а не к венду, но авторы игнорируют даже собственную датировку, поскольку она противоречит созданной ими модели.

Еще более интересно авторами определяется возраст смолинского комплекса, который они обосновывают при помощи рассуждений о «сумме косвенных и прямых признаков», которые, по нашему мнению, являются излишними. Определяющими возраст пород они считают наиболее «поздние» цирконовые датировки из гнейсов городской толщи (531+/-20 млн. лет) и кварцевых песчаников самарской толщи (531+/-43 млн. лет), что объясняется ими как «время интенсивного ареального метаморфизма (мигматизации), с которым связано нарушение U-Rb-й изотопной системы в цирконах». Выше показано, что этот возрастной уровень определяется авторами как соответствующий времени именно регрессивного метаморфизма пород. Совершенно очевидно, что ни с каким «ареальным» или «пегрессивным» метаморфизмом не может быть связано образование магматитов и тем более кварцевых диоритов! Приведенное авторами Sr-изотопное отношение (0,70687) заимствовано у В.М. Горожанина, причем оно вовсе не «отвечает коровым образованиям», как утверждают авторы отчета [17], а свидетельствует «о недостаточной «зрелости» субстрата мигматитов» [4], т.е. об его относительно молодом возрасте. Возраст же собственно мигматитов установлен Rb-Sr методом и составляет 269+/-18 млн. лет [4], но авторы почему-то проигнорировали и эту датировку. Заметим, что этот возраст точно соответствует Rb-Sr-му возрасту раннепермских порфиридных гранитов султаевского комплекса (268+/- 7 млн. лет) [16], что говорит об их сингенетичности. Авторы также предпочли «не заметить» многочисленные позднепалеозойские K-Ar-ые датировки пород комплекса. Так, они считают что «данные по абсолютному возрасту пород (K-Ar метод) варьируют от 415 до 239 млн. лет и отвечают времени всех последующих этапов интрузивного магматизма» [17]. Действительно, две крайние датировки, приведенные выше, явно не соответствуют возрасту комплекса, поскольку все другие (а их около десятка) укладываются в диапазон 270-300 млн. лет. Синтез всех имеющихся данных не оставляет у нас сомнений в том, что смолинский комплекс не кембрийский, а позднепалеозойский.

Таким образом, для обоснования «древнего» возраста ряда комплексов Восточно-Уральской мегазоны авторами применяется уже не однажды подвергнутый критике [6? 28] метод «чем метаморфизованней, тем древнее» при полном игнорировании «неудобных» данных своих коллег по принципу «если факт не сдается, его уничтожают» [42], с чем мы согласиться не можем.

Никаких доказательств наличия «древнего фундамента» под Восточно-Уральской мегазоной (по-старому, «поднятием») в природе не существует.

2. С интерпретацией петрохимических данных, а также с некоторыми петрологическими выводами, сформулированными и работе [17], мы также не можем согласиться. Созданный авторами труд насыщен табличным и графическим материалом (дискриминантные диаграммы, графики нормировок, спектры распределения РЗЭ и т.д.), содержание которого повсеместно противоречит текстовой части, поскольку в последней решительно все магматические образования относятся к «континентально-рифтогенным». Размер статьи не позволяет рассмотреть этот вопрос подробно, поэтому укажем только на важнейшие моменты, а также рассмотрим некоторые методические приемы, применяемые авторами для обоснования своих выводов.

Базальты самарской толщи сопоставляются авторами с базальтами континентальных рифов. Это неверно, т.к. для них характерны низкие концентрации большинства микроэлементов:

Rb – 4, Sr – 82, Ta – 0,36, Ba – 120, легких РЗЭ: La – 5,29,

Ce – 139, Sm – 3,65 (г/т), в то время как в базальтах континентальных рифтовых зон они намного выше [43]. На диаграмме Е.Муллена (Ti-P-Mn) характеризуемые базальты не попадают в поле континентальных толеитов. На графике нормировок (по базальтам СОХ) выявляются характерные для надсубдукционных образований минимумы концентраций элементов с высокзарядными ионами. По нашему мнению, эти базальты по петрогеохимическим характеристикам являются близкими аналогами образований окраинных морей. То же самое можно сказать и о метабазальтах каясанской и леснинской толщ. Кстати говоря, метабазальты каясанской толщи на известной диаграмме Д. Вуда (Th-Hf-Ta) располагаются в поле базальтов энсиматических островных дуг [17], т.е. также являются надсубдукционными.

Вулканыты саргазинской свиты (бимодальная базальт-риолитовая формация раннеордовика) представляет собой типичную толеитовую низкохром-низконикелевую островодужную серию, что следует из положения фигуративных точек состава пород на многих дискриминационных диаграммах, абсолютно не имеющая ничего общего с «континентально-рифтогенными» вулканами, как в тексте отчета [17] утверждают авторы.

Представляется совершенно некорректной геодинамическая интерпретация андезитов и дацитов позднедевонско-раннекаменноугольной березняковской толщи. Так, авторы пишут: «В образованиях толщи устанавливаются высокие содержания Hf и Zr, что

Характерно для вулканитов континентальных рифтов, горячих точек и несовместимо с островодужными обстановками» [17, кн. 1, с. 103]. Средние содержания Hf в андезитах при этом составляют 5,97 г/т, а Zr – 151 г/т. Подчеркнем, что других аргументов в пользу процитированного вывода авторы не приводят. Между тем по островным дугам опубликован огромный аналитический материал, в корне противоречащий приведенному утверждению. Так, по данным О.Н. Волынца и Э.Н. Пополитова [1], содержание Hf в островодужных среднекалиевых андезитах и дацитах Камчатки составляет от 6,9 до 9,4 г/т, а Zr – достигает 637 г/т. В андезитах центральной части Курильской островной дуги среднее содержание Zr составляет 141 г/т, достигая в отдельных пробах 170 г/т. По другим данным, средние содержания Zr в андезитах и дацитах известково-щелочных серий различных современных островных дуг колеблются в пределах от 110 до 190 г/т [43]. Можно привести также аналогичные данные по современным островодужным лейкократовым базальтам вулкана Толбачик на Камчатке: Zr – 199 г/т, Hf – 4,52 г/т [40], а также множество других. В целом представленные в работе [17] данные, по нашему мнению, позволяют уверенно отнести породы березняковской толщи к островодужной средне-высококалиевой известково-щелочной серии, как и породы раннекаменноугольной таяндинской толщи. Отметим ярко выраженную отрицательную ниобиевую аномалию, проявленную в породах указанных толщ, как раз характерную для такого типа образований. Для справки укажем: в андезитах континентальных рифтовых зон содержания Zr составляют 200-850 г/т, а Hf – 10,9-118 г/т [43].

Габброиды синеглазовского комплекса образовались, по мнению авторов работы [17], при крайне высоких температурах в диапазоне 1450-1470 С. По нашему же мнению, это грубая ошибка, т.к. габброиды в любом случае являются котектическими породами, а положение фигуративных точек их составов на известной диаграмме «альбит – анортит – диопсид» ниже «сухой» котектики низких давлений, как это уже давно показано Х.Йодером [44], доказывает большую роль воды в их петрогенезисе, что типично именно для надсубдукционных образований.

Температура кристаллизации этих габброидов, с учетом наличия воды, должна быть по крайней мере на 500 С ниже.

В составе смолинского комплекса выделяются мигматиты и метатектит-диориты, а также кварцевые диориты нерасчлененные биотит-амфиболовые апогнейсовы и реже апоамфиболитовые [17]. По нашему мнению, диоритов и кварцевых диоритов апогнейсовых и апоамфиболитовых не бывает, поскольку приставка «апо-» должна использоваться исключительно для характеристики метаморфических и метасоматических, а не интрузивных пород. Гнейс, конечно,

может быть аподиоритовым, но никак не наоборот. Здесь также уместно привести небольшую цитату:

«Применять приставку «апо» для образования новых терминов не рекомендуется, т.к. разные авторы вкладывают различные понятия во вновь образованные термины, что приводит к путанице в геологической терминологии и к появлению ненужных терминов» [3, с/54]. По распределению РЗЭ породы комплекса вовсе не соответствуют магматитам внутренних частей континентов, как утверждают авторы работы [17]. Для обоснования своего вывода они используют известную диаграмму Дж. Арта, что просто некорректно, т.к. эта диаграмма разработана исключительно для трондjemитов и комагматичных им плагиодацитов [38]. В характеризуемых же породах содержание K_2O составляет от 2,26 до 2,79%, а калиевый полевой шпат при этом по объему намного превышает предельные для трондjemитов 10% от суммы полевых шпатов [38]. Выход же авторы видят в том, что «...под влиянием более поздних интрузий их состав становится гранодиоритовым» (!!! – Т.С.). Точно таким же некорректным образом на основании распределения РЗЭ эти же авторы ранее определили «континентальную» природу гранитов санарского и джабыкского комплексов [33].

Кварцевые диориты и плагиограниты среднеордовикского вознесенского комплекса справедливо относятся авторами к магматитам М-типа [17]. Но гранитоиды М-типа практически во всех существующих классификациях также по-другому называются «гранитоидами энсиматических островных дуг» [25]. Но в указанной работе [17] они относятся авторами к «обстановке континентального рифтогенеза», что, конечно же, неверно.

Позднедевонско-раннекаменноугольный биргильдинско-томинский вулcano-плутонический комплекс (диориты, кварцевые диориты, андезиты и т.д.) со специфической металлогенией (медно-порфиновые руды и полиметаллическая минерализация) не является «редуцированным элементом габбро-плагиогранитной формации, проявленной в условиях континентального рифта...», как указывают авторы работы [17]. Они также считают, что указанная формация «имеет черты смешивания разнородного материала», но этот вывод никак не аргументируется. Приведенные значения Sr-ого изотопного отношения (0,70693+/-15) определенно указывают на крайне незначительную роль коровой контаминации при формировании этих пород и полностью исключают какую-либо роль древнего (докембрийского) субстрата в петрогенезисе. По всем признакам это типичные островодужные андезитовые образования, в пользу чего свидетельствуют, в частности, особенности распределения РЗЭ и низкое содержание молибдена в медно-порфиновых рудах.

Среднекаменноугольный полетаевский гранитоидный комплекс по мнению авторов [17] является гибридным, но этот вывод явно противоречит петрографическому описанию пород, т.к. у гранитов гипидиоморфнозернистые (т.е. нормальные магматические) структуры. По своим петрогеохимическим параметрам они являются типичными коллизионными гранитоидами [25], что признают также и авторы работы [17], но одновременно при этом считая, что «...по распределению РЗЭ гранитоиды комплекса близки к магматитам внутренних частей континентов» (? – Т.С.). Последний вывод опять основывается на некорректном использовании диаграммы Дж. Арта [38], поэтому мы его оставим без комментариев.

Очень интересны впервые полученные, хотя и весьма ограниченные данные по триасовым базальтам бичуринской свиты. Их повышенная кремнеземистость (52,17%), повышенные содержания Rb (32 г/т), Sr (672 г/т) и легких редких земель (La – 58,17 г/т, Ce – 108 г/т, Sm – 10,87 г/т) определенно свидетельствуют о том, что это не траппы, как считают авторы отчета [17], придерживаясь, очевидно, традиционных для Урала представлений. Для того, чтобы уверенно судить об их геодинамической природе, данных пока мало. Возможно, это вулканы, связанные с постколлизионным растяжением. Необходимость их детального изучения очевидна. Во всяком случае, само наличие платобазальтов еще не говорит о «континентально-рифтогенной» обстановке их проявления, т.к. подобные образования, сходные с бичуринскими, известны также и в островных дугах, например, на острове Кунашир [19].

Наконец, в единый сызгинский триас-юрский комплекс объединены габбро, монцодиориты и лампроиты [17], что вызывает большие сомнения, т.к. нигде в мире лампроиты не ассоциируются с габброидами. По-видимому, это не лампроиты. Авторы приводят их средний химический и нормативный состав. Породы отличаются низким содержанием двуокиси титана (0,64%), что расходится с их характеристикой авторами в тексте [17], где они почему-то постоянно называются «высокотитанистыми». В нормативном составе их отсутствует нефелин и лейцит и присутствует корунд. Следовательно, это не щелочные породы, к тому же пересыщенные глиноземом, что полностью исключает их принадлежность к лампроитам. Сумма нормативных полевых шпатов в них составляет почти 30%, что также исключает их принадлежность к лампроитам, поскольку в последних она не должна превышать 10%. По-видимому, это комплекс габброидов и лампрофиров, причем не триас-юрского, а пермско-триасового возраста, что следует из приведенных в тексте калий-аргоновых датировок [17]. Судя по имеющимся фрагментарным геохимическим и минералогическим данным, породы сызгинского комплекса являются

аналогами пород калымбаевского комплекса Восточно-Магнитогорской мегазоны, которые, в свою очередь, близки к «коллизионным» лампроитоидам Алдана и Юго-Восточной Испании, ничего общего не имеющими с алмазосносными лампроитами Австралии и Северной Америки [36]. Абсолютно неубедительно в работе [17] описание Сызгинской «диатремы», в разрезе которой вскрыты песчано-глинистые образования, причем принадлежность последних к «туффизитам» никак не доказана.

3. Что касается тектоники, то она в пределах Восточно-Уральской мегазоны остается до сих пор совершенно неразработанной. Единственным весомым аргументом по этой части, подтверждающим представления авторов о «континентально-рифтогенной» природе указанной мегазоны они считают «наличие «трансформных» разломов, наблюдающихся по смещению контуров аномалий магнитного и гравитационного полей» [31, 33]. По-скольку геологические подтверждения наличия таковых разломов в природе отсутствуют, нельзя не согласиться с авторскими кавычками (см. выше), а попытки отнести к трансформным Челябинский разлом (по авторам, заложенный аж в рифее) явно несостоятельны, поскольку последний, если судить по приложенной к работе [17] геологической карте, ничего нигде не смещает, на что совершенно справедливо указал авторам непосредственно на защите отчета К.С. Иванов.

4. Металлогеническая часть работы [17] наиболее содержательна и интересна. Описанная в ней, а также в других работах авторов [32, 33 и др.] металлогения, представленная мелкими месторождениями и проявлениями меди, цинка, никеля, молибдена, золота, платиноидов (при преобладании палладия), редких металлов, флюорита и т.д. весьма типична для надсубдукционных и коллизионных обстановок [22, 25, 39, 43, 45 и др.] и, по нашему мнению, полностью соответствует данным по магматизму (см. выше), но неправильно интерпретирована авторами как «континентально-рифтогенная», что привело к неверной прогнозной оценке региона на ряд полезных ископаемых и бесперспективным рекомендациям для проведения поисковых работ. В целом же, как нам кажется, авторам не удалось создать непротиворечивую картину геодинамического и металлогенического развития изученной ими территории. Развиваемая ими концепция длительного (с докембрия по мезозой) континентального рифтогенеза не подтверждается фактическим материалом. Во всей Восточно-Уральской мегазоне полностью отсутствуют как магматические, так и металлогенические индикаторы указанного процесса. Как известно, так и металлогенические индикаторы указанного процесса. Как известно, к первым из них относятся: кимберлиты, карбонатиты, оливин-мелилитовые нефелиниты, меймечиты, фонолиты, мелилито-

ты, щелочные оливиновые базальты, трахиты, пантеллериты, титаноносные базитовые интрузии, трапповые плато и т.д., а ко вторым – месторождения ниобия, тантала, соды, алмазов, апатита, плутоногенные месторождения сульфидных медно-никелевых руд с тяжелыми платиноидами, магматогенные месторождения титана и др. [19, 22, 43 и др.]. Вот почему мы никак не можем согласиться с «исключительной перспективностью» ряда участков Челябинской площади на обнаружение месторождений нефти. И тем более вообще ни на чем, на наш взгляд, не основаны подсчитанные авторами прогнозные ресурсы алмазов (1,8 млн. карат). Такой вот получается «НефтьАлмазИнвест»! Впрочем, об обоснованности перспектив алмазоносности восточного склона Южного Урала [15] стоит поговорить подробнее, что мы и намерены обязательно в дальнейшем сделать.

В заключение сформулируем наше мнение о природе Восточно-Уральской мегазоны. Мы уже указывали [37], что наличие Восточно-Уральского «микроконтинента» в современной структуре Южного Урала нельзя считать доказанным. Ранее аналогичное мнение высказал и К.С. Иванов [6, 28]. Особенно проблематичным остается наличие докембрийских образований в этой части Урала, на что также уже указывалось [28]. Анализ данных, полученных В.И. Сначевым и Н.С. Кузнецовым с соавторами, подтверждает сделанное нами ранее заключение: «С учетом всех имеющихся на сегодня данных можно сделать вывод о том, что фундамент Восточно-Уральской мегазоны представлен реликтами раннепалеозойской основной дуги, которая в позднепалеозойское время частично подвергалась плавлению, в результате чего и сформировался Гранитный пояс Урала. Именно это предположение, на наш взгляд, наилучшим образом объясняет как изотопный состав гранитов Восточно-Уральского поднятия (во всяком случае, в пределах Южного Урала), так и его вытянутую по меридиану форму» [37].

Автор выражает благодарность Н.С. Кузнецову и А.А. Краснобаеву за долгие интересные беседы и консультации.

Литература

- 1. Вольнец О.Н., Пополитов Э.Н., Патока М.Г., Аношин Г.Н.** Геохимия позднеплиоцен-четвертичных субщелочных и щелочных лав Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан – континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 108-126.
- 2. Гаррис М.А.** Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 296 с.
- 3. Геологический словарь.** Т.1. М.: Недра, 1973. 487 с.

4. Горожанин В.М. Рубидиц-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала: Автореферат дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. 23 с.

5. Горожанин В.М., Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. Новые данные о составе и возрасте гранитоидов Джабыкского и Астафьевского массивов // Ежегодник – 1997. Уфа: УНЦ РАН, 1999. С. 191-196.

6. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6 – 0,2 млрд. лет) и строение Урала: Дисс. ... доктора геол.-минерал. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 253 с.

7. Кейльман Г.А., Золоев К.К. (Гл. ред.) Карта типов и фаций метаморфизма Урала. Масштаб 1:1000000. Свердловск: ПГО «Урал-геология», 1989.

8. Кейльман Г.А., Золоев К.К. Изучение метаморфических комплексов. М.: Недра, 1989. 207 с.

9. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 148 с.

10. Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Кузнецов Г.П., Чередниченко Н.В. Протерозойские цирконы на восточном склоне Урала // Докл. АН. 1997. Т. 355. N 2. С. 246-249.

11. Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Пужаков Б.А., Чередниченко Н.В. Ильиновский комплекс – новый фрагмент докембрия на восточном склоне Урала // Ежегодник – 1998. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. В печати.

12. Краснобаев А.А., Кузнецов Г.П., Давыдов В.А. Возраст и происхождение гнейсов Челябинского комплекса // Докл. АН. 1998. Т. 360. N 3. С. 386-389.

13. Краснобаев А.А., Кузнецов Г.П., Давыдов В.А., Щулькин Е.П., Чередниченко Н.В. Урал-свинцовый возраст цирконов из гнейсов Челябинского комплекса // Ежегодник – 1994. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 34-37.

14. Краснобаев А.А., Нечухин В.М., Давыдов В.А., Соколов В.В. Цирконовая геохронология и проблема террейнов Уральской аккреционно-складчатой системы // Уральский минералогический сборник. N 8. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 196-206.

15. Кузнецов Г.П., Лукьянова Л.И., Кораблев Г.Г., Краснобаев А.А., Кораблев А.Г. Перспективы алмазоносности территории Челябинской области // Уральский минералогический сборник. N 7. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 175-182.

16. Кузнецов Н.С. (Отв. исполнитель) Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50000 Полетаевской площади и общих поисках меди, полиметаллов, золота и других полезных ископаемых. Челябинск, 1995. Кн. 1. 289 с. Кн. 2. 211 с.

17. Кузнецов Н.С. (Отв. исполнитель) Отчет о геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1:200000 листа N-41-VIII (новая серия). Челябинская площадь. Челябинск, 1999. Кн. 1. 193 с. Кн. 2. 140 с.

18. Лепезин Г.Г. Петрологические основы изучения и картирования метаморфических комплексов складчатых областей. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. 130 с.

19. Магматизм рифтов: (Петрология, эволюция, геодинамика). М.: Наука, 1989. 216 с.

20. Мамаев Н.Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала (Брединско-Челябинский нижнепалеозойский синклиорий). Свердловск: УФ АН СССР, 1965. 170 с.

21. Мамаев Н.Ф. Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. М.: Наука, 1967. 144 с.

22. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 495 с.

23. Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю., Чашухина В.А., Гердес А. Изотопное датирование Сыростанского гранитного массива: вклад в изучение истории развития зоны Главного Уральского разлома (предварительные данные) // Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 106.

24. Мосейчук В.М., Кашина Л.В., Коллегова Т.Ф. О составе и условиях формирования осадочных толщ палеозоя Джабык-Суундукской подзоны Восточно-Уральской зоны // Седиментогенез и литогенез осадочных образований. Екатеринбург: УГГА, 1996. С. 102-103.

25. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М., 1992. 100 с. (Роскомнедра, Геокарт).

26. Петров Г.А., Фриберг П.М., Ларионов А.Н. Новые данные по возрасту Салдинского метаморфического комплекса (Средний Урал) // Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 118-120.

27. Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. N 4. С. 42-61.

28. Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 250 с.

29. Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея//Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т.1. N 1. С.6-20.

30. Сначев В.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А., Романовская М.А. Геодинамика формирования Челябинского палеорифта // Вестн. МГУ. Сер. Геол. 1991. N 3. С. 74-78.

31. Сначев В.И., Кузнецов Н.С., Рачев П.И. Геодинамические условия формирования Восточно-Уральской зоны Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 25 с.

32. Сначев В.И., Кузнецов Н.С., Рачев П.И., Ковалев С.П. Магматизм и металлогения северной части Восточно-Уральской рифтовой системы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 33 с.

33. Сначев В.И., Шулькин Е.П., Муркин В.П., Кузнецов Н.С. Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО РАН СССР, 1990. 179 с.

34. Соболев И.Д. (Ред.) Геологическая карта Северного, Среднего, восточной части Южного Урала масштаба 1:200000 (альбом). Свердловск: ГУГК, 1966.

35. Соболев И.Д. (Ред.) Геологическая карта Урала масштаба 1:500000. Свердловск: УГСЭ ПГО «Уралгеология», 1983.

36. Сурин Т.Н. Триасовые лампроитоиды и лампрофиры (калымбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия и петрогенезис. Уфа: БГУ, 1999. 106 с.

37. Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. Восточно-Уральский (Мугоджарский) «микроконтинент» на Южном Урале и его природа // Ежегодник – 1997. Уфа: УНЦ РАН, 1999. С. 133-136.

38. Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. 488 с.

39. Федорченко В.И., Абдурахманова А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 239 с.

40. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.

41. Циркон в породах докембрия и фанерозоя. М.: Наука, 1985. 264 с.

42. Шебаршин Л.В. Хроники безвременья. Записки бывшего начальника разведки. М.: РБИ, 1998. 105 с.

43. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 440 с.

44. Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1969. 239 с.

45. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

© Н.А.Григорьев

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОСАДОЧНОГО СЛОЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Впервые предложена минералогическая модель осадочного слоя континентальной коры. Определено среднее содержание 109 минералов и трех неминеральных веществ в этом слое и в важнейших группах слагающих его горных пород. Подобные исследования актуальны в связи с проблемами потенциальных минеральных ресурсов и охраны окружающей среды. Осадочный слой континентальной коры представляет особый интерес. Антропогенное воздействие на него максимальное.

До 1999 года было известно не меньше восьми определений среднего минерального состава земной коры в целом. Во всех случаях проводили пересчет предполагаемого среднего химического состава земной коры на совокупности из 6-20 минералов теоретического состава. Затем были опубликованы результаты более совершенного расчета (Григорьев, 1999), выполненного на основе модели химического строения земной коры А.Б. Ронова с коллегами (1990). Были выбраны из литературы результаты количественных минералогических анализов отдельных проб важнейших горных пород. Они были скорректированы для приведения в соответствие со средним химическим составом важнейших групп горных пород по А.Б.Ронову (1990). По этим данным рассчитано среднее содержание 41 минерала и трех неминеральных веществ в верхней части земной коры и в слагающих ее слоях. Кроме того, было определено среднее содержание еще 34 минералов только в верхней части земной коры в целом. Это был первый этап разработки минералогической модели последней. В данной работе приведены результаты второго этапа.

Предлагаемая модель нуждается в детализации и уточнении. Для желающих приведен почти полный список использованной литературы.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Отметим особенности модели А.Б.Ронова и др.(1990). Среднее содержание 16 химических элементов в важнейших группах горных пород пересчитано на суммы 100 мас.%. То есть, оно несколько увеличено. Не учтен химический состав минеральных веществ с «аномально большим» содержанием всех элементов, кроме O, Si и

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г.Екатеринбург

Ca. Среднее содержание H₂O рассчитано не корректно. Сравним глины и глинистые сланцы (3,93 мас.%) с карбонатными породами (2,46 мас.%). Автор не вводил поправок в модель, но учитывал отмеченные особенности при расчетах.

Перечислим кратко использованные данные о минеральном составе важнейших горных пород.

Пески и песчаники. Пески Русской платформы от палеозойских до современных (Ронов и др., 1963, Балашов, 1976). Четвертичные пески донной морены ледника в восточной части Балтийского щита (Ильин, Сыромятина, 1972). Голоценовые континентальные пески Калифорнии (Van de Kamp, 1973). Третичные глауконитовые пески Украины (Карякин, 1951). Юрско-олигоценые морские пески района Курской Магнитной Аномалии (Кузнецов, 1992). Пески из красноцветных терригенных отложений нижнего триаса в Северном Приуралье (Чельшев и др., 1965). Песчаники Восточной Камчатки (Малиновский, 1990). Пермские континентальные и морские пески Северо-Восточной Англии и прилегающей части Северного моря (Prior, 1971). Пермские и каменноугольные аркозовые песчаники и пески Колорадо и Юты (Van de Kamp, Leake, 1994). Палеозойские песчаники Центрального Таджикистана (Бабкин, 1986). Докембрийские песчаники и туфопесчаники Курской Магнитной Аномалии (Созинов и др., 1988). Всего количественных минералогических анализов – 1244.

Глины и глинистые сланцы. Четвертичные морские алевритовые глины севера Западно-Сибирской низменности (Шумилова, 1971). Четвертичные глины Предкарпатского сероносного бассейна (Даценко, 1969). Континентальные и морские суглинки Мексики (Мило, 1968). Позднеплиоценовые глины Татарской АССР (Кирсанов и др., 1965). Разновозрастные бентонитовые глины СССР (Кирсанов и др., 1981, Баталин и др., 1975). Морские суглинки Курской Магнитной Аномалии от эоценовых до девонских (Кузнецов, 1992). Мезозойские глины, вмещающие бокситы Мугайского месторождения в Зауралье (Ситникова, 1975, Гуткин и др., 1969). Верхнеюрский аргиллит Западно-Сибирской плиты (Плунан, 1975). Триасовые глины Северного Приуралья (Чельшев и др., 1965). Триасовые и палеозойские филлиты Калифорнии (Davis a.o., 1965). Девонские аллиты, вмещающие месторождения бокситов на Полярном Урале (Ушатинский, Боровской, 1977, 1978). Палеозойские глины и аргиллиты Сибирской и Русской платформ (Акульшина, 1971). Пермские и каменноугольные глинистые сланцы Юты и Колорадо (Van de Kamp, Leake, 1994). Верхнеордовикские сланцы Огайо, Индианы, Кентукки (Scotford, 1965). Всего 849 количественных минералогических анализов.

К а р б о н а т н ы е п о р о д ы. Известняки Русской платформы от меловых до докембрийских (Тимофеев, 1960). Карбонатные породы Калифорнии триасовые и палеозойские (Davis, 1965). Мергель (проба №428) из сероносного бассейна Предкарпатья (Даченко, 1969). Глинистая часть палеозойских известняков и мергелей Западно-Сибирской и Русской платформ (Акульшина, 1971). Кембрийские известняки Западной Сибири (Сухарина, 1976). Рифейские карбонатные породы Башкирского мегантиклинория на Южном Урале (Анфимов, 1997). Докембрийские карбонатные породы Курской Магнитной Аномалии (Созинов и др., 1988). Всего 45 количественных минералогических анализов.

К р е м н и с т ы е п о р о д ы. Третичные кремнистые породы Украины (Карякин, 1954). Филлитовидные кварциты Калифорнии (Davis a.o., 1965). Всего 35 количественных минералогических анализов.

В у л к а н и т ы. Четвертичные базальты Нью-Мексико и Юты (Hoffer, 1971, Condil, Barsky, 1972). Кайнозойские и мезозойские эффузивные породы Монголо-Охотского пояса (Антипин и др., 1982). Меловые липарито-дациты Охотско-Чукотского пояса (Ичетовкин, 1978). Триасовые и пермские траппы Сибири (Альмухамедов, 1967, Минералогия траппов..., 1975, Наумов, Гурин, 1967). Плаггиолипаритовые туфы Закарпатского прогиба (Баталин и др., 1975). Всего 173 количественных минералогических анализов.

Э в а п о р и т ы. Соляные отложения Приуралья, Поволжья, Тимана (Кольцова, Яржемский, 1969, Лобанова, 1969, Юшкин, 1989). Анализы только качественные.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Среднее содержание минералов в важнейших группах горных пород, выделенных А.Б.Роновым с коллегами (1990) (кроме эвапоритов) рассчитано по приведенным выше данным. При этом, с помощью коэффициентов, учтено разное качество исходных данных. Поясним, что одни авторы опубликовали результаты анализа отдельных проб. Другие – частично обобщенные результаты анализа многих проб. Одни исследователи изучили распространенные горные породы, другие – менее распространенные. Есть и другие особенности. Например в некоторых работах приведены «аномальные» величины содержания отдельных минералов (содержание минерала в 10 и более раз больше кларкового содержания информативного элемента). «Аномальные» величины учтены с коэффициентами 0,01-0,1, в зависимости от конкретных обстоятельств.

Все вычисленные величины среднего содержания минералов

>0,09 мас.% скорректированы для приведения их в соответствие со средним химическим составом важнейших групп горных пород по А.Б.Ронову и др. (1990). Для этого рассчитан (моделирование на компьютере) минеральный баланс 12 химических элементов в совокупностях 20-30 минералов. Эталонный химический состав минералов преимущественно прежний (Григорьев, 1999). Результаты считались удовлетворительными при суммах долей масс С, О, Si, Al, Fe, Mg, Ca, K, Na – 95-105 отн.%; Ti, H, S <100 отн.%.

Для эвапоритов проведен пересчет среднего химического состава по А.Б.Ронову и др., (1990) на совокупность важнейших минералов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты приведены в таблице 1. Отметим, что группа горных пород “глины и глинистые сланцы”, имеющая наибольшую массу, фактически состоит из двух групп: глин и сланцев. Эти две группы наиболее сильно отличаются по содержанию глинистых минералов (гидрослюд, смектитов, каолинита) и кварца. В глинах и суглинках содержание глинистых минералов варьирует преимущественно от 25 до 85 мас.%, кварца 0-25 мас.%. В глинистых сланцах и филлитах глинистых минералов 0-40 мас.%, кварца – 24-50 мас.%. Соотношение масс этих групп в масштабах слоя не известно. Судя по результатам расчетов, сланцев примерно на порядок больше чем глин.

Около 42% массы осадочного слоя континентальной коры представлено эндогенными минералами, преимущественно реликтовыми (магнетит, ильменит, кварц, амфиболы, пироксены, слюды, полевые шпаты). Около 13,5% массы слоя составляют минералы и вещества эффузивов. Собственно экзогенные минералы составляют 43,5% массы. Из них 20,5% представлено продуктами осаждения вещества, растворенного при выветривании эндогенных минералов (галит, опал, карбонаты, сульфаты, глауконит). Минералы, представляющие твердые остаточные продукты выветривания, включая измененные при низкотемпературных процессах (гидрослюда, каолинит, смектиты, хлориты) составляют 23% массы слоя. Такое соотношение не соответствует современным представлениям о процессе выветривания. Можно предполагать, по меньшей мере, три причины этого. Первая – выветривание в докембрии сопровождалось более интенсивным растворением вещества, чем в мезозое и кайнозое. Вторая - огромный вынос растворенного вещества на земную поверхность из формирующегося гранитно-метаморфического слоя. Третья - не вполне правильное разделение карбонатных пород между гранитно-метаморфическим и осадочными слоями континентальной коры в модели А.Б.Ронина с коллегами (1990).

Минералы, являющиеся традиционными источниками химических элементов и их соединений: сульфиды, галогены, оксиды (кроме кварца и опала), гидроксиды, карбонаты, сульфаты, фосфаты – составляют больше 18% массы слоя. Реакционноспособные минералы: сульфиды, галогены, сульфаты, карбонаты, фосфаты составляют больше 16% его массы.

ВЫВОДЫ

Осадочный слой континентальной коры сложен экзогенными минералами почти наполовину. Причем 20,5% его массы составляют минералы осажденные из водных растворов.

Минералы, являющиеся традиционными источниками химических элементов и их соединений составляют больше 18% массы слоя. Больше 16% его массы составляют химически активные вещества. Таким образом, в слое огромен резерв потенциального минерального сырья. Но вместе с тем это среда, способная к интенсивным и крупномасштабным химическим процессам. Последствия тенденции неограниченного и не продуманного воздействия на осадочный слой континентальной коры могут оказаться непредсказуемыми.

Таблица 1
Среднее содержание минералов в осадочном слое континентальной коры и в главных группах слагающих его горных пород, мас. %.

Минералы	Песчаники и пески	Глины и сланцы	Карбонатные породы	Кремнистые породы	Эвапориты	Вулканиды	Слой в целом	Слой без вулканитов
Золото	$5 \cdot 10^{-8}$	-	$3 \cdot 10^{-7}$	-	-	-	$6 \cdot 10^{-8}$	$7 \cdot 10^{-8}$
Олово	$7 \cdot 10^{-7}$	-	-	-	-	-	$2 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-7}$
Графит	0,0002	0,2	0,1	0,2	-	-	0,12	0,14
Муассонит	$6 \cdot 10^{-8}$	-	-	-	-	-	$1 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-8}$
Сера	-	0,001	0,037	-	-	-	0,0063	0,0073
Борнит	-	-	-	-	-	$3 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-6}$	-
Пентландит	-	-	-	-	-	$5 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$	-
Сфалерит	$1 \cdot 10^{-5}$	-	-	-	-	-	$2 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$
Халькопирит	$3 \cdot 10^{-6}$	-	$6 \cdot 10^{-6}$	-	-	0,0015	0,0002	$2 \cdot 10^{-6}$
Кубанит	-	-	-	-	-	0,0002	$2 \cdot 10^{-5}$	-
Пирротин	$1 \cdot 10^{-5}$	-	-	-	-	0,02	0,0028	$3 \cdot 10^{-6}$
Галенит	$7 \cdot 10^{-7}$	-	-	-	-	-	$2 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-7}$
Киноварь	-	-	$16 \cdot 10^{-8}$	-	-	-	$2 \cdot 10^{-8}$	$2 \cdot 10^{-8}$
Антимонит	$3 \cdot 10^{-7}$	-	-	-	-	-	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$
Пирит	0,018	0,15	0,1	0,005	-	0,03	0,09	0,1
Марказит	-	0,005	-	-	-	-	0,002	0,002
Арсенопирит	$3 \cdot 10^{-7}$	-	-	-	-	-	$7 \cdot 10^{-8}$	$7 \cdot 10^{-8}$
Галит	-	-	-	-	73	-	0,77	0,89
Сильвин	-	-	-	-	0,25	-	0,0027	0,0031
Флюорит	$5 \cdot 10^{-7}$	-	-	-	-	-	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$
Бишофит	-	-	-	-	-	-	0,0001	0,0001
Карналлит	-	-	-	-	0,01	-	0,0005	0,0006
Периклаз	$5 \cdot 10^{-7}$	-	-	-	0,05	-	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$
Шпинель	0,0026	0,0004	-	-	-	-	0,0008	0,0009
Магнетит	0,07	0,1	-	0,008	-	3,3	0,51	0,07
Ti-магнетит	-	-	-	-	-	1,7	0,23	-
Хромит	0,0003	0,0003	-	-	-	-	0,0002	0,0002
Корунд	$1 \cdot 10^{-3}$	0,0002	0,01	-	-	-	$9 \cdot 10^{-5}$	0,0001

Гематит	0,017	0,077	0,07	0,004	0,05	0,0003	0,05	0,058
Ильменит	0,05	0,1	-	0,13	-	0,5	0,13	0,058
Кварц	34,8	23,8	0,1	57,8	0,2	2,4	20	22,39
Опал	8,5	0,8	8,3	15,4	0,1	-	3,94	4,56
Рутил	0,013	0,024	0,06	0,06	-	-	0,024	0,028
Касситерит	-	5 10 ⁻⁶	-	-	-	-	2 10 ⁻⁶	2 10 ⁻⁶
Пенелопелан	-	0,0002	-	-	-	-	0,0001	0,0001
Апатит	0,024	0,0003	-	-	-	-	0,0058	0,0067
Брукит	0,0003	6 10 ⁻⁶	-	-	-	-	7 10 ⁻⁵	8 10 ⁻⁵
Бадделлит	6 10 ⁻⁶	-	-	-	-	-	1 10 ⁻⁶	1 10 ⁻⁶
Гидраргиллит	-	0,13	-	-	-	-	0,057	0,066
Дваспор	-	0,07	0,003	-	-	-	0,03	0,035
Гетит	1,5	0,5	0,3	0,8	-	-	0,64	0,74
Бемит	-	0,09	-	-	-	-	0,04	0,046
Магнезит	-	-	0,03	-	-	-	0,0048	0,0056
Сидерит	0,14	0,21	-	-	-	-	0,13	0,15
Родохрозит	-	-	0,1	-	-	-	0,016	0,019
Кальцит	5,4	2,3	67,7	1,5	0,01	0,31	13,2	15,16
Доломит	0,14	1,2	9,5	-	1	-	2,1	2,42
Анкерит	0,03	-	0,7	-	-	-	0,12	0,14
Азурит	4 10 ⁻⁷	-	-	-	-	-	1 10 ⁻⁷	1 10 ⁻⁷
Малахит	5 10 ⁻⁷	-	-	-	-	-	1 10 ⁻⁷	1 10 ⁻⁷
Давсонит	0,001	0,001	-	-	-	0,004	0,001	0,001
Ангдрит	0,03	-	-	-	16	-	0,18	0,21
Целестин	-	0,001	0,02	-	-	-	0,0036	0,0042
Барит	0,007	0,0026	0,007	-	-	-	0,0039	0,0045
Ярозит	0,0016	0,003	-	-	-	-	0,0017	0,002
Кизерит	-	-	-	-	0,5	-	0,0053	0,0061
Гипс	-	0,014	0,07	-	8	-	0,1	0,12
Ксенотим	4 10 ⁻³	-	-	-	-	-	1 10 ⁻³	1 10 ⁻³

Монацит	13 10 ⁻³	-	-	-	-	-	-	3 10 ⁻³
Апатит	0,004	0,0022	0,06	0,005	-	-	0,012	0,014
С-апатит	0,02	1 10 ⁻³	-	-	-	-	0,0047	0,0054
Оливин	-	-	-	-	-	1	0,13	-
Фаялит	-	-	-	-	-	0,5	0,07	-
Альмандин	0,032	0,005	-	0,4	-	-	0,016	0,019
Гроссулярь	-	-	0,05	-	-	-	0,008	0,009
Циркон	0,011	0,0078	5 10 ⁻⁷	0,02	-	-	0,0064	0,0074
Торит	14 10 ⁻⁶	9 10 ⁻⁵	-	-	-	-	4 10 ⁻⁵	5 10 ⁻⁵
Силлиманит	0,024	0,0033	-	0,02	-	-	0,0075	0,0087
Андалузит	4 10 ⁻⁵	0,0008	-	-	-	-	0,0004	0,0004
Дистен	0,002	0,004	-	0,045	-	-	0,003	0,0035
Толваз	7 10 ⁻⁸	-	-	-	-	-	2 10 ⁻⁸	2 10 ⁻⁸
Ставролит	0,007	0,01	-	0,025	-	-	0,0065	0,0075
Титанит	0,012	0,014	0,07	0,016	-	-	0,02	0,023
Лейкоксен	0,072	0,0029	-	-	-	-	0,018	0,021
Эпидот	0,3	0,01	-	1,8	-	-	0,1	0,12
Клинозоизит	0,002	0,05	0,3	0,006	-	-	0,071	0,082
Везувийн	-	-	0,1	0,2	-	-	0,02	0,023
Орпик	7 10 ⁻⁸	-	-	-	-	-	2 10 ⁻⁸	2 10 ⁻⁸
Пренит	-	-	-	-	-	0,1	0,014	-
Турмалин	0,023	0,0066	-	0,018	-	-	0,0032	0,0037
Гижонит	-	-	-	-	-	0,4	0,054	-
Диопсид	-	-	0,2	-	-	2	0,3	0,037
Авгит	0,025	0,002	-	-	-	16	2,17	0,0079
Гилерстезит	0,001	0,001	-	-	-	0,6	0,082	0,0008
Тремолит	-	0,023	0,8	-	-	-	0,14	0,16
Актинолит	4 10 ⁻³	0,0006	0,2	-	-	-	0,032	0,037
Арфведсонит	-	0,017	-	-	-	-	0,0075	0,0087

Продолжение таблицы 1

Роговая обманка	1	0,8	-	-	-	4	0,78	0,59
Мусковит	0,17	1	0,05	-	-	-	0,49	0,57
Глаукогнит	0,4	-	-	5,9	-	-	0,19	0,22
Биотит	2,89	6	1,2	-	-	2	3,8	4,08
Гидрумусковит	11,9	19,8	1,2	5	0,1	-	11,8	13,65
Монтмориллонит	2	4	-	0,3	-	-	2,2	2,54
Нонтронит	-	5	1	-	-	-	2,4	2,78
Клинохлор	-	-	1	-	-	-	0,16	0,19
Рипидолит	2	3	-	1	0,1	0,5	1,88	2,1
Шамозит	4	5	0,5	2,5	0,1	-	3,28	3,79
Каолинит	1,4	3,3	0,1	-	-	-	1,8	2,08
Анальцит	-	-	-	-	-	1	0,14	-
Анортит	-	-	0,01	-	-	-	0,0016	0,0019
Битовнит	-	2	-	-	-	3,5	1,36	1,02
Лаврадор	0,5	3	-	-	-	16	3,6	1,67
Андрезин	5	2	-	-	-	8	3,15	2,9
Олигоклав	5,5	4	0,01	1	-	7,5	4,1	3,57
Альбит	4,5	2	1,5	1,8	-	-	2,2	2,54
КТПШ	6	8	2,1	2	-	1	5,46	6,15
Самидин	-	-	-	-	-	8,8	1,19	-
Натролит	1	-	0,5	1	-	0,3	0,37	0,38
Томсонит	-	-	-	-	-	1,7	0,23	-
Палагонит	-	-	-	-	-	0,5	0,068	-
Стекло основное	-	-	-	-	-	2,5	0,34	-
Стекло кислое	-	0,6, 2	-	-	-	13,6	1,84	0,001
Сорг.	0,28	0,8	0,36	0,48	-	-	0,48	0,57
Сумма	>99,81	>99,63	>98,46	>99,44	>99,47	>99,76	>99,16	>99,36

1. Акульшина Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск. Наука, 1971. 150с.

2. Альмухамедов А.И. Поведение титана в процессах дифференциации базальтовой магмы // Геохимия. 1967. №1. С. 75-85.

3. Антипин В.С., Коваленко В.И., Петров Л.Л. Распределение бора между вкрапленниками и основной массой эффузивных и субвулканических пород // Геохимия. 1982. №11. С. 1639-1657.

4. Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных породах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург. 1997. 289 с. Бабкин В.Ф. Минералы тяжелой фракции терригенных образований палеозоя (Центральный Таджикистан) // Минеральные кларки и природа их устойчивости. Душанбе. Дониш. 1986. С. 145-146.

5. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М. Наука. 1976. 267с.

6. Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф., Касимов Б.С. и др. Давсонит и перспективы его поисков в СССР // Советская геология. 1975. №3. С. 30-37.

7. Григорьев Н.А. Введение в минералогическую геохимию. Екатеринбург. 1999. 302 с.

8. Гуткин Е.С., Хрусталева А.Д., Можжерин И.Г. Мугайское месторождение бокситов на Урале // Советская Геология. 1989. №4. С. 82-96.

9. Даценко Н.М. Вещественный состав и классификация глин Роздольского месторождения // Геология месторождений самородной серы. М. Недра. 1969. С. 178-196.

10. Ильин В.А., Сыромятина Н.Д. Минералогические особенности четвертичных отложений и их зависимость от подстилающих коренных пород // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Л. Наука. 1972. С. 102-108.

11. Ичетовкин Н.В. К эволюции магматического расплава в процессе игнимбритовых извержений в Гайчанской палеокальдере (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Минералогия, петрография и геохимия изверженных и осадочных пород северо-востока СССР. Магадан. 1978. С. 31-42.

12. Карякин Л.И. Минеральный состав песков харьковского яруса в пределах УССР и их генезис // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1951. №3. С. 191-201.

13. Карякин Л.И. Минералогический состав кремнисто-глинистых пород харьковского яруса в пределах УССР // Минералогический сборник Львовского геологического общества. 1954. №8. С. 175-192.

14. Кирсанов Н.В., Власов В.В., Сабитов А.А. О минералогическом составе бентонитовых глин Нурлатского месторождения в Татарской АССР // Литология и полезные ископаемые. 1965. №3. С. 96-104.

15. Кирсанов В.Н., Ратеев М.А., Сабитов А.А. и др. Генетические типы и закономерности распространения месторождений бентонитов в СССР. М. Недра. 1981. 215 с.

16. Кольцова В.В., Яржемский Я.Я. Материалы к петрографии пермских соляных отложений некоторых районов Волгоградского Поволжья // Минералого-петрографические исследования галогенных отложений. Л. Недра. 1969. С. 108-123.

17. Кузнецов А.П. Терригенная минералогия пород фанероза бассейна Курской Магнитной Аномалии // Литология и полезные ископаемые. 1992. №2. С. 90-109.

18. Лобанова В.В. Петрография соляных отложений Челкарского поднятия. // Минералого-петрографические исследования галогенных отложений. Л. Недра. 1969. С. 3-45.

19. Малиновский А.И. Псефиты молассы Олюторского прогиба Восточной Камчатки // Литогенез и рудообразование в древних и современных морских бассейнах Дальнего Востока. Владивосток. 1990. С.55-59

20. Мило Ж. Минералогия глин. Л. Недра. 1968. 359 с.

21. Минералогия траппов юга Сибирской платформы /Г.Д. Феокистов, З.Ф. Ушаповская, Е.К. Васильев и др. Новосибирск. Наука. 1975. 87с.

22. Наумов В.А., Гурин А.П. Распределение ванадия, хрома, кобальта, никеля и меди в дифференцированной интрузии палагонитовых траппов в верхнем течении Нижней Тунгуски // Геохимия. 1967. №2. С. 214-220

23. Плуман И.И. Распределение урана, тория и калия в отложениях Западно-Сибирской плиты // Геохимия. 1975. №5. С. 756-767.

24. Ронов Б.А., Михайловская М.С., Солодкова И.И. Эволюция химического и минерального состава песчаных пород // Химия земной коры, т.1. М. Изд. АН СССР. 1963. С. 201-252.

25. Ронов Б.А., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М. Наука. 1990. 182 с.

26. Ситникова З. И. Состав и условия образования бокситов Мугайского месторождения // Геология палеозоя и мезозоя Урала и Зауралья. Свердловск. 1975. С. 161-185.

27. Созинов Н.А., Чистякова Н.Н., Казанцев В.А. Металлоносные черные сланцы Курской Магнитной Аномалии. М. Наука. 1988. 149с.

28. Сухарина А.Н. Бокситоносность нижнего кембрия в горных сооружениях Западной Сибири // Советская Геология. 1976. №5. С. 83-94.

29. Тимофеев В.Д. Киноварь, золото, халькопирит и циркон в известняках Русской платформы // Доклады Академии наук СССР. 1960. Т.131. №2. С. 395-397.

30. Ушатинский И.Н., Боровский В.В. Бокситы Щучьинского синклиория (Полярный Урал) // Советская Геология. 1977. №6. С.57-74.

31. Ушатинский И.Н., Боровский В.В. Бокситы Карско-Усинского синклиория (Полярный Урал) // Советская Геология. 1978. С. 42-52.

32. Челышев В.И., Мельникова Е.М., Беляев В.В. Минералогические особенности бызовской свиты Северного Приуралья // Геология северо-востока Русской платформы и Приполярного Урала. Сыктывкар. Коми книжное издательство. 1965.С. 41-52.

33. Шумилова Е.В. Минералого-петрографическая характеристика четвертичных доказанцевских отложений севера Западной Сибири. М. Наука. 1971. 157с.

34. Юшкин Н.П. Минералогия соляной толщи Сереговского купола (Коми АССР) // Минералогия Тиманско-Североуральского региона. Сыктывкар. 1989. С. 37-51.

35. Condil K.C., Barsky C.K. Origin of Qaternary Basalts from the Black Rock Desert Region, Utah // Geol. Soc. Am. Bull. 1972. V. 83. №2. P. 333-352.

36. Davis G.A., Holdway M.J., Lipman P.W., Romey W.D. Structure, Metamorphism and Plutonism in the South-Central Klamath Mountains California // Geol. Soc. Am. Bull. 1965. V.76. №8. P. 933-966.

37. Hoffer J.M. Mineralogy and Petrology of Santo Tomas Black Mountain Basalt Field Potrillo Volcanics, South-Central New Mexico // Geol. Soc. Am. Bull. 1971. V.82. №3. P. 603-612.

38. Pryor W.A. Petrology of the Permian Yellow Sands of North-eastern England and their North Sea Basin Equivalents // Sedimentary Geology. 1971. V.6. №4. P. 221-254.

39. Scotford D.M. Petrology of the Cincinnatian Series Shales and Environmental Implication // Geol. Soc. Am. Bull. 1965. V.76. №2. P. 193-222.

40. Van de Kamp P.C. Holocene Continental Sedimentation in the Salton Basin, California // Geol. Soc. Am. Bull. 1973. V.84. №3. P. 827-848.

41. Van de Kamp P.C., Leake B.E. Petrology, Geochemistry Provenance and Alteration of Pennsylvanian-Permian Arkose, Colorado and Utah // Geol. Soc. Am. Bull. 1994. V.106. №12. P.1571-1582.

ПОКРОВНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МЕЖДУРЕЧИЙ ЗАУРАЛЬЯ.

Четвертичные покровные отложения имеют широкое площадное распространение и тонким чехлом покрывают почти все более древние образования. Термин "покровные суглинки", как справедливо отмечает Н.И. Николаев (1959), собирательный и во многом устаревший, так как под ним, нередко, понимают отложения разного генезиса и возраста. Синонимами термина покровные отложения являются "проблематичные", "субаэральные", "делювиальные", "флювиоделювиальные", "эоловые", "просхозогляциальные" (на севере) и т.п. Сотрудниками партии четвертичной геологии предложено называть покровные отложения "полигенетическими", что, на наш взгляд, наиболее удачно характеризует суть формирования этих образований, подчеркивая множественность экзодинамических процессов, участвующих в формировании новой породы. Различная терминология, однако, не мешает геологам представлять под ними обычно бурые или коричнево-бурые пористые песчано-алевритистые лессовидные суглинки, венчающие, как правило, многочисленные разрезы рыхлых образований.

В данной статье мы рассмотрим лишь некоторые характерные черты этих отложений в различных геоморфологических зонах Зауралья, в которых автору удалось их наблюдать при геологической съемке четвертичных отложений и специализированных исследованиях.

В области денудационной равнины зауральского пенеблена покровные суглинки были описаны по канаве газопровода на протяжении десятков километров. В непрерывном разрезе, повторяющего особенности рельефа, наблюдались различные по генезису, но однообразные по литологии и внешнему облику покровные образования (рис.1).

На повышенных формах рельефа и выравненных междуречьях преобладают суглинки элювиального и элювиально-делювиального генезиса (рис.1-А,Б,В,Г). На гранитах (рис.1-А) они представлены суглинками коричневато-бурыми, пористыми, слабо известковыми, слоистыми, в верхней части со структурой "орешек", в нижней – с крупными зернами неокатанного кварца. Контакт с дезинтегрированной корой выветривания гранитов кармано - клиновидный, участками постепенный. Элювиальный генезис суглинков подтверждают кварцевые жилы, которые прослеживаются от выветрелых гранитов в покровную

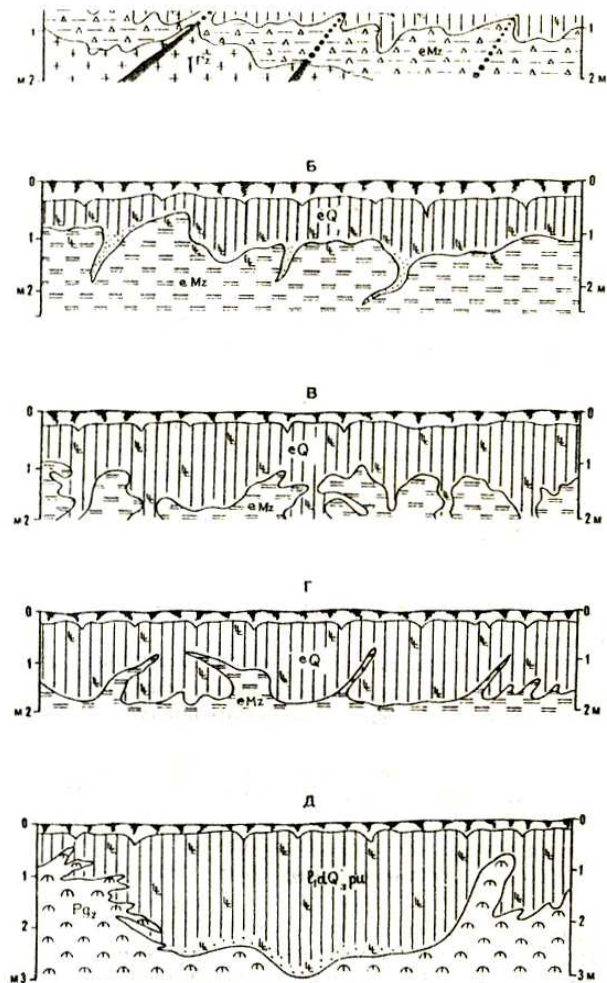
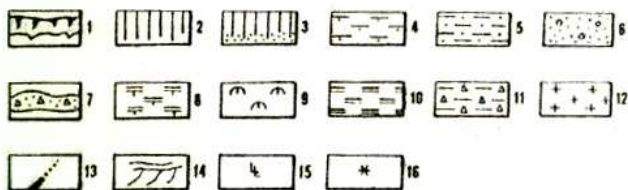
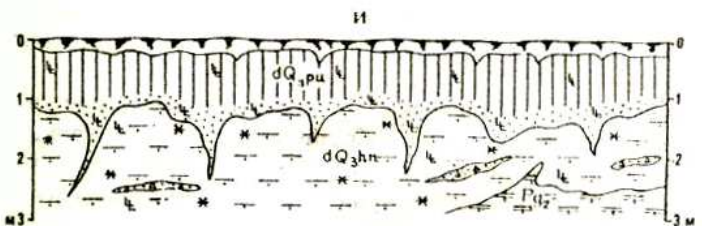
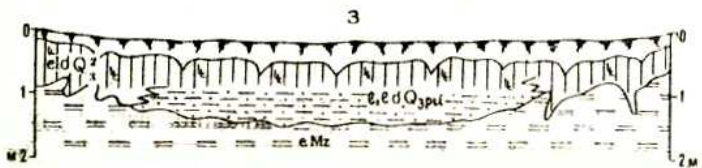
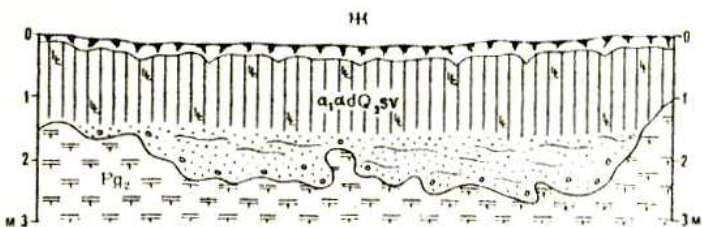
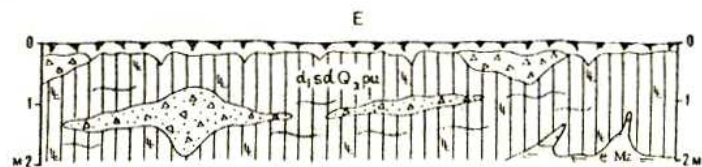


Рис.1. Разрезы покровных суглинков по канаве газопровода в области зауральского пенеблена и цокольной равнины Западно-Сибирской низменности. Условные обозначения: 1- почва; 2- суглинок лессовидный со столбчатой отдельностью; 3- суглинки-супеси пористые, пылеватые, бурые; 4- суглинок тяжелый, коричнево-бурый; 5- песок глинистый, зеленовато-серый; 6- песок разнородный, полимиктовый, буровато-серый; 7- линзы щебнистого материала с редким гравием и галькой; 8- опоковидные глины; 9- диатомиты; 10- пестроцветные глины коры выветривания; 11- дезинтегрированная кора выветривания гранитов; 12- граниты; 13- жилы кварца; 14- слоистость пород; 15- известкование; 16- друзы и кристаллы гипса.



толщ, не меняя своего простирания. В материнских породах кварцевые жилы монолитные; в дресвяной коре - трещиноватые, разрушенные; в суглинках - в виде обломков выветрелого кварца, цементированного суглинистым материалом с незначительным смещением. Мощность 0,7 – 1,2 м.

На глинах коры выветривания (рис.1-Б,В,Г) суглинки бурые, с оттенками глин материнской породы, пористые, зернисто-комковатые, в разной степени известковистые. Известкование в виде журавчиков, тонких трубочек по корням растений, мучнистых выделений или в виде цемента, пропитывающего отдельные части породы. Часто оно приурочено к основанию слоя. В породе встречаются катышки или желваки слабо измененной глины коры выветривания, зерна грубого кварцевого песка или гравия. В верхней части суглинки слабо облесованы, имеют столбчатую структуру типа "орешек". Контакт с подстилающей толщей весьма различен. По форме автор выделяет три его типа.

Кармано-клиновидный (рис.1-Б). Контакт неровный, преобладают карманообразные западины и клинья. Размеры последних незначительные. Преобладают мелкие клинья с широким основанием (0,2-0,5 м) и небольшой глубиной внедрения (0,6-0,8 м), а также узкие пикообразные и прихотливо-изогнутые клинья с шириной основания 2-5 см и глубиной – 0,8-1,2 м. Заполнены клинья тем же суглинком, но нередко более песчаным (до супеси) или слабо глинистым песком.

Причудливо - гофрированный (рис.1-В) контакт очень неровный, извилистый, с причудливой формой западинок, мелкими клиньями различной формы и блоками отторженной материнской породы близ ее кровли. Граница подчеркнута слабым ожелезнением или наблюдается постепенный переход суглинков в глины коры выветривания.

Перевернуто-клиновидный (1-Г) контакт характеризуется неравномерным чередованием ваннообразных котловин и карманов, разделенных клиновидными внедрениями (инъекциями) материнских пород. Высота клиньев 0,8-1,5 м, ширина 0,4-0,7 м. При равных размерах котловин контакт напоминает перевернутые зубья пилы.

В западно-Сибирской равнине контакты покровных образований с подстилающими диатомитами имеют сложное строение. Один из них – контакт кармано-котловинного типа с криогенными аппликациями в бортах наблюдался в восточном борту Коркинского углеразряда (рис.1-Д).

Кармано-котловинный контакт выглядит в виде неравномерного чередования корыто- и ваннообразных котлов, карманов и западин с валлообразными повышениями цоколя. В понижениях контакт волнистый, с микрозападинами и углублениями, с четко выраженной границей с субстратом. При больших размерах котлов (свыше 5-8 м

шириной и 3 м глубиной) нижняя граница четкая, эрозионная, с ожелезнением или обизвесткованием по контакту. На бортах котлов границы с диатомитами причудливо-гофрированные, инъекционного типа.

Наиболее распространенным для элювиальных и элювиально-делювиальных образований является кармано-клиновидный контакт. Формирование этих образований с клиновидными контактами в седиментационном цикле межледниковье - оледенение можно представить себе следующим образом: после стадии физико-химического выветривания в межледниковое время материнские породы подверглись почвенному процессу, который привел к внешнему структурному изменению породы до лессовидного облика; во время последующего похолодания произошло промерзание пород, которое привело к гляциодислокациям на границе суглинков и субстата, чему способствовали грунтовые воды. Только криогенез мог дать контакты причудливые и типа вертикальных перевернутых клиньев с подстилающими породами.

На пологих склонах холмов и увалов (рис. 1-Е) суглинки пористые, бурые и коричневато-бурые, среднеплотные, слабо известковистые и имеют сложный разрез: в верхней части они со структурой "орешек", в средней – с линзами щебнистого материала подстилающих местных пород (до 1,2 м.), с редким гравием кварца и зернами полимиктового песка, участками с неясной горизонтально-волнистой слоистостью, параллельной поверхности склона; в нижней – суглинки более глинистые, тяжелые, с отдельной мелкой щебенкой. Контакт с подстилающими корами выветривания кармано-клиновидный, участками эрозионный, волнистый. Приуроченность этих образований к склонам возвышенностей, наличие щебнистых прослоев с плохо окатанными песчано-гравийными зернами, слабо выраженная слоистость – все это позволяет считать генезис пород делювиальным и солифлюкционно-делювиальным.

В сухих ложбинах междуречий суглинки бурые и светло-бурые, пористые, легкие, известковистые, в верхней части со структурой "орешек". На Уй-Увельском междуречье, в 3 км. на юг от д.Тогузак, в ложбине на протяжении 600-650 м. (рис. 1-Ж), эти суглинки очень постепенно залегают на сильно известковистых бурых разнотельных глинистых песках преимущественно кварцевого состава, окатанностью 2-4 балла, с линзочками (до 1-2 см) гравийных песков, с косою и горизонтально-волнистой слоистостью. Контакт с опоковидными глинами четкий, с разрывом и базальным слоем из гравийной гальки кварца, кремня, опок, известковистых журавчиков и кварцевоглауконитовых песчаников. Эти песчаные суглинки являются аллювиальными или аллювиально-делювиальными.

В блюдцеобразных замкнутых понижениях междуречий лессовидные суглинки буровато-зеленовато-серые, пористые, участками оглеенные или мергелистые, с гнездами и включениями мучнистого карбоната, с неясно выраженной горизонтальной слоистостью. На разрезе по канаве водопровода Коркино-Еманжелинск (рис. 1-З) они залегают на красновато-желтых глинах коры выветривания с четкой волнистой эрозионной границей, подчеркнутой слабым ожелезнением и зернами кварцевого песка. Эта покровная толща озерного, либо озерного и делювиального происхождения. По простирацию верхние слои замещаются бурями суглинками элювиально-делювиального генезиса с криогенным контактом.

Для ложбин и депрессий междуречий иногда характерно двучленное строение покровной толщи (рис. 1-И). Нижний слой сложен коричневатобурими суглиноподобными глинами, песчаными, зернисто-комковатыми, с гнездами и линзами песчаного, гравийного или щебнистого материала, с известковистыми включениями и друзами гипса. Генезис – делювиальный, аллювиально-делювиальный. Мощность 1,5-5 м. Верхний слой представлен светло-бурыми и бурими легкими лессовидными суглинками, известковистыми, пористыми, с прекрасно выраженной столбчатой отдельностью. Генезис – делювиальный. Мощность 1-3 м. Контакт между слоями кармано-клиновидный, реже постепенный. В захороненном логу правого притока р.Увельки близ д.Тогузак эти слои были разделены невянской погребенной почвой.

На столообразных возвышенностях Западно-Сибирской равнины по картировочным скважинам и в редких карьерах наблюдалась тесная литологическая связь между покровными суглинками и подстилающими их породами, что позволяет рассматривать их как элювиальные образования. На диатомитах и опоках палеогена суглинки светло-буровато-серые, пористые, лессовидные, мучнистые, с обломками диатомита или опоки, слабо известковистые, с гнездами ожелезнения. Суглинки по чеганским глинам нередко сохраняют реликты листоватой текстуры, имеют зеленоватый оттенок и гнезда интенсивного ожелезнения. На породах куртамышской свиты суглинки сильно песчаные (до супеси), пылеватые, светло-буровато-серые, с тонкими прослойками пылеватых кварцевых песков. Контакты с материнскими породами кармано-клиновидные. Мощность 1,5-3,0 м.

В ложбинообразных понижениях и на грядах аккумулятивной равнины Западно-Сибирской низменности мощности покровных отложений увеличивается до 10-15 м. Суглинки буровато-серые, пористые, типично лессовидные, с прекрасно выраженной призматической отдельностью, равномерно известковистые, с друзами гипса и точечным ожелезнением. В разрезе появляются прослои по-

гребенных почвенных горизонтов, линзы оглееных гумусированных глин или кварцевых песков. Однородность суглинков по грансоставу и окатанность песчаных зерен по вертикали разреза неравномерны: верхние слои менее отсортированы, чем нижние; окатанность различна по всему разрезу. В верхних слоях незначительно преобладают гладкие блестящие зерна над зернами с матовой поверхностью. Значительная роль матовых зерен в составе породы позволяет предполагать эоловый генезис покровных образований. В пользу последнего указывают также неравномерные мощности покровных суглинков-супесей и наличие дефляционных форм рельефа – плохо выраженных гряд и замкнутых котловин. В формировании покровной толщи равнины принимали участие многие процессы – эоловый, плоскостной смыв (делювиальный), озерный, и др., поэтому мы считаем правильным именовать ее полигенетической, подчеркивая множественность способов транспортировки и седиментации мелкозернистого материала.

По гранулометрическому составу покровные образования денудационного пенеблена и Западно-Сибирской равнины имеют незначительные отличия: на пенеблене преобладают пелитовая фракция (80-85%), алевритовые частицы составляют 8-12%, на долю песков приходится 6-8-до 12%; на Западно-Сибирской равнине, наряду с пелитовой фракцией (60-70%), существенную роль играют алевритовые частицы (30-40%) и пески (до 15%). Минеральный спектр минералов легкой и тяжелой фракций довольно близкий: особенно состав легкой фракции – кварц (70-80%), полевые шпаты (8-12%), кальцит (3-5%), обломки кремнистых пород (4-7%); в тяжелой фракции на пенеблене несколько ниже содержание ильменита (15-18%) относительно равнины (20-26%), но выше содержания эпидота (55-58%), на равнине – (32-36%). Палеографические коэффициенты на пенеблене – 0,3-0,4; на равнине – 0,6-0,7, что связано с более высоким содержанием устойчивых к химическому выветриванию минералов в подстилающих породах Западно-Сибирской равнины.

Находки фауны млекопитающих из покровной толщи были сделаны различными исследованиями во многих пунктах. В бурых суглинках, вскрытых канавой газопровода близ пос.Павловского, были З.А.Андреевой найдены ископаемые остатки грызунов – *Mermota bobak*, *Lagurus lagurus* (опр. Н.С.Шевыревой); в Бобровском карьере на р. Уй автором обнаружены обломки бивня *Mammuthus* sp., в Коркинском углеразрезе – кости и коренной зуб *Mammuthus primigenius* карликовой формы (опр. Л.И.Алексеевой); в канаве водовода близ жд.станции Мишкино на глубине 2,0 м. – фрагменты бедренной, берцовой, тазовой костей и бивня *Mammuthus* sp., в кирпичном карьере на северной окраине г.Катайск, на глуб. 3,8-4,0 м. - кости черепа и роговой стержень *Rangifer tarandus* и берцовые кости *Eguus caballus* (опр.

П.А.Косинцева); в делювиальных суглинках близ д. Винновка в бассейне р. Тагил – зубы и кости *Mammuthus primigenius* поздний тип (опр. П.А.Косинцева); в делювиальных суглинках у пос. Долгая Деревня на левом берегу р.Зюзелга геологом В.Петровым найдены кости и зубы *Coelodonta antiquitatis*, *Panthera spelaea*, *Saiga tatarica* (опр.Э.А.Вангенгейм). Все ископаемые остатки укладываются в позднюю стадию мамонтового комплекса фауны, а зубы мамонтов позднего типа позволяют относить вмещающие образования к североуральскому времени, а карликовой формы – к полярноуральскому времени позднего неоплейстоцена.

Спорово-пыльцевые комплексы из покровных образований обедненные, степного типа, с преобладанием пыльцы марево - полынных ксерофитов с редкими зернами древесных пород - эфедры, сосны и березы. Такие комплексы отвечают криоксеротическим стадиям оледенений. Последнее подтверждается криогенными клиньями и инволюциями, формирование которых также приурочено к этим стадиям.

Резюмируя вышеизложенное можно сделать следующие выводы:

1. Генезис покровных образований должен рассматриваться в совокупности со многими факторами: геоморфологическая приуроченность, литолого-минеральный состав, строение разреза, текстурные особенности, характер контакта с подстилающими породами.

2. Криогенные контакты покровных образований с подстилающими породами являются эписедиментационными и связаны с подземными ханмейским и полярноуральским оледенениями. Последнее было более интенсивным и поэтому большинство контактов связано с этим временем. Различным формам криогенеза и интенсивности проявления способствовали инфильтрационные грунтовые воды, накопление которых происходило на кровле слабо водопроницаемых пород субстрата.

3. Возрастной диапазон формирования элювиальных и, частично, элювиально-делювиальных покровных образований распространяется на весь неоплейстоцен; делювиальных, аллювиально-делювиальных, озерных и полигенетических – на поздний неоплейстоцен (североуральское время). В полных разрезах, в которых сохранились следы невьянской погребенной почвы или четко фиксируются две генерации субаэральной седиментации, их следует по возрасту подразделять на ханмейские (нижние) и полярноуральские (верхние).

4. В палеогеографическом освещении, автор вслед за И.П. Герасимовым (1940), считает, что суглинки формировались на открытых степных ландшафтах в криоксеротические стадии оледенений, когда особенно активно протекали процессы физического выветривания и господствовал ветровой перенос мелкокластического материала.

Литература

1. И.П.Герасимов. Вопросы генезиса и стратиграфии лессовых отложений в палеогеографическом освещении. Тр. ин-та географии, вып. XXXVIII, АН СССР, М.: 1940

2. Н.И.Николаев. О проблеме происхождения покровных суглинков. Изв. АН СССР, серия географич., №4, М.: 1959

СИММЕТРИЙНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АНГИДРИТОВ

Гидриты и ангидриты — две "половины" царства кристаллов (минералов и синтетических соединений). Первые содержат структурные элементы H^+ , OH^- и H_2O , а вторые их не содержат. Вследствие этого симметричные характеристики этих "половин" кардинальным образом различаются: распределение гидритов по сингониям резко выраженное моноклинное, а ангидритов неконтрастное ромбо - (иногда моноклинно-) кубическое [1, 2, 4].

В данной статье симметричные особенности ангидритов рассмотрены более детально, с учетом особенностей их состава. По составу их делим на две группы — бескислородные и кислородные ангидриты [2]. Примером первых являются сульфиды, хлориды и фториды, самородные элементы, карбиды, силициды и др. Примером вторых — безводные оксиды, силикаты, карбонаты и т. д. Симметричные свойства этих двух групп ангидритов имеют определенные общие отличия, вне зависимости от их происхождения и химического состава.

Рассматриваются минералы главных минералогических объектов: литосферы Земли, метеоритов и литосферы Луны, а также неорганические синтетические соединения. Приемы исследований опубликованы нами ранее [1, 2].

Распределение по сингониям земных бескислородных и кислородных ангидритов (синтетические соединения и минералы) дано на рис. 1, а космических (минералы) на рис. 2.

Распределения ангидритов литосферы Земли (рис. 1а) и синтетических ангидритов (рис. 1б) очень сходны. Распределения метеоритных (рис. 2а) и лунных (рис. 2б) ангидритов также сходны между собой и принципиально мало отличаются от земных ангидритов. Все они относятся к типу неконтрастных или мало контрастных ромбокубических (бескислородные) или кубо-ромбических (или кубо-моноклинных) (кислородные) распределений.

Характерно, что в направлении: Земля-метеориты-Луна увеличивается количество ангидритов в объекте. А от этого параметра зависят и отличия симметричных характеристик бескислородных и кислородных ангидритов (табл. 1).

Данные таблицы отчетливо показывают рост симметричности (кубичности) бескислородных ангидритов по мере возрастания количества ангидритов в объекте. В этом же направлении возрастает отно-

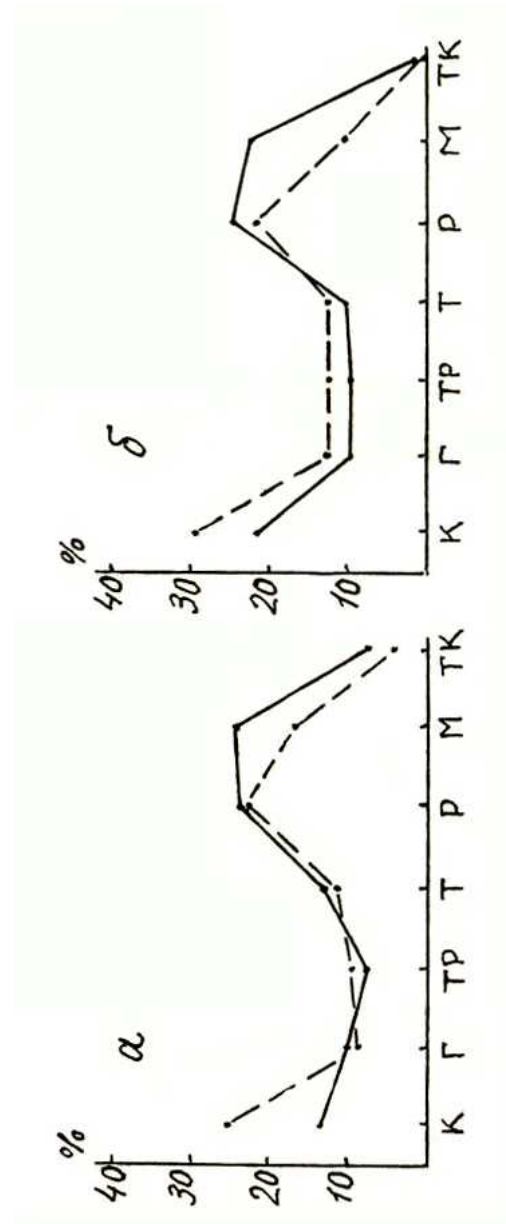


Рис. 1. Распределение по сингониям земных ангидритов. а) Минералы литосферы Земли: кислородные ангидриты (382), сплошная линия; бескислородные ангидриты (304) — штриховая линия. В скобках — число минералов. Обозначение сингоний: К — кубическая, Г — гексагональная, ТР — тригональная, Т — тетрагональная, Р — ромбическая, М — моноклинная, ТК — триклинная. б) Синтетические неорганические соединения: кислородные ангидриты (256), бескислородные ангидриты (342).

Зависимость характеристик ангидритов от количества ангидритов А в объектах, %

Объекты	А	К	М	ТК	КР	МР
Литосфера Земли (304, 382)*	42.3	25.3	16.8	4.3	11.7	7.8
Синтетические соединения (342,256)*□	73.9	29.8	10.8	0.6□	8.7□	11.8
Метеориты (42, 73)□	85.2	50.0	7.1□	0.0□	29.4	18.9
Литосфера Луны (16, 36)□	96.3	50.0	0.0□	0.0□	38.9	27.8

Примечание: К — количество кубических бескислородных ангидритов;

М — количество моноклинных бескислородных ангидритов;

ТК — количество триклинных бескислородных ангидритов;

КР — разность между количеством кубических бескислородных и кислородных ангидритов;

МР — разность между количеством моноклинных кислородных и бескислородных ангидритов.

В скобках числа бескислородных и кислородных ангидритов, соответственно. Звездочкой отмечены выборки из массивов данных.

сительная моноклинность (М) кислородных ангидритов. В общем, бескислородные ангидриты более кубичны, чем кислородные, а кислородные ангидриты более моноклинны, чем бескислородные.

Меньшая устойчивость графиков ангидритов метеоритов и литосферы Луны объясняется незначительным количеством минералов (десятки) в этих объектах [1, 2].

Распределение ангидритов региональных земных объектов (Ильменские горы, горелые отвалы Челябинского угольного бассейна) не имеют существенных отличий от рассмотренных выше (см. рис. 1, 2). Распределения биоминералов при значительной неустойчивости (ангидритов всего 24) обладают всеми признаками, перечисленными выше.

Установлено, что суммы процентов кристаллов главных сингоний (моноклинной, ромбической и кубической) постоянны для объектов совершенно разной природы (синтетические вещества, минералы литосферы Земли, метеоритов, литосферы Луны, биоминералы и др.) и составляют в среднем 66.4 % (2/3 от общего числа кристаллических веществ в объекте) [3, 4]. Отмечалось, что у гидритов тех же объектов указанные суммы колеблются в значительных пределах (от 68 до 100 %). А у ангидритов эти пределы гораздо уже (59—66 %) [3].

Здесь приводятся суммы для бескислородных и кислородных ангидритов (табл. 2). Хотя полученные данные близки к общим [3], 44

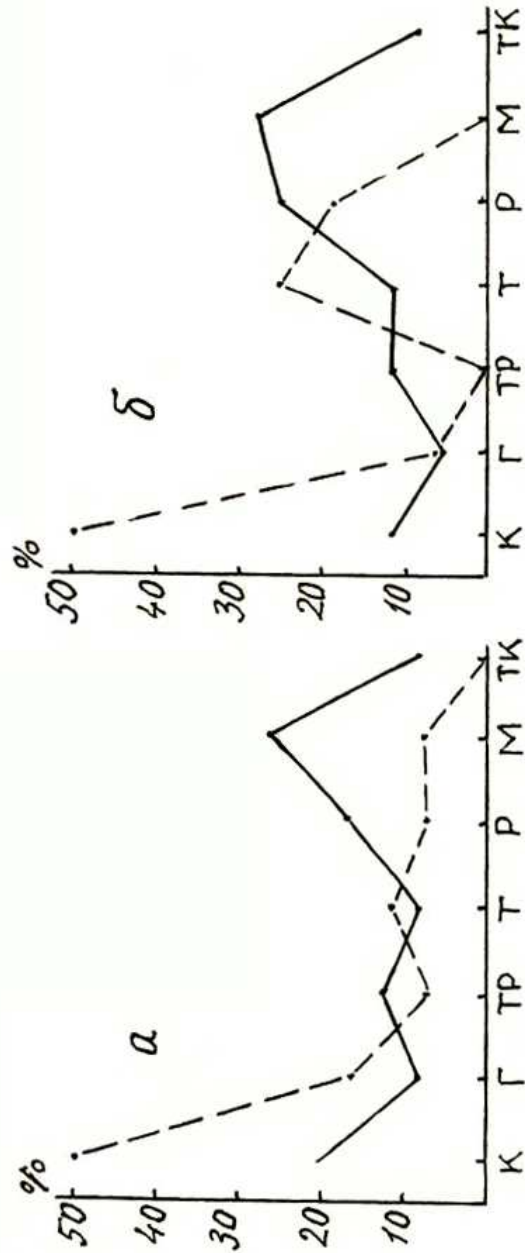


Рис. 2. Распределение по сингониям космических ангидритов. а) Минералы метеоритов: кислородные ангидриты (73), бескислородные ангидриты (42). б) Минералы литосферы Луны: кислородные ангидриты (36), бескислородные ангидриты (16).

Таблица 2

Суммы процентов кристаллических веществ главных сингоний бескислородных и кислородных ангидритов ряда объектов

Объекты	%	
	бескислородные	кислородные
Литосфера Земли	65.5	62.0
Синтетические соединения	62.6	68.4
Метеориты	64.3	63.0
Литосфера Луны	68.8	63.9
Среднее	65.3	64.3

вариации сумм для кислородных ангидритов более широки и среднее значение для них сильнее отличается от общего.

Таким образом, хотя кислородные ангидриты в общем не содержат "пожирателей симметрии" (H^+ , OH^- и H_2O), они более низкосимметричны, чем бескислородные. Мы допускаем две причины этого явления. Во-первых, среди них могут быть нераспознанные еще указанные "пожиратели симметрии" в виде трудно выявляемой примеси. Во-вторых (и это наиболее вероятно), кислород и без этих примесей сам вносит пай несимметричности в кристаллы, в частности "легко" поддаваясь возмущениям окружающей его среды. Все это — задачи точных кристаллоструктурных исследований.

Следует подчеркнуть, что из всех полученных результатов наиболее стабильными являются те, которые соответствуют "глобальным" объектам. Такими объектами являются литосфера Земли и синтетические соединения. Количество ангидритов в них составляет соответственно 686 (представительная выборка из массива около 4 тыс. минералов) и 598 (выборка из 1933 веществ). Поэтому указанные объекты вполне можно признать за некоторые эталоны. Исходя из этого типичным для бескислородных ангидритов считаем неконтрастное ромбо-кубическое распределение, а для кислородных — неконтрастное кубо-ромбическое (см. рис. 1). Как отмечалось [1, 2] такие распределения относятся к лунному (наиболее примитивному) типу.

С количеством ангидритов в объекте связана еще одна особенность: чем больше ангидритов содержит минералогический объект, тем в нем больше процент моноклинных гидритов (рис. 3). Как отмечалось ранее в "безводных" (ангидритовых) объектах гидритизация начинается с появления моноклинных (наиболее живучих!) гидритов. Они — предвестники (пионеры) гидритной агрессии [3, 4].

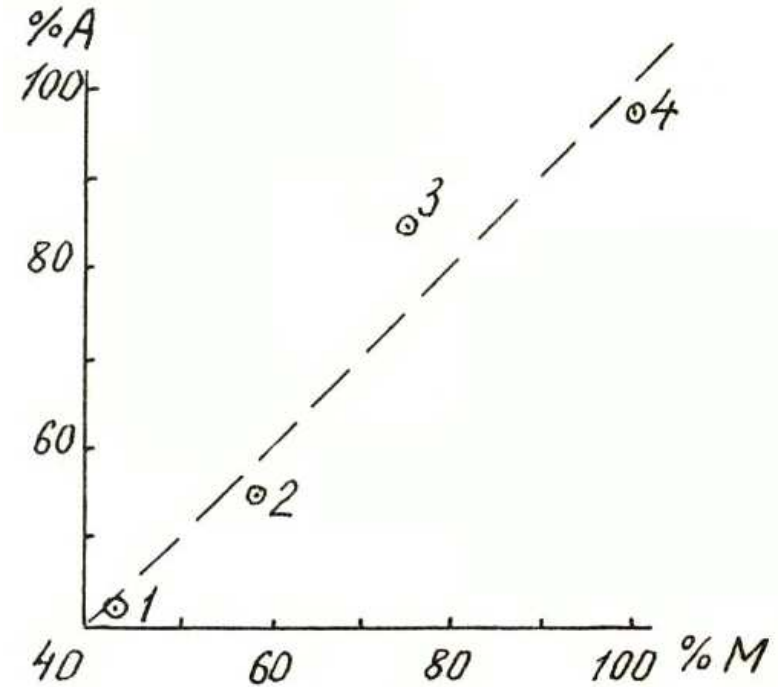


Рис. 3. Зависимость количества моноклинных гидритов (M) от количества ангидритов в минералогических объектах (A).

1 — литосфера Земли, 2 — Ильменские горы, 3 — метеориты, 4 — литосфера Луны.

Литература

- 1. Чесноков Б.В.** Симметричные характеристики минералов, содержащих и не содержащих "водные" минералы // Уральск. минерал. сборн. 1999. № 9. С. 27-33.
- 2. Чесноков Б.В.** Гидриты и ангидриты — две половины царства кристаллов // Уральск. геол. журн. 1999. № 1. С. 3-18.
- 3. Чесноков Б.В.** "Замечательные суммы" в распределении кристаллов по сингониям // Уральск. геол. журн. В печати.
- 4. Чесноков Б.В.** Первые результаты нового рассмотрения фундаментальных характеристик царства кристаллов // Уральск. минерал. сборн. 1999. № 10. В печати.

О СООТНОШЕНИИ ЧИСЕЛ ГЕКСАГОНАЛЬНЫХ И ТРИГОНАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ В КРУПНЫХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТАХ

Вычисляя распределение гидритов и ангидритов по сингониям [9, 10], мы обратили внимание на то, что в ряде случаев числа гексагональных и тригональных минералов или равны ($\Gamma = TP$) или близки ($\Gamma \approx TP$). В литературе последних десятилетий неоднократно рассматривалось симметричное распределение минералов [5, 11, 12]. В этих работах есть примеры объектов, в которых $\Gamma = TP$. Однако, мы не нашли попыток обсуждения таких случаев.

Основной материал настоящей статьи получен автором при обработке данных о минералах литосферы Земли [1, 6], литосферы Луны [7], метеоритов [4], Ильменских гор [2], горелых отвалов Челябинского угольного бассейна [8] и о биоминералах [3]. Сведения по другим объектам заимствованы из книги Н.П. Юшкина, И.И. Шаfranовского и К.П. Янулова [12].

На рис. 1. приведен график Γ - TP для восьми минералогических объектов, в которых число гексагональных минералов равно (или почти равно) числу тригональных. Характерно, что в число этих объектов входят литосферы Земли и Луны, хондриты и биоминералы.

Данные для региональных объектов по [12] приведены на рис. 2. Соответствующие точки на этом графике расположены довольно кучно – большинство значений Γ и TP группируются около 9-10%.

На графике гидритов (рис. 3а) разброс точек весьма значителен, а на графике ангидритов (рис. 3б) он невелик и этот график имеет большое сходство с рис. 2. Особое поведение гидритов, отмеченное выше, еще раз подчеркивает их специфичность, детально рассмотренную ранее [9, 10].

Вернемся к рис. 1. Что общего между этими, такими разными объектами? Их объединяет высокая детальность минералогического исследования. Следовательно, для детально изученных объектов (достаточно крупных) можно ожидать равенства $\Gamma = TP$ (или $\Gamma \approx TP$). Однако, при наличии $\Gamma \neq TP$ мы не намерены утверждать, что объект изучен недостаточно. Но предполагать это следует.

Отличие гексагональных минералов от тригональных может проходить с определенными затруднениями. Ошибки в этом отношении отбросят соответствующую точку на графике от «руководящей» биссектрисы (см. рис.).

Институт минералогии УрО РАН, г.Миасс

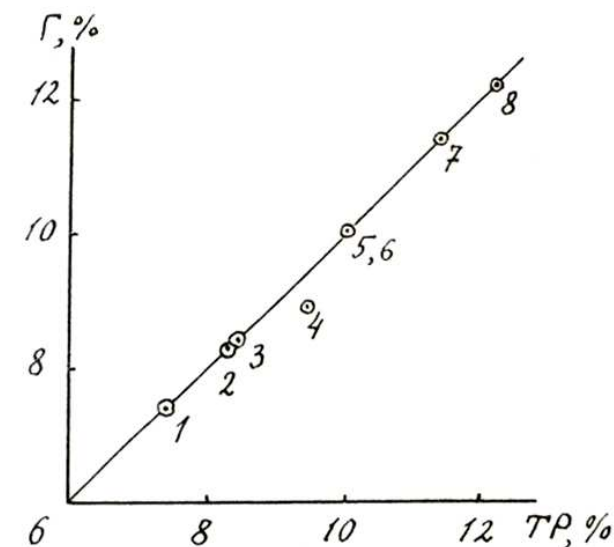


Рис. 1. Соотношение Γ - TP в % от общего числа минеральных видов в объектах. 1 - литосфера Луны, 2 - гранитные пегматиты Кольской провинции [12], 3 - литосфера Земли, 4 - горелые отвалы Челябинского угольного бассейна, 5 - хондриты, 6 - Хибинны [12], 7 - аксессуарные минералы литосферы Земли, 8 - биоминералы.

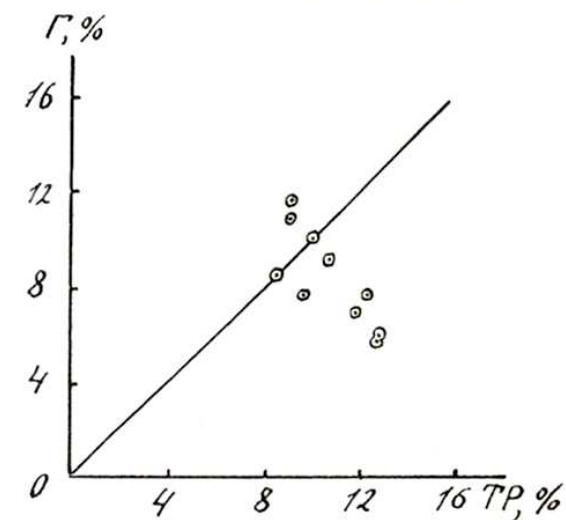


Рис. 2. Соотношение Γ - TP для ряда минералогических провинций [12].

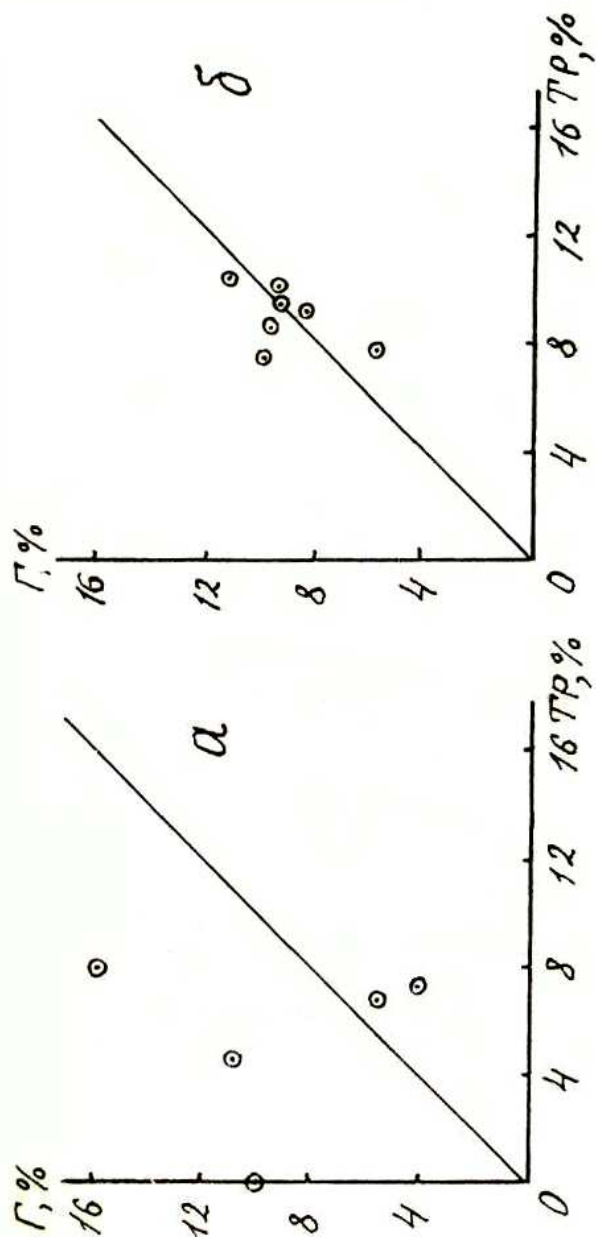


Рис. 3. Соотношение Г-ТР для гидритов (а) и ангидритов (б) [10].

Кристаллохимические причины, обусловившие паритет Г и ТР в ряде минералогических объектов – проблема, заслуживающая специального рассмотрения.

Литература

1. Григорьев Н.А. Новые данные о среднем содержании минералов в верхней части земной коры // Уральск. минерал. сборн. 1998. № 9. С. 252-257.
2. Кобяшев Ю.С., Поляков В.О. Минералы Ильменских гор, 1994. 73 с.
3. Кораго А.А. Введение в биоминералогию. С-Пб.: Недра, С-пб. отделение, 1992. 280 с.
4. Петаев М.И. Список минералов метеоритов // Метеоритика. 1988. Т. 47. С. 156-166.
5. Поваренных А.С. О закономерностях в распределении минеральных видов по сингониям, классам симметрии и пространственным группам // Минерал. сборн. Львовск. Ун-та. 1966. № 20. В. 3. С. 341-351.
6. Флейшер М. Словарь минеральных видов. М.: Мир, 1990. 204 с.
7. Фрондел Дж. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978. 334 с.
8. Чесноков Б.В. Новые минералы из горелых отвалов Челябинского угольного бассейна (сообщение десятое – обзор результатов за 1982-1995 гг.) // Уральск. минерал. сборн. 1997. № 7. С. 5-32.
9. Чесноков Б.В. Симметричные характеристики минералогических объектов, содержащих и не содержащих «водные» минералы // Уральск. минерал. сборн. 1999. № 9. С. 27-33.
10. Чесноков Б.В. Гидриты и ангидриты – две половины царства кристаллов // Уральск. геол. журн. 1999. № 1. С. 3-18.
11. Шафрановский И.И., Фекличев В.Г. Симметричная статистика минералов // Минерал. журн. 1982. Т.4. В. 6. С. 31-36.
12. Юшкин Н.П., Шафрановский И.И., Янулов К.П. Законы симметрии в минералогии. Л.: Наука, Ленинград. отд., 1987. 335 с.

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ КЛЮЧЕВСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Ключевской габбро-гипербазитовый массив на Среднем Урале известен своей высокой хромитоносностью и наличием высокосортных хромитовых руд, сосредоточенных в его южной части. Имеющиеся данные позволяют выделить внутри массива локальные кольцевые структуры, играющие важную роль в его строении и размещении хромитового оруденения.

Наиболее четко кольцевые структуры проявлены в аномальном магнитном поле центральной и южной частей массива, где наблюдаются два сложных изометричных в плане минимума поля амплитудой до -400 нТл. Характер расположения локальных положительных и отрицательных аномалий позволяет выявить отчетливо концентрическое, спиралевидное строение участков минимумов и прилегающих к ним площадей положительного магнитного поля, фиксирующих две спиралевидные кольцевые структуры – Южную и Центральную – диаметром около 8 км каждая (рис. 1). Обе структуры имеют отчетливое выражение и в локальных аномалиях поля силы тяжести.

В северной части Ключевского массива по кольцевым элементам магнитного поля выделяется Северная кольцевая структура диаметром более 4 км. Наконец, в юго-западном окончании массива преимущественно по дуговым элементам рельефа и локальным гравиметровым аномалиям выделяется Юго-Западная (Двуреченская) кольцевая (эллипсоидная) структура с размерами около 2.5x5 км и воронкообразной морфологией поверхности (рис. 1).

Внутреннее строение структур неоднородно. Простым концентрическим строением характеризуются Северная и Юго-Западная структуры. Для Южной и Центральной структур характерно спиралевидное (вихревое) строение с элементами правой спирали в Южной и левой – в Центральной структурах. При этом центральная часть Южной структуры характеризуется наличием нескольких (как минимум трех) центров, а северная периферия Центральной структуры осложнена серией не менее семи небольших (диаметром 0.7-2 км) кольцевых структур, выделяющихся как в магнитном, так и в гравитационном полях. Единичные структуры подобного рода имеются в пределах Южной структуры.

Среднеуральская геологоразведочная экспедиция УКПР, г.Екатеринбург

Взаимоотношения указанных кольцевых структур между собой достаточно сложны. Наблюдаются как наложение одной структуры на другую, так и их сложное взаимопроникновение – интерференция. Особый интерес представляют взаимоотношения Южной и Юго-Западной структур: дуговые элементы рельефа и поля силы тяжести последней накладываются на подобные элементы магнитного поля первой, не нарушая их. Необходимо также отметить сквозной характер концентрических элементов магнитного поля западных частей Южной и Центральной кольцевых структур, прослеживаемых как среди гипербазитов и габброидов массива, так и в породах его обрамления (рис. 1).

Хромитовое оруденение Ключевского массива целиком локализовано в пределах охарактеризованных кольцевых структур, а его пространственное размещение подчинено особенностям внутреннего строения этих структур. Очевидна пространственная обособленность хромитового оруденения южной и центральной частей массива и локализация хромитов в пределах соответствующих структур (Рис. 1). Различными являются и качественные характеристики хромитовых руд: в пределах Центральной структуры наблюдаются преимущественно руды алюмохромитовой и субферриалюмохромитовой формаций шпирово-такситового комплекса, в пределах Южной – преимущественно руды феррихромитовой и субферрихромитовой формаций жильно-полосчатого комплекса, согласно [1].

Пространственное распределение оруденения внутри Южной и Центральной структур характеризуется преимущественным его размещением в периферических частях этих структур, что создает впечатление центробежного перемещения оруденения. Особенно эффектно это проявляется для юго-восточной части Южной структуры. Подобная особенность позволяет предположить динамику встречного вращения массы вещества Южной и Центральной структур. Проявление эффекта центрифугирования хромитового оруденения на периферию структур может свидетельствовать об имевшей место пластичности вещества и высокой интенсивности вращательных движений.

Природа описанных структур неясна. Они проявлены в типично альпинотипном базит-гипербазитовом комплексе, представляющем аллохтонный блок, вероятно, со значительной амплитудой перемещения. Рассматриваемые кольцевые структуры относительно этого аллохтона являются несомненно образованиями более ранними и выглядят как элементы прототектоники Ключевского массива. При этом не вызывает сомнения их эпигенетический характер, проявленный в «центрифугировании» хромитов и наложенности структур как на базит-гипербазиты массива, так и на вмещающие образования (Южная структура), при сохранении круговой и эллиптической формы струк-

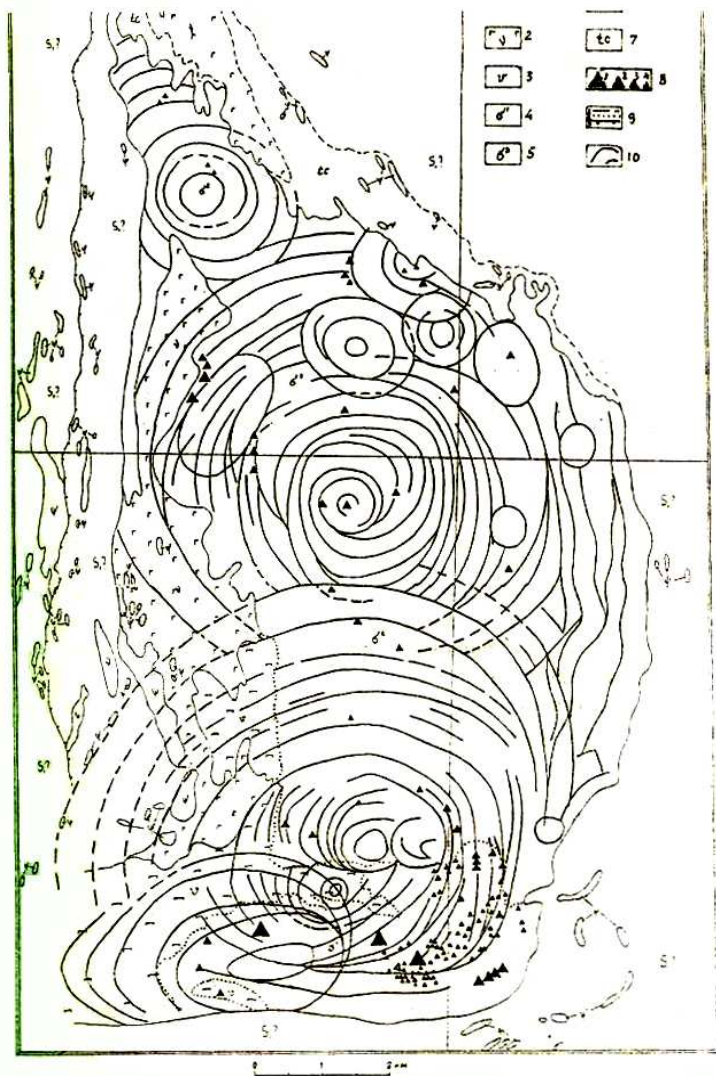


Схема кольцевых структур Ключевского массива.

1 – нижний силур (?): терригенные и вулканогенно-осадочные образования, 2 – габбро, 3 – клинопироксениты, 4 – дуниты, 5 – гарцбургиты, 6 – гипербазиты нерасчлененные, 7 – тальк-карбонатные породы, 8 – месторождения (1,2), проявления (3), пункты минерализации (4) хромитов, 9 – геологические границы достоверные и предполагаемые (1), фациальные (2) и тектонические (3) границы, 10 – дуговые элементы кольцевых структур.

тур. Все это парадоксально сочетается с признаками интенсивного встречного вращательного (конвективного?) движения вещества Южной и Центральной структур и не находит объяснения с общепринятой мобилистской точки зрения.

Однако указанные соотношения объяснимы с позиций импактной гипотезы [2,3]. С этой точки зрения Ключевской массив можно представить как совокупность фрагментов космического ударника, сформировавшего Западно-Сибирскую гиаблему. В результате падения и пластичного растекания эти фрагменты слились в единое геологическое тело, с проявлением в нем кольцевых структур, соответственно количеству выпавших фрагментов. Исходя из наблюдаемых соотношений, можно выделить две генерации этих фрагментов: раннюю и позднюю.

К ранней можно отнести три массивообразующих фрагмента, соответствующие трем главным кольцевым структурам массива – Южной, Центральной и Северной, два из которых – Южный и Центральный – находились во вращательном движении. Результатом этого явилось вихревое растекание вещества и «центрифугирование» хромитов. К поздней генерации можно отнести более мелкие фрагменты, образовавшие при падении совокупность небольших кольцевых структур, наложенных на относительно более ранние Южную и Центральную структуры. Наиболее ярким представителем их является Юго-Западная структура.

По существу концентрическое и спирально-вихревое строение описанных кольцевых структур, точнее, их аномального магнитного поля, должно отображать волновую картину падений фрагментов ударника. Этим можно объяснить проявление кольцевых структур как в породах массива, так и в его обрамлении. Можно полагать, что выпадение фрагментов ударника происходило в движущийся центробежный донный поток, благодаря чему массив был вовлечен в совместное с этим потоком движение. Согласно [3], Ключевской массив может быть отнесен к промежуточному типу между платиноносным и альпинотипными типами подобных объектов.

Не исключено, что в общем потоке вещества массив претерпел как прямое (с востока на запад), так и возрастное перемещение, результатом чего стало западное падение массива и серии сопряженных с ним тектонических пластин.

Объяснимы и качественные различия хромитовых руд Южной и Центральной структур: высокая железистость руд Южной структуры может быть обусловлена их положением вблизи фронта Ключевского аллохтона, где должны были проявиться наиболее высокие температуры за счет фрикционного тепла, способствовавшие как метаморфизму руд, так и появлению «эпидунитов».

Описанные особенности представляются общими для хромитовых массивов Урала, в частности, для Алапаевского массива, а также для других регионов.

Литература

1. Булькин Л.Д., Золоев К.К., Мардиросьян А.Н. Рудноформационные типы хромитовых месторождений и связанных с ними платиноидов // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург, 1995. С. 68-78.

2. Коновалова О.Г. К вопросу о существовании астроблем в Кузнецком Алатау // Комплексные аэрокосмические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 57-61.

3. Кузовков Г.Н. Ударно-взрывная гипотеза происхождения Урала (Приложение механизма ударно-взрывного процесса к объяснению геологических явлений). Екатеринбург, 1998, 380 с.

© В.И. Маегов

К ПЕТРОЛОГИИ ВОЛКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
МЕДНОСУЛЬФИДНЫХ И АПАТИТ-ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД
(СРЕДНИЙ УРАЛ)

Волковское месторождение медносульфидных и апатит-титаномagnetитовых руд расположено в северной части Тагило-Баранчинского гипербазит-габбрового массива (Платиноносный пояс Урала). Эта часть нередко именуется Волковским массивом. Сведения о геологическом строении месторождения, вещественном составе его горных пород и руд содержатся в ряде работ (Кашин, 1948; Штейнберг и др., 1965; Фоминых и др., 1973; Фоминых и др., 1979; Фоминых и др., 1992, Богнибов и др., 1990, и др.). Вопросы петрологии месторождения рассмотрены, главным образом, в работе Д.С. Штейнберга и М.В. Ереминой (1963) по материалам изучения керн разведочных скважин глубиной 150-500 м. Авторы пришли к выводу об исходно магматогенной природе волковских рудоносных габбро, о существенной роли метаморфической дифференциации в процессах породы- и рудообразования. На основе представительных данных определений состава плагиоклаза федоровским методом ими была выявлена зональность состава габбро как независимый элемент внутренней структуры месторождения. Отмечая факты интрузивных соотношений кварцевых диоритов Черновского массива с волковскими габбро, авторы, тем не менее, рассматривали диориты в качестве дифференциатов габбровой магмы.

В последующем на месторождении были проведены поисково-разведочные работы на глубины до 1500 м, что расширило возможности для исследований. Результаты наших петрологических исследований частично приводятся в данной статье и дают основание высказать соображения по некоторым вопросам петрологии как самого Волковского месторождения, так и Платиноносного пояса Урала в целом.

Прежде всего рассмотрим вопрос об интерпретации соотношений волковских рудоносных габбро и кварцевых диоритов Черновского массива (рис. 1). По данным бурения в западной части Волковского месторождения (участок Листвяный) диориты отчетливо погружаются под габбро, но отнюдь не залегают в их кровле, как это следует исходя из идеи об обособлении диоритового дифференциата в кровле габбровой интрузии (Тимохов, 1963). При этом диориты имеют

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г.Екатеринбург

отчетливые интрузивные соотношения с габбро: эруптивные брекчии с диоритовым цементом и обломками габбро. В контактах с диоритами габбро местами интенсивно амфиболизировано, а его плагиоклаз исходно битовнит-анортитового состава подвергся частичной деанортитизации вплоть до андезина. Подобные явления, трактуемые нами как проявления контактового метасоматоза, по-видимому, принимались предыдущими исследователями в качестве проявлений магматической дифференциации (Кашин, 1948; Тимохов, 1963; Штейнберг и др., 1963). Между тем, как видно из рис. 2, волковские габбро и черновские диориты химически дискретны: они не образуют непрерывных петрохимических трендов, свойственных дифференцированным интрузиям. Судя по данным наших петрографических наблюдений, диориты интродировали волковские габбро после того, как последние были полностью закристаллизованы и в них закончились высокотемпературные метаморфические преобразования, включая рудообразование.

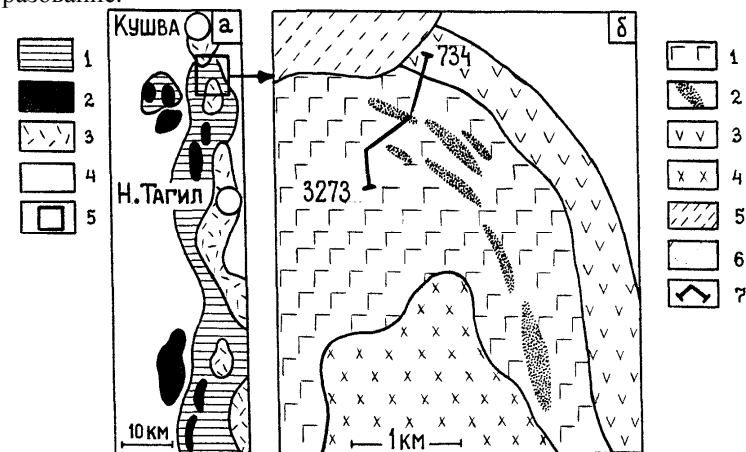


Рис. 1. Схемы геологического строения Тагило-Баранчинского массива (а) и Волковского месторождения (б).

а) Схема составлена по геологической карте Урала (редактор И.Д.Соболев). 1 – габброиды; 2 – гипербазиты; 3 – гранитоиды, диориты, сиениты; 4 – вулканогенно-осадочные породы; 5 – месторождение Волковского месторождения.

б) Схема составлена по материалам геологической съемки В.А.Артамоновой и Е.И.Клевцова. 1 – рудоносные волковские габбро, 2 – зоны апатит-титаномagnetитового и медносульфидного оруденения в габбро, 3 – породы краевой «габбродиоритовой» зоны, 4 – кварцевые диориты Черновского массива, 5 – сиениты Кушвинского массива, 6 – вулканогенно-осадочные породы, 7 – местоположение детально изученного разреза Северо-западного участка Волковского месторождения (рис. 3) с номерами крайних скважин.

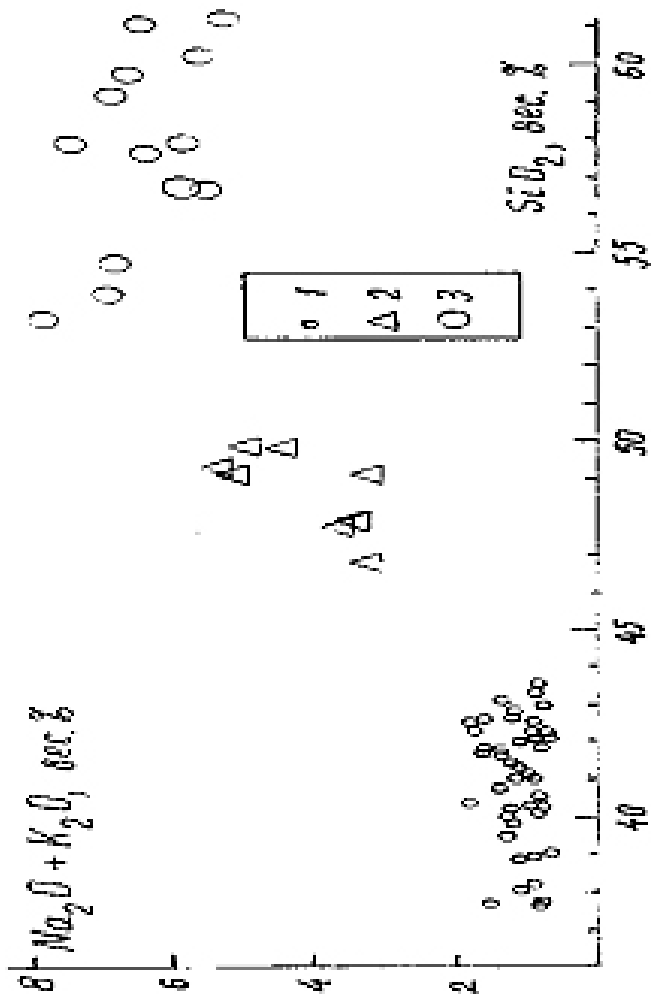


Рис. 2. Соотношение $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ в породах Волковского месторождения.

1 – рудоносные волковские габбро из скважин 0386 и 1385, 2 – породы краевой габбродиоритовой зоны, из скважины 1482, а также по материалам Д.С.Штейнберга и М.В.Еремина.

При интерпретации возрастных соотношений габбро и диоритов следует также принять во внимание, отмеченные Д.С. Штейнбергом и М.В. Ереминой (1963) и подтвержденные нашими наблюдениями, факты присутствия в волковских габбро жил диабазов. Последние имеют закаленные контакты с габбро - свидетельства того, что в момент их внедрения габбро были уже в холодном состоянии. В связи с этим трактовка диабазовых жил в качестве производных габбро (Штейнберг и др., 1963) представляется необоснованной. Между тем указанные авторы на стр. 436 отмечают, что «жилы породы основного состава - диабазы, диабазовые порфириты - залегают только в габбро, не распространяясь в диориты. Больше того, в «диоритах» нередко можно встретить ксенолиты жильных производных габбро». Если это так, то напрашивается вывод о временном разрыве интрузии диоритов по отношению ко времени консолидации волковских габбро.

По глубоким скважинам нами детально изучен существенно габбровый разрез в районе Северо-Западного участка Волковского месторождения (рис. 3).

Полученные данные в принципе подтверждают вывод Д.С. Штейнберга и др. (1963) о пространственных изменениях состава плагиоклаза в габбро. Однако результаты наших исследований дают основание для иной трактовки внутренней структуры разреза данного участка (Маегов, Берлибле, 1990).

Большая часть разреза (рис.3) сложена оливиновыми габбро, в приповерхностной зоне преимущественно однородными, среднезернистыми с более или менее отчетливо выраженной субофитовой структурой. С глубиной габбро постепенно становятся более крупнозернистыми, а их микроструктура приобретает гранобластовый характер. Текстурная однородность габбро по всему разрезу нередко нарушается зонами развития такситовых габбро, как правило, более грубозернистых до пегматоидных с неравномерным "пятнистым" распределением плагиоклаза и феррических минералов или, наоборот, более мелкозернистых, роговиковоподобных. К зонам развития такситовых габбро нередко тяготеют медносульфидные и титаномагнетитовые концентрации.

Систематическими иммерсионными определениями установлено, что состав плагиоклаза в габбро постепенно изменяется от битовнита (An_{75-80}) в приповерхностной зоне разреза до анортита (An_{95}) на глубинах 600-800 м и далее с увеличением глубины существенно не изменяется. С общим возрастанием основности плагиоклаза в его зернах исчезает слабо выраженная прямая зональность, соответственно до минимума сокращается диапазон, изменений состава в иммерсионных препаратах отдельных образцов, измеренный по ранее описанной методике (Ефимов, Ефимова, 1967).

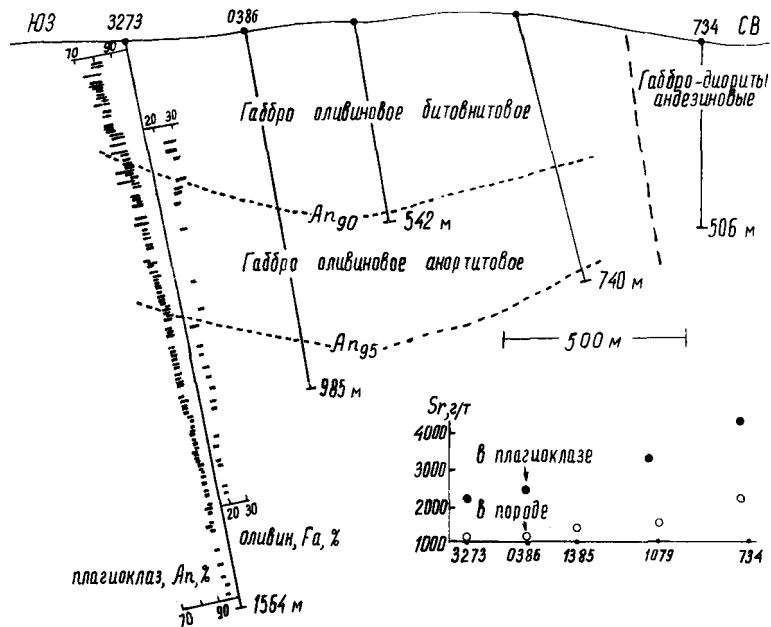


Рис. 3. Схематический геологический разрез через Северо-Западный участок Волковского месторождения и диаграмма средних содержаний стронция в породах и плагиоклазах по снважинам.

Колебания содержаний стронция в плагиоклазе по разрезам скважин незначительны и не коррелируют с изменениями его основности. Тем не менее установлено, что содержания стронция в плагиоклазе и, соответственно, в породах возрастают по латерали в направлении краевой зоны (рис.3). По уровню валовых содержаний и концентраций в плагиоклазе волковские габбро одни из наиболее высокостронциевых в Платиноносном поясе Урала (Ефимов и др., 1984). При повышении основности плагиоклаза с глубиной изменяются и некоторые петрохимические характеристики габбро (табл., 1, рис. 4): в них уменьшается содержание натрия, возрастает основность нормативного плагиоклаза – $PI_{\text{норм}}$, рассчитываемая по соотношению молекулярных нормативных количеств альбитовой и анортитовой составляющих в породе ($PI_{\text{норм}} = An / An (An + Ab) \times 100$, мол. %). Как

видно на рис. 3, основность нормативного плагиоклаза в волковских габбро обычно несколько ниже в сравнении с определенной иммерсионным и химическим методами. Дело в том, что по принятой методике ке пересчетов по CIPW в нормативный плагиоклаз включена часть компонентов, фактически входящая в клинопироксены. Как показали пересчеты анализов клинопироксенов волковских габбро, они содержат в норме порядка 10 % условного плагиоклазового компонента с составом An_{60-70} , что влияет на значение валовой характеристики $PI_{\text{норм}}$.

По данным систематических иммерсионных измерений показателей преломления оливина теодолитно-иммерсионным методом (Фекличев, 1967) его состав изменяется сопряженно с изменением состава плагиоклаза: железистость оливина понижается от 25-32% в приповерхностной зоне разреза до 17-20 % в его нижней части.

Полученные данные позволили изобразить на разрезе (рис. 3) изолинии составов плагиоклаза в волковских рудоносных габбро, которые выявили существование скрытой расслоенности в виде пологой мультислойной структуры. Это не согласуется с прежним выводом, что на данном участке "поверхности равного состава плагиоклаза образуют в пространстве подобие антиклинальной структуры большей частью с крутыми крыльями" (Штейнберг и др., 1963, стр. 435). При этом оказалось, что наиболее существенная часть разреза сложена скрытыми на глубине оливин-клинопироксен-анортитовыми габбро, по вещественному составу аналогичными габбро так называемого "эпидунитового" комплекса Платиноносного пояса Урала. По определению А.А. Ефимова (1984) "эпидунитовый" комплекс - это устойчивая ассоциация платиноносных дунитов, клинопироксенитов и габбро, преимущественно полосатых, такси-товых, оливин-клинопироксен-анортитовых. Среди габброидов района Волковского месторождения также известны тела клинопироксенитов (Фоминых, Клевцов, 1973). Они наблюдались нами и в самом месторождении в керне скважины 1286.

В хорошо изученных массивах Платиноносного пояса - Денежкин Камень, Кытлымский, Качканарский - генетическая природа вещества габбро "эпидунитового" комплекса проблематична, поскольку в этих массивах габбро и гипербазиты, как правило, интегрированы в составе так называемых полосатых габбро-гипербазитовых серий, в которых процессы твердопластичной деформации и синтетектонической перекристаллизации в условиях высоких температур - "горячая" тектоника по А.А. Ефимову (1977) - полностью уничтожили следы прежних структур и текстур, усилили процессы химического взаимодействия (биметасоматоза) между хими-

Химический состав волюксовых рудосносных габбро по скважине 0386

Таблица 1

Образец	26120	26122	26127	26130	26133	26135	26137	26147	26151	26158
Глубина, м	27	39	57	72	95	105	115	140	152	174
SiO ₂	42,28	41,49	41,63	42,68	41,53	42,31	41,80	42,54	40,46	40,86
TiO ₂	1,03	0,89	0,73	0,66	0,71	0,72	0,68	0,75	0,70	0,53
Al ₂ O ₃	12,80	11,58	17,48	18,47	16,09	17,63	17,68	15,77	17,65	14,24
FeO общ.	15,62	14,22	10,72	10,48	12,20	11,53	10,27	12,20	11,51	8,76
MnO	0,19	0,19	0,12	0,15	0,15	0,13	0,12	0,15	0,13	0,14
MgO	11,01	11,36	7,53	7,84	8,97	7,82	8,38	9,69	8,54	8,11
CaO	14,59	14,40	15,36	14,44	13,72	14,10	14,88	14,04	13,62	17,73
Na ₂ O	0,79	1,10	1,15	1,34	1,27	1,36	1,22	1,22	1,40	0,93
K ₂ O	0,16	0,15	0,21	0,21	0,38	0,47	0,33	0,53	0,43	0,40
P ₂ O ₅	0,17	0,30	1,29	0,44	0,36	0,31	0,81	0,37	0,43	3,32
Sr, г/т	790	660	1390	1320	1040	1140	1090	1100	1500	1130

Продолжение таблицы 1

Образец	26160	26166	26168	26175	26177	26181	26187	26189	26199	26208
Глубина, м	192	216	245	285	297	320	342	365	386	392
SiO ₂	40,23	38,92	38,02	41,85	37,91	38,20	39,62	40,08	37,86	39,97
TiO ₂	0,71	0,73	0,67	0,56	0,71	0,67	0,78	0,73	0,71	0,79
Al ₂ O ₃	15,21	16,29	16,62	19,67	14,08	16,15	13,77	17,15	15,35	15,85
FeO общ.	12,78	12,05	11,96	10,08	13,60	11,60	13,67	11,74	12,18	12,36
MnO	0,16	0,13	0,13	0,13	0,16	0,14	0,18	0,15	0,14	0,18
MgO	10,93	9,43	9,15	8,25	11,09	9,18	10,48	8,24	9,70	8,33
CaO	15,11	15,73	15,58	14,26	15,69	16,15	15,47	16,02	16,01	14,91
Na ₂ O	0,95	0,81	0,85	1,11	0,76	0,87	0,86	1,11	0,77	1,03
K ₂ O	0,19	0,25	0,26	0,23	0,11	0,08	0,10	0,12	0,14	0,13
P ₂ O ₅	1,97	2,38	2,58	0,29	2,97	3,03	2,06	2,43	0,14	1,16
Sr, г/т	1040	1200	1440	1300	940	1090	1050	1240	1300	1070

Продолжение таблицы 1

Образец	26214	26218	26220	26227	26237	26246	26249	26254	26263	26269
Глубина, м	506	550	568	599	636	660	680	696	717	740
SiO ₂	41,16	41,12	41,35	42,98	41,35	42,61	43,02	43,58	43,43	43,03
TiO ₂	0,78	0,84	0,69	0,67	0,57	0,74	0,58	0,99	0,70	0,68
Al ₂ O ₃	17,27	14,18	18,61	17,74	18,36	18,52	20,76	11,26	15,13	16,35
FeO общ.	11,83	13,29	11,23	11,02	9,92	11,20	9,30	15,59	11,10	10,96
MnO	0,13	0,18	0,14	0,14	0,13	0,13	0,12	0,20	0,16	0,12
MgO	7,76	9,13	7,18	8,22	7,65	7,07	5,80	11,65	9,47	8,55
CaO	15,55	15,21	15,38	15,30	16,05	15,78	15,34	14,80	15,88	16,31
Na ₂ O	0,92	0,87	1,05	0,97	0,98	1,08	1,23	0,72	0,78	0,68
K ₂ O	0,08	0,08	0,06	0,11	0,05	0,07	0,09	0,06	0,06	0,05
P ₂ O ₅	1,21	1,50	1,49	1,70	1,85	0,96	0,19	0,18	0,15	0,13
Sr, г/т	1100	980	1330	1140	1200	1320	1420	600	880	880

Продолжение таблицы 1

Образец	26280	26286	26291	26298	26305	26313	26323	26331	26342
Глубина, м	762	780	799	820	835	860	890	910	935
SiO ₂	40,17	42,10	45,94	42,12	40,59	42,16	41,70	39,11	42,54
TiO ₂	0,85	0,57	0,75	0,63	0,66	0,64	0,80	0,91	0,34
Al ₂ O ₃	13,76	18,93	13,89	16,60	18,81	18,57	14,16	16,50	24,39
FeO общ.	13,59	10,79	11,68	11,59	11,80	10,49	13,90	17,84	6,99
MnO	0,11	0,09	0,15	0,13	0,10	0,10	0,13	0,11	0,06
MgO	8,31	7,23	8,98	9,22	7,35	6,66	9,34	8,19	5,37
CaO	17,79	16,43	15,78	16,19	16,31	17,07	15,94	15,67	16,14
Na ₂ O	0,62	0,72	1,37	0,66	0,62	0,68	0,62	0,62	0,84
K ₂ O	0,10	0,15	0,11	0,06	0,08	0,06	0,06	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,26	0,11	0,14	0,03	0,09	0,09	0,33	0,22	0,15
Sr, г/т	820	1100	700	860	1000	1120	700	840	1530

Таблица 2

Химический состав кварцевых диоритов Черновского массива по скважине 1482

Образец	26551	26561	26571	26573
SiO ₂	57,82	59,02	61,03	60,19
TiO ₂	0,88	0,68	0,58	0,70
Al ₂ O ₃	16,46	16,27	15,70	14,81
FeO общ.	7,04	7,32	6,53	7,89
MnO	0,13	0,14	0,10	0,16
MgO	3,74	3,37	3,31	3,99
CaO	6,94	5,94	5,24	5,71
Na ₂ O	5,00	5,38	4,92	4,31
K ₂ O	0,82	1,45	1,50	1,23
P ₂ O ₅	0,36	0,43	0,32	0,42
Σг, г/т	1280	1180	1340	1160

Таблица 3

Химический состав минералов волковских рудоносных габбро по разрезу 0386

Минерал	клинопироксен				оливин	плаггиоклаз	
	Образец	26166	26220	26252			26323
SiO ₂	50,16	50,13	50,11	50,15	37,50	45,85	
TiO ₂	0,76	0,73	0,73	0,75	н.о.	н.о.	
Al ₂ O ₃	2,82	2,06	2,40	3,24	-	32,55	
FeO общ.	8,69	9,39	8,75	8,20	29,24	0,42	
MnO	0,23	0,31	0,31	0,40	-	-	
MgO	16,03	15,33	15,49	15,07	35,63	1,0	
CaO	21,84	22,35	22,44	22,96	0,05	18,63	
Na ₂ O	0,33	0,36	0,33	0,36	н.о.	1,15	
K ₂ O	-	-	-	-	-	0,04	
Сумма	100,53	100,30	100,56	101,13	102,37	98,64	

Анализы выполнены в институте геологии и геохимии УрО РАН на микрозонде IХА-S. Аналитики Т.Я.Гуляева, В.Г.Гмыря.

химически дискретными фрагментами горячей тектонической смеси (Маегов, Ефимов, 1991). Текстурно-структурные и вещественные особенности пород района Волковского месторождения свидетельствуют о том, что они не подверглись существенному воздействию "горячей" тектоники, что позволяет по некоторым признакам судить об исходном генезисе их вещества. Существенное значение, по нашему мнению, имеет факт широкого распространения в волковских габбро реликтовой субофитовой микроструктуры, свойственной магматогенным по природе полнокристаллическим фациям пород основного состава, в частности, долеритам. Еще Н.Боуэн (1934) на основании петрографических наблюдений и экспериментальных исследований пришел к выводу об эвтектической природе офитовых структур долеритов.

За исключением зон развития такситовых габбро и связанных с ними рудных концентраций, волковские габбро по всему разрезу обладают относительно устойчивым количественным соотношением плаггиоклаза к сумме фемических минералов (рис. 4) в пропорции примерно 1:1, давая на диаграмме Srx – Ol – Pl (рис.5) компактный рой фигуративных точек в наиболее низкотемпературной форстерит-диопсид (Осборн, Тайт, 1954). Таким образом, наши данные согласуются с выводом Д.С. Штейнберга (1963) об эвтектич-

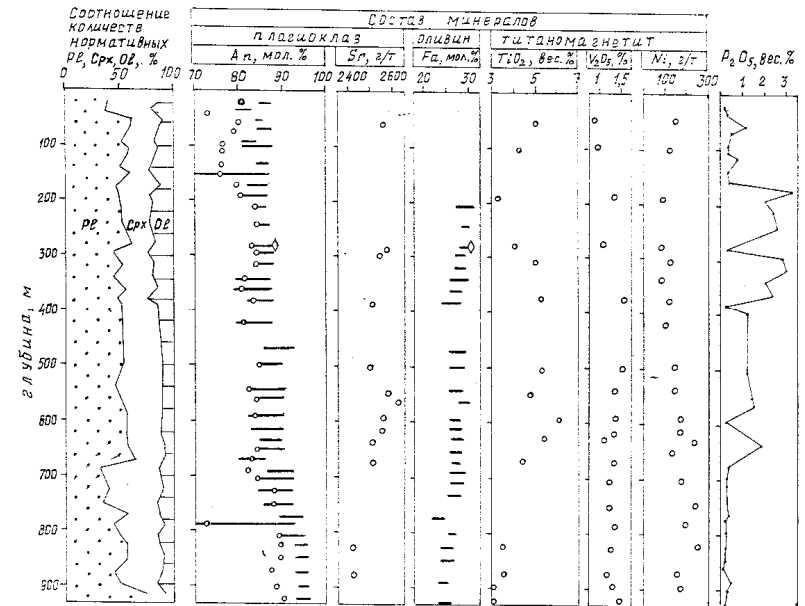


Рис.4. Вариации количественных соотношений, состав минералов и содержание P₂O₅ по скважине 1386.

Примечание. Горизонтальные отрезки в колонках плаггиоклаза и оливина обозначают диапазон составов по данным иммерсионных определений, ромбики - состав по данным микрозондовых анализов, кружочки - состав нормативного плаггиоклаза (пояснения в тексте).

ности состава волковских габбро. Представляется, что доводы об исходно магматогенной природе волковских габбро следует принять во внимание при обсуждении вопроса об исходном генезисе габброидов «эпидунитового» комплекса в других массивах Платиноносного пояса Урала.

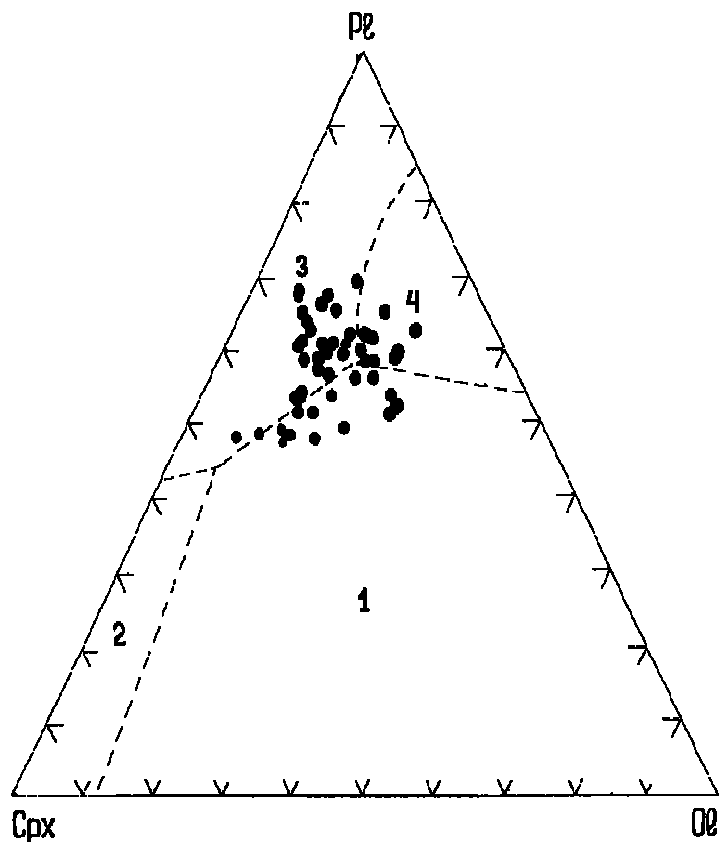


Рис.5. Диаграмма соотношений нормативных количеств оливина, клинопироксена, плагиоклаза в рудоносных габбро Волковского месторождения по скважинам 0386 и 1385. Штриховыми линиями ограничены поля ликвидусной кристаллизации форстерита (1), диопсида (2), анортита (3), шпинели (4) в системе диопсид-форстерит-анортит (Осборн, Тайт, 1954).

Судя по данным геолого-петрографических наблюдений, метаморфические процессы также играли немаловажную роль в петрогенезисе волковских габбро. Вслед за Д.С. Штейнбергом (1963) мы полагаем, что такситовые габбро и сопровождающие их рудные концентрации являются по существу, апогаббровыми метасоматитами. В широком смысле - это комплементарные продукты метаморфической дифференциации вещества самих волковских габбро. Ранее автор пришел к подобному выводу относительно генетической природы

магнетитовых оливинитов с концентрациями титаномагнетитовых руд, околорудных анортозитов и такситовых габбро, залегающих среди оливиновых габбро "эпидунитового" комплекса в Кытлымском массиве (Маегов, 1983). Следует заметить, что признаки высокотемпературных преобразований улавливаются во всей массе волковских габбро, не исключая породы с субофитовой структурой. В последних часто наблюдаются явления метаморфогенной грануляции плагиоклаза - начальной стадии преобразования исходной офитовой структуры в гранобластовую.

Специфическая особенность волковских рудоносных габбро, выделяющая их среди пород Платиноносного пояса - обогащенность фосфором и, как следствие, апатитом. В изученном нами разрезе (рис. 3) установлено, что оливин-клинопироксен-анортитовые габбро нижней зоны почти не содержат апатита, не отличаясь от аналогичных по составу габбро "эпидунитового" комплекса в других массивах Платиноносного пояса. Наибольшая обогащенность фосфором при весьма неравномерном распределении его содержаний свойственна верхней зоне разреза. Она возрастает также по латерали в направлении к контакту волковских рудоносных габбро с краевой, так называемой, габбродиоритовой зоной. Максимальные содержания фосфора свойственны концентрациям апатит-титаномагнетитовых руд.

При целенаправленном просмотре большого количества шлифов нами подмечена отчетливая взаимосвязь морфологии зерен апатита с текстурно-структурными особенностями пород и руд. В однородных габбро с субофитовым типом микроструктуры апатиты обычно представлены крупными "амебовидными" зернами, "щупальцы" которых проникают между зернами плагиоклаза, иногда полностью обволакивая и корродируя их. Встречаются также футлярообразные кристаллы апатита. "Амебы" апатита статистически не обнаруживают тесной пространственной взаимосвязи с зернами титаномагнетита. В такситовых габбро с гранобластовым типом микроструктуры и рудных концентрациях зерна апатита обычно идиоморфны с характерными гексагональными сечениями. Совершенно отчетлива их пространственная связь с титаномагнетитом: зерна апатита включены в титаномагнетит и концентрируются рядом с ним в стыках зерен силикатов.

Принимая во внимание особенности распределения апатита в породах и рудах, а также особенности морфологии зерен апатита, автор пришел к следующим выводам. "Амебовидный" апатит субофитовых габбро имеет метасоматическое происхождение. Его образование произошло, по-видимому, на ранней стадии процесса постмагматического преобразования пород под воздействием восходящего высокотемпературного флюида, обогащенного фосфором и галогенами. Последующая локализация этого процесса в зонах флюидной циркуля-

ции привела к местному перераспределению вещества - метаморфической дифференциации - с возникновением апатит-титаномагнетитовых концентраций.

В заключение коснемся вопроса о соотношениях волковских рудоносных габбро с породами краевой зоны, традиционно именуемой габбродиоритовой. Породы этой зоны изучены нами в керне скважин 734 (рис.3) и 0377. Для них характерны текстурная однородность, офитовый характер микроструктуры с ориентированным (трахитоидным) расположением длиннотаблитчатых зерен плагиоклаза. Петрохимически эти породы существенно отличаются как от рудоносных волковских габбро, так и от диоритов Черновского массива (табл.4, рис. 2). Их плагиоклаз имеет андезин-лабрадорный состав (An_{40-55}).

Таблица 4

Химический состав пород краевой «габбродиоритовой» зоны

Скважина	734					0377			
	Образец	22091	22093	22095	22098	22101	22529	22531	22534
Глубина, м	140	185	225	401	495				
SiO ₂	47,70	49,63	49,01	49,93	49,20	47,80	46,73	49,05	
TiO ₂	1,69	1,28	1,24	1,25	1,38	1,08	1,07	1,09	
Al ₂ O ₃	15,08	17,23	17,13	16,40	17,64	19,78	19,63	19,29	
FeO общ.	12,12	9,58	9,50	10,56	10,16	9,06	9,43	9,48	
MnO	0,31	0,25	0,24	0,27	0,27	0,24	0,22	0,19	
MgO	6,19	4,55	5,09	5,69	4,93	4,80	5,08	4,61	
CaO	9,65	7,78	8,77	9,87	8,60	10,05	10,59	10,71	
Na ₂ O	2,53	3,46	4,00	3,46	4,31	2,60	2,46	2,60	
K ₂ O	1,10	1,40	1,03	1,05	0,93	0,86	0,71	0,45	
P ₂ O ₅	1,42	1,03	1,04	1,25	1,01	1,05	1,19	1,29	
Sr, г/т	1860	2360	2200	2000	2500				

Фемические минералы представлены орто- и клинопироксенами, биотитом, титаномагнетитом. В небольшом количестве присутствуют ортоклаз, кварц, апатит. По описанным особенностям породы близки к обогащенным калием габброноритам так называемого "эпигаббрового" комплекса Платиноносного пояса Урала по А.А. Ефимову

(1984), отличаясь от них более высокими содержаниями стронция - 2000-2500 г/т. Строение разреза (рис. 3) свидетельствует скорее о существовании структурного несогласия между волковскими рудоносными габбро и породами краевой "габбродиоритовой" зоны, чем о согласном постепенном переходе между ними, как это предполагалось ранее (Штейнберг, Еремина, 1963; Тимохов, 1963). Это дает основание для вывода, что сравниваемые породы принадлежат к разным интрузивным комплексам или разным интрузивным фазам.

Автор благодарит кандидата геолого-минералогических наук Д.Г. Берлибле, принимавшего участие в полевых работах и обработке материала, а также Л.П. Ефимову и доктора геолого-минералогических наук А.А. Ефимова, предоставивших для петрографических исследований материалы по скважине 3273.

Литература

- 1. Богнибов В.И., Балыкин П.А.** Петрохимические особенности рудоносных габброидов Волковского массива (Средний Урал) //Петрохимия рудоносных габброидных формаций /Новосибирск. Наука. Сиб. отделение, 1990, с. 118-130.
- 2. Боуэн Н.** Эволюция изверженных пород //ОНТИ, научно-техн. горно - геол. - нефт. изд., 1934, 324 с.
- 3. Ефимов А.А.** Габбро - гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов //М.: Наука, 1984, 232 с.
- 4. Ефимов А.А.** "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала //Геотектоника, 1977, №1, с. 24 - 44.
- 5. Ефимов А.А., Ефимова Л.П.** Генетическое значение степени равновесности габброидов //Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 1, с. 182-185.
- 6. Ефимов А.А., Маегов В.И., Флерова К.В. и др.** Стронций в габбро- гипербазитовых комплексах Урала // Геохимия, 1984, № 7, с. 971-984.
- 7. Кашин С.А.** Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала // М.: Изд-во АН СССР, 1948, 132 с.
- 8. Маегов В.И.** О генезисе магнетитовых оливинитов среди габброидов сухогорской ассоциации Кытлымского массива (Платиноносный пояс Урала) //Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 5, с. 1210-1213.
- 9. Маегов В.И., Берлибле Д.Г.** Новые данные о строении разреза Волковского габбрового массива // Ежегодник –I 989 Ин-та геол. и геохим. УрО АН СССР. Свердловск, 1990, с. 29-31.

10. Маегов В.И., Ефимов А.А. Распределение хрома и титана в дунит-пироксенит-гйлаитовой серии Кытлымского массива как возможное следствие химического обмена между компонентами горячей тектонической смеси // Ежегодник - 1990 Ин-та геол. и геохим. УрО АН СССР. Свердловск, 1991, с. 33-35.

11. Осборн Е.Ф., Тайт Д.Б. Система диопсид - форстерит – анортит // Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования / Изд. ИЛ. М.: 1954, с. 269-287.

12. Тимохов К.Д. Связь медносульфидного и титаномагнетитового оруденения с вмещающими породами на Волковском месторождении // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала / Свердловск, 1963, ч. 1, с. 439-443.

13. Фекличев В.Г. Универсальный теодолитно-иммерсионный метод // М.: Наука, 1967.

14. Фоминых В.Г., Клевцов Е.И. Новые данные о геологическом строении, локализации и соотношениях различных типов оруденения в Волковском габбровом массиве // Ежегодник - 1972 Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1973, с. 171-173.

15. Фоминых В.Г., Чернышова Л.В. Особенности состава и внутреннего строения титаномагнетитов Волковского месторождения // Гетерогенность состава и строения минералов Урала / Свердловск, 1979, с. 34 - 42.

16. Фоминых В.Г., Холоднов В.В. Особенности состава апатита и условия образования титаномагнетитового оруденения Волковского габбрового массива на Среднем Урале // Минералы и минеральное сырье Урала / Ин-т минералогии УрО РАН. Екатеринбург, 1992, с. 91-98.

17. Штейнберг Д.С., Еремина М.В. Новые данные по петрологии Волковского месторождения // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала / Свердловск, 1963, ч. 1, с. 431-438.

18. Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г., Еремина М.В. и др. Состав титаномагнетитов в базитах и ультрабазитах Урала // Свердловск, 1965. 97 с.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОВЫХ АПЛИТОВ И СТАНОВЛЕНИЕ АЛЛОХТОННЫХ ГРАНИТНЫХ ПЛУТОНОВ

Статья 1. Вводные замечания. Аплитовые породы в структуре гранитных плутонов

В наиболее полных определениях аплитов Г.Розенбуша и А.Н. Заварицкого подчеркивается близость состава аплитов к составу сопровождаемых ими крупнозернистых материнских пород (гранолитов) при несколько более лейкократовом характере, мелко- и тонкозернистость (иногда со склонностью к порфирированности), паналлотриомфнозернистая или панидиоморфнозернистая структура, залегание их непосредственно в сопровождаемых гранолитах, лишь с редкими выходами за пределы массивов, жильная форма залегания при отсутствии зон закалки, частое совместное залегание и взаимопереходы с пегматитами. Аплитовидные граниты отличаются порфирированной структурой с крайне широкими в количественном отношении вариациями аплитовой основной массы, по структурному узору неотличимой от равномернозернистых аплитов. Поскольку главным структурным элементом этих пород, в котором “записана” петрогенетическая информация, является их аплитовая основная масса, их целесообразно рассматривать в группе аплитовых пород. Как будет показано ниже, изучение именно этих пород дает ключ к пониманию петрогенезиса гранитовых аплитов.

Гранитовые аплиты и аплитовидные граниты почти непременно участвуют в строении гранитных массивов и, как отмечал А.Н. Заварицкий [6], их образование является естественным завершением формирования этих массивов.

Вопросы петрогенезиса гранитовых аплитов остаются во многом нерешенными и актуальными до сегодняшнего дня. Об этом свидетельствует хотя бы тот факт, что петрографы все снова и снова возвращаются к этой проблеме и происхождению аплитов дается различное, часто прямо противоположное толкование. Во всяком случае, классические представления о генезисе этих пород многим авторам представляются сомнительными. Д.С. Штейнберг [20, стр.187] в связи с этим отмечает: “Пегматиты и аплиты, по-видимому, должны быть отделены от истинно магматических пород в связи со своеобразием их

генезиса и отсутствием достоверных признаков эвагматического происхождения”.

От расшифровки природы тел аплитовых пород в аллохтонных гранитных массивах зависит построение модели формирования последних. С другой стороны, аплитовые породы обнаруживают тесные связи с пегматитами и редкометалльными гидротермалитами. Выяснение петрогенезиса аплитовых пород может дать новые критерии для понимания этих взаимосвязей и уточнить многие генетические представления.

Впервые с проблемой аплитогенезиса автору пришлось столкнуться при изучении Кзылтуского гранитного массива в Кустанайском Зауралье, когда удалось наблюдать соотношения, свидетельствующие о возникновении аплитовых пород в результате перекристаллизации вмещающих гранитов с уменьшением зернистости новообразований, стимулируемой предварительной деформацией исходных пород [9, 10]. Автор признателен Д.С. Штейнбергу за совет более обстоятельно заняться изучением этого вопроса. Последующие наблюдения на примерах многочисленных гранитных массивов (Алексеевский, Боровской, Беркутинский, Балкашинский, Макинский, Карабулакский, Большой Костас в Северном Казахстане, Акчатауский, Бектауатинский в Центральном Казахстане, Джусандалинский, Джельтауский, Южно-Алакольский и Западно-Майкольский в Южном Казахстане) и ознакомление с обширной литературой по этому вопросу укрепили нас в первоначальных предположениях и, естественно, заставили во многом их уточнить и углубить. Автор также вдохновлялся замечанием Ю. А. Кузнецова [12] о том, что естественными и заслуживающими всяческого внимания являются попытки объяснить “многофазное” строение гранитных плутонов с позиций, отличающихся от ортодоксальных представлений об их инъекционном механизме.

Положение аплитовых пород в гранитных массивах, их морфологические особенности.

Аплиты и аплитовидные граниты в своей главной массе залегают непосредственно в сопровождаемых ими гранолитах.

Пространственно эти породы приурочиваются к апикальным, сводовым частям гранитных массивов. Интервал распространения аплитовых пород от кровли в глубину массивов не превышает обычно 400 - 600м, в Боровском массиве эти породы развиты до глубины около 250 м.

Подавляющая часть тел аплитовых пород конформна внутренней структуре гранитных массивов, подчиняясь их эндокинетической системе трещин. Изредка встречаются обычно маломощные дайки

аплитов, не подчиняющиеся системам трещин отдельности.

По объему, занимаемому аплитовыми породами в гранитных массивах, главное место принадлежит субгоризонтальным пластообразным залежам. Среди них можно различать краевые или приконтактные, залежи, прослеживающиеся вдоль контактов гранитных массивов с вмещающими породами, и внутриинтрузивные тела, приуроченные пространственно к “пластовой” системе трещин отдельности вмещающих гранитов. Протяженность этих тел обычно достигает многих сотен метров, иногда, как свидетельствовал Г.Д. Зиновьев [8], до 10 км (Восточно-Коунрадский массив) при мощности обычно в десятки метров, редко до 100 м и более. Устанавливается “бескорневой” характер таких залежей, отсутствие у них “подводящих каналов”. Очень часто эти залежи аплитовых пород многократно повторяются в вертикальном разрезе, создавая впечатление “слоистого” строения апикальных частей гранитных массивов. Подобная псевдостратификация описана огромным количеством авторов в самых разных регионах. Нами такого рода тела аплитовых пород, в том числе многоярусные, встречены во всех изученных массивах, в том числе на Ново-Романовском участке Балкашинского массива в Северном Казахстане (рис.1).

Крутопадающие дайкообразные тела аплитов и аплитовидных гранитов распространены в гранитных массивах достаточно широко и прежде всего бросаются в глаза, хотя по занимаемому объему их роль в целом невелика. Начиная с О.С. Полквой и В.С. Коптева-Дворникова, дайкообразные тела аплитовых пород многими авторами часто рассматриваются как наиболее поздние образования, пересекающие пластообразные тела аплитовидных гранитов. На этом основании последние относят к “дополнительным интрузивам”, а крутопадающие дайки - к жильным породам “первого этапа”. Наши наблюдения и данные многих других авторов [7, 13 и т.д.] показывают, что это всегда синхронные образования, так как обычно наблюдаются сочленения пологих и крутых тел аплитов и аплитовидных гранитов; крутые дайкообразные тела обычно соединяют многоярусные пластообразные залежи в виде “перемычек”, пространственно приуроченных к крутым трещинам отдельности.

На геологических картах изученных нами массивов (рис. 2-4) видно что дайки аплитов размещаются исключительно среди гранитов главной и дополнительной фаз и не отмечены в полях распространения аплитовидных гранитов субгоризонтальных пластообразных тел. В крупном вертикальном обнажении горы Синюхи (Боровской массив) многочисленные крутопадающие дайки аплитов соединяют (рис. 5) как протяженные, так и быстро выклинивающиеся по простиранию субгоризонтальные залежи этих пород, связанные с пластовой системой трещин отдельности. Очень хорошо подобные соотношения

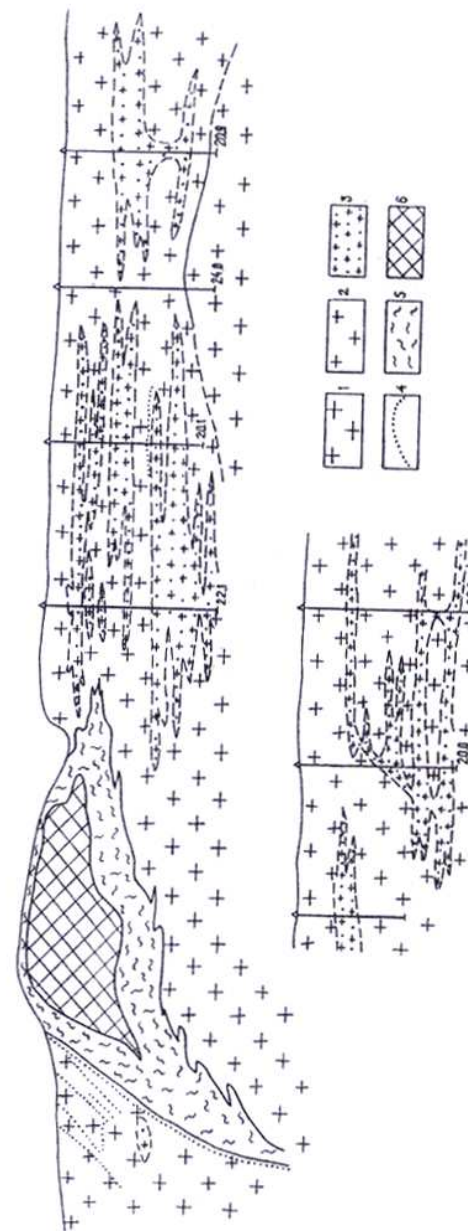


Рис. 1. Схематические геологические разрезы участка Ново-Романовский (по В.Д. Эфросу). Условные обозначения: 1 – лейкограниты средне-крупнозернистые, 2 – лейкограниты мелко-среднезернистые, 3 – аплитовидные граниты, 4 – аплиты, 5 – пегматит графический, 6 – пегматит блоковый.

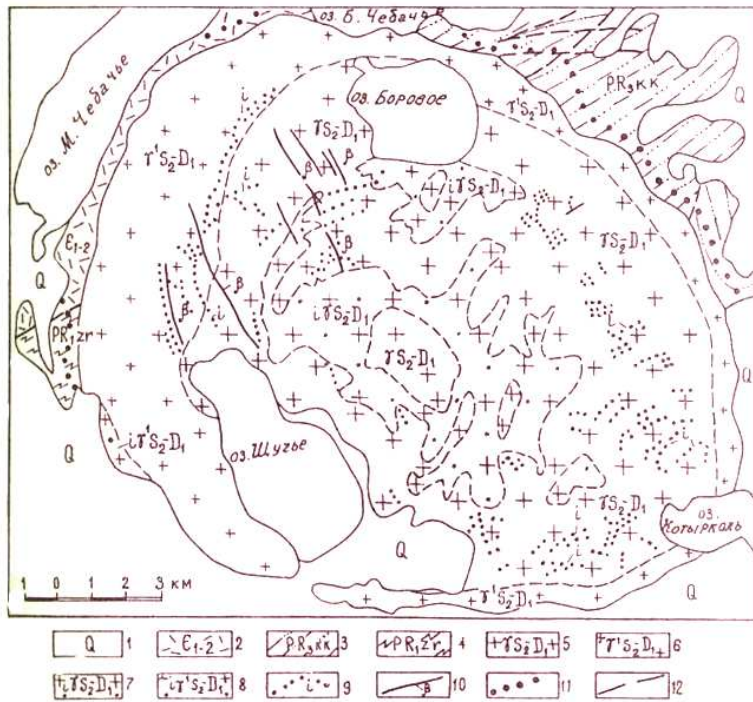


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Боровского гранитного массива (по Г.Н. Байдошвили, А.М. Подольскому, В.И. Серыху с уточнениями и дополнениями автора). Условные обозначения: 1-4 – стратифицированные толщи вмещающей рамы: 1 – четвертичные отложения, 2 – кислые вулканы никольско-бурлукской серии ϵ_{1-2} , 3 – кварцевые песчаники кокчетавской свиты R_3 , 4 – гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты зерендинской серии PR_1 ; 5-10 – интрузивные породы: 5 – граниты биотитовые средне- и крупнозернистые (фация ядра), 6 – граниты роговообманково-биотитовые мелко- и среднезернистые (фация эндоконтакта), 7 – аплитовидные граниты роговообманково-биотитовые, связанные с гранитами фашия эндоконтакта, 9 – дайки аплитов и аплитовидных гранитов, 10 – дайки диабазов «второго этапа»; 11 – границы контактового ореола, 12 – разрывные нарушения.

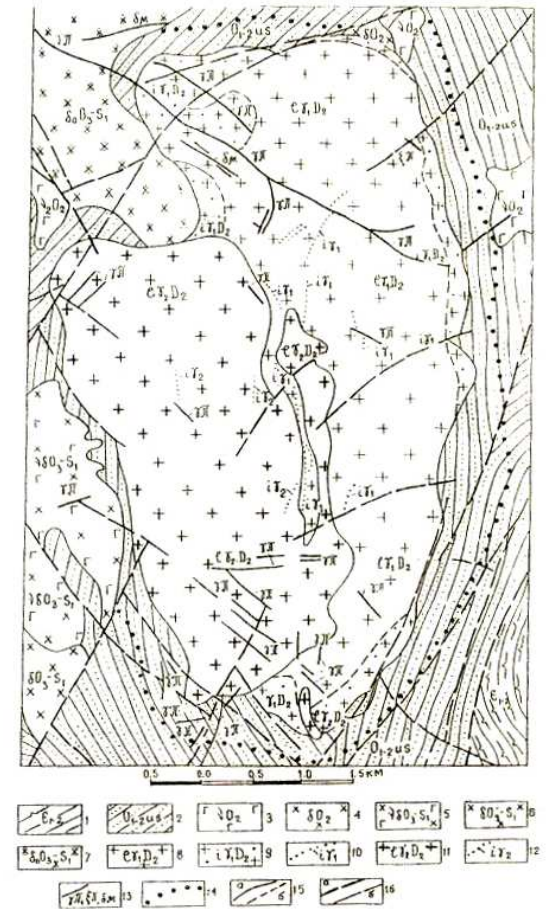


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Карабулакского массива лейкогранитов (по Э.М. Спиридонову и др. с уточнениями и дополнениями автора). Условные обозначения: 1 – метаморфизованные вулканы ϵ_{1-2} , 2 – терригенные отложения уштоганской серии O_{1-2} , 3-4 – интрузивные породы куртуркульского комплекса O_2 (3-габбро, 4 – диориты), 5-7 – интрузивные породы крыккудуукского комплекса O_3-S_1 (5 – габброиды, 6 – диориты, 7 – кварцевые диориты), 8-12 – интрузивные породы дальненского комплекса D_2 (8-10 – главная интрузивная фаза: 8 – лейкограниты среднезернистые, 9 – аплитовидные граниты, 10 – аплиты; 11-12 – дополнительный интрузив: 11 – лейкограниты мелко- среднезернистые, 12 – аплиты), 13 – дайки гранит-порфиров, сиенит-порфиров «второго этапа», 14 – границы контактового ореола, 15 – интрузивные контакты (а) и постепенные переходы (б), 16 – разрывные нарушения крупные (а) и второстепенные (б).

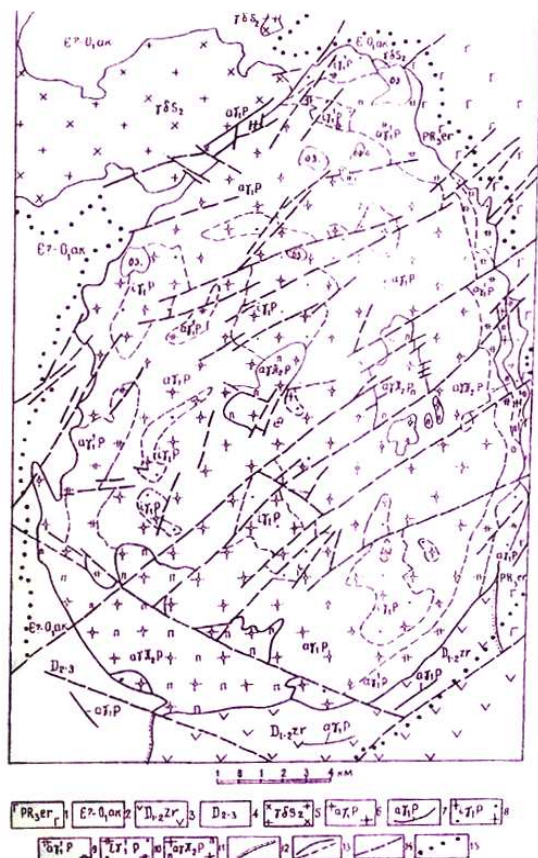


Рис. 4. Схематическая геологическая карта массива Большой Койтас (по Н.И. Евсеевко и др., В.М. Серегину и др., Л.И. Симоновой с уточнениями и добавлениями автора). Условные обозначения: 1 – основные вулканиты ерментауской серии PR₃, 2 – кремнистые породы акдымской серии E-O₁, 3 – вулканиты жарсорской свиты D₁₋₁, 4 – красноцветные конгломераты и песчаники D₂₋₃, 5 – гранодиориты сангасынского комплекса S₂, 6-11 – гранитные породы койтасского комплекса P (6-10 – главная интрузивная фаза: 6 - аляскиты биотитовые средне- и крупнозернистые главной фации, 7 – аляскиты биотитовые мелко- среднезернистые порфиroidные дайкообразных тел в породах вмещающей рамы, 8 – аплитовидные граниты биотитовые, 9 - арфведсонит-эгириновые аляскиты фации эндоконтакта, 10 – аплитовидные граниты арфведсонит-аляскитовые; 11 – аляскит-порфиры дополнительного интрузива), 12 – стратиграфические контакты с угловым несогласием, 13 – интрузивные контакты и постепенные переходы, 14 – разрывные нарушения, 15 – границы контактового ореола.

наблюдаются на обладающем замечательной вертикальной обнаженностью Бектауатинском гранитном массиве в Северном Прибалхашье (Центральный Казахстан).

Более редки штокообразные и куполовидные тела аплитовых пород, описанные А.И. Захарченко [7] (рис. 6) в гранитных массивах Акчатау, Аиртау (Центральный Казахстан) и др.; наблюдения А.И. Захарченко на Акчатауском массиве повторены и подтверждены нами. Эти тела имеют размеры в десятки метров, обладают близкой к изометрической в плане формой и отличаются замкнутым характером - подводящих каналов к ним не обнаружено. Пространственно эти тела приурочиваются к куполовидным изгибам “пластовых” трещин отдельности. В.С. Дмитриевский [5] описал в некоторых гранитных массивах Центрального Казахстана трубообразные и более сложной формы тела аплитовых пород, также имеющие замкнутый характер.

В ряде гранитных массивов - Баянаульском в Центральном Казахстане [16], Мийкинском в Северном Улытау [2], в Кызылтуском в Костанайском Зауралье [9, 10] и др. - выявлены весьма неправильной формы участки с размером в плане иногда до 1 x 0,5 км, в которых граниты очень неравномерно “пропитаны” интерстиционным аплитовым материалом; с увеличением в породе количества последнего он обособляется с образованием нерезко ограниченных полос, линзочек и прожилков. Переходы этих участков во вмещающие гранитоиды совершенно постепенные. В.К. Монич [16] подчеркивает отсутствие всякой связи этих участков с подводящими каналами - дайками или крупными залежами.

Изложенное выше показывает, что тела аплитовых пород не выходят за пределы гранитных массивов. Эти данные входят в противоречие с тезисом А.Н. Заварицкого [6], который писал: “Аплитовые жилы пересекают граниты, но иногда также выходят, иногда непрерывно продолжают, из этих гранитов в боковые породы”.

Положение о непрерывном переходе аплитовых даек из материнских гранитов во вмещающие породы представляется нам недоказанным. Во всех случаях, которые нам удалось наблюдать, аплитовые дайки располагаются внутри массивов. В тех крайне редких случаях, когда аплиты располагаются во вмещающих породах (Жукейский массив в Северном Казахстане) они ориентированы параллельно контактам массивов и нигде не пересекают их. В доступной нам литературе также не удалось обнаружить документированных примеров переходов аплитовых даек из гранитов в боковые породы.

С другой стороны, в литературе описано несколько примеров, когда апофизы гранитных массивов с удалением от них переходят в мелкозернистые аплитовые породы. Г.Б. Ферштатер и Н.С. Бородина [19] описали в восточной части Кайрактинского массива на Урале 80

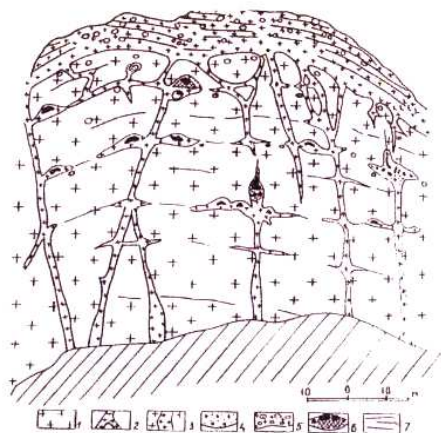


Рис. 5. Боровской гранитный массив. Зарисовка части обрыва на восточном склоне г.Синюхи (по А.И. Захарченко, 1968). Сочленения пласто- и дайкообразных тел аплитов, связанных с контракционными трещинами отдельности. Условные обозначения: 1 – вмещающие крупнозернистые граниты, 2 – аплиты, 3 – аплитовидные граниты, 4 – аплиты грейзенированные, 5 – миаролы в аплитах и аплитовидных гранитах, 6 – пегматитовые выделения, 7 – контракционные трещины отдельности.

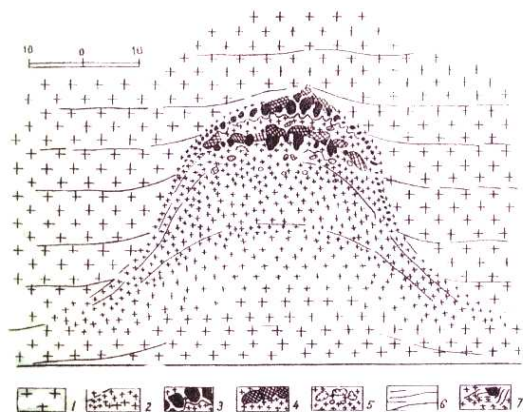


Рис. 6. Куполовидное тело аплитов и аплитовидных гранитов в гранитном массиве Акчатау (по А.И. Захарченко, 1968). Куполовидное тело приурочивается к локальному купольному изгибу «пластовых» трещин отдельности. Условные обозначения: 1 – вмещающие крупно-среднезернистые граниты, 2 – аплиты и аплитовидные граниты, 3 – пегматитовые обособления и блоки кварца, 4 – то же полевых шпатов, 5 – миаролы в аплитах и аплитовидных гранитах, 6 – контракционные трещины отдельности, 7 – аплиты с полосчатой текстурой.

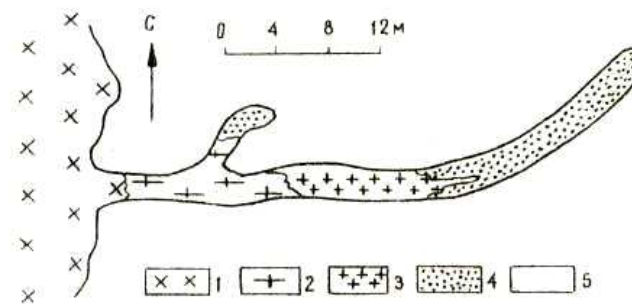


Рис. 7. Строение апофизы в восточном экзоконтакте Кайрактинского массива (по Г.Б. Ферштатеру и Н.С. Бородиной, 1975). Условные обозначения: 1 – адамелиты биотит-роговообманковые, 2 – граниты биотитовые, 3 – лейкограниты, 4 – аплит-пегматиты, 5 – вмещающие эффузивы.

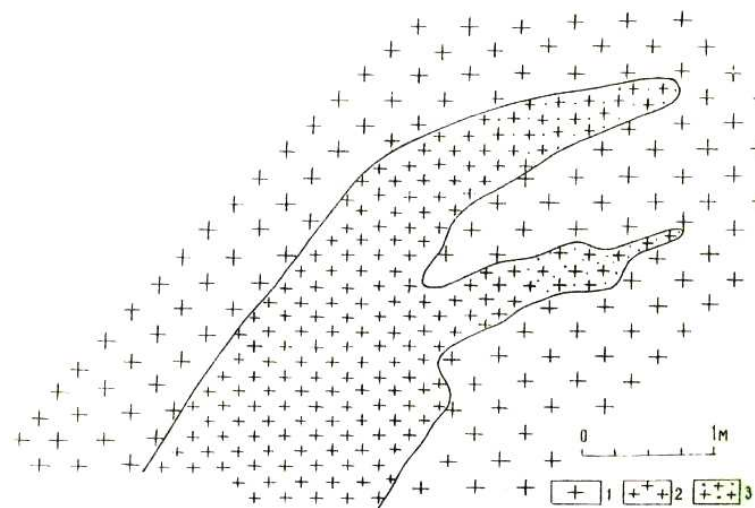


Рис. 8. Джабык-Карагайский гранитный массив. Зарисовка стенки каменного карьера на ст. Джабык (по Г.Б. Ферштатеру и Н.С. Бородиной, 1975). Локализация аплитов на окончании дайки мелкозернистых гранитов в среднезернистых. Условные обозначения: 1 – граниты среднезернистые, 2 – граниты мелкозернистые, 3 – аплиты.

апофизу (рис. 7) длиной около 40 м при мощности 2-3 м, которая вблизи устья сложена порфирированными адамеллитами, в двух метрах от устья они сменяются среднезернистыми гранитами, последние через 10 м переходят в мелкозернистые граниты и еще через 10 м в неравномернозернистые аплит-пегматиты. Развитие аплитовых пород в окончаниях дайкообразных тел аплитов отмечается этими авторами также в Джабык-Карагайском массиве на Южном Урале (рис. 8). Похожий случай описан В.В. Потапьевым на примере Кольванского массива (Горный Алтай), сложенные гранитами апофизы массива с удалением от их начала приобретают вид аплитов.

Контактные соотношения аплитов и гранитов.

В соответствии с классическими представлениями об инъекционной природе тел аплитовых пород в гранитных массивах, эти тела должны иметь резкие, интрузивные контакты с вмещающими гранолитами. Резкие на первый взгляд контакты аплитовых пород встречаются достаточно часто, хотя при этом большинство исследователей подчеркивает отсутствие у них зон закалки, объясняемое внедрением остаточной аплитовой магмы в еще не остывшие вмещающие граниты.

Вместе с тем, от внимательного взгляда многих исследователей не ускользнули очень часто наблюдающиеся в гранитных массивах случаи постепенных переходов аплитовых пород во вмещающие гранолиты. Впервые такие соотношения были отмечены Е.В. Шевченко и Г.Д. Зиновьевым. А.Н. Заварицкий [6], один из основателей классических представлений об инъекционной природе гранитовых аплитов, отмечает, что “иногда у контакта в тонкозернистой породе встречаются зерна минералов из соседней среднезернистой, как бы оторванные от нее, а с другой стороны, мелкие зернышки минералов, так же как слагающие аплитовидную разновидность, развиваются между зернами в более крупнозернистой породе”. В этой единственной фразе очень тонко показана картина взаимоотношений пород, более подробно рассматриваемая ниже.

Первые наиболее обстоятельные описания контактных соотношений аплитов с вмещающими их гранитами приводятся в работе В.С. Дмитриевского [5]. Эта же работа послужила отправной точкой для многолетних дискуссий по проблеме петрогенезиса аплитов. Позднее постепенные переходы аплитов в гранолиты с различной степенью детальности и на примерах самых разных регионов описывались Н.Ф. Аникеевой, К.Д. Боконбаевым и В.А. Ставинским, Г.А. Валуй, Н.С. Вартановой и др., И.И. Вишневской, А.И. Захарченко, А.Н. Лукашевым и др., Р.Н. Мальковой, Ю.П. Мироновым, В.К. Моничем,

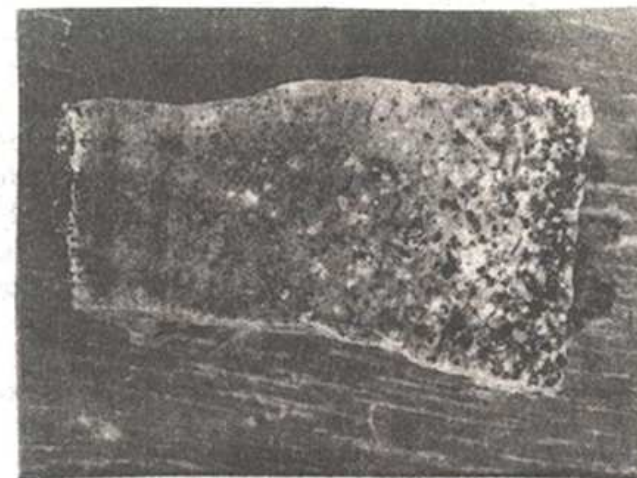


Рис. 9. Постепенный взаимопереход гранитов и аплитов (Боровской массив).



Рис. 10. Гранит с интерстиционным аплитовым материалом. Увел. 6, ник. +.

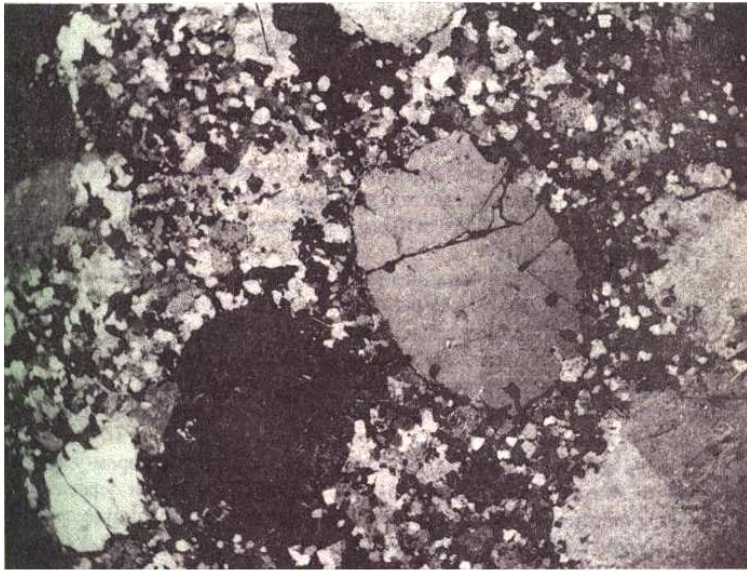


Рис. 11. Аплитовидный гранит с разобщенными реликтовыми вкрапленниками (Боровской массив). Увел. 6, ник.+.

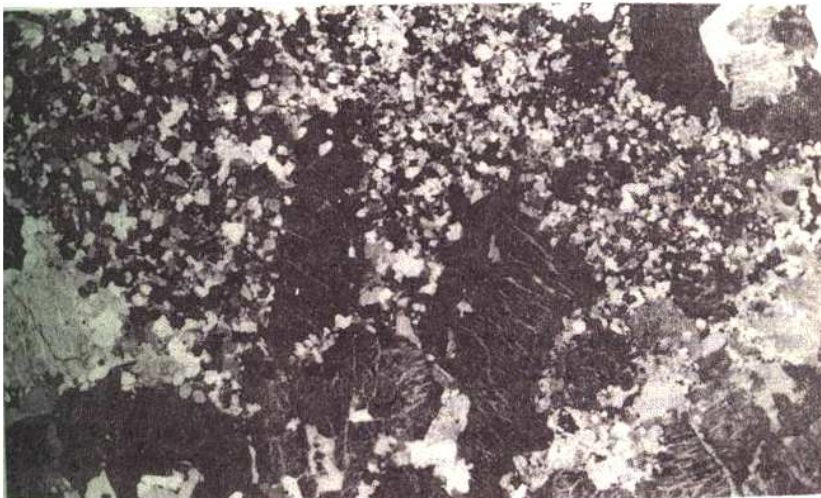


Рис. 12. Контакт аплита и гранита, крупные зерна минералов гранита далеко выступают в сторону аплита (Боровской массив). Увел. 6, ник.+.

А.П. Никольским, М.А. Осиповым, М.М. Повилайтис, В.В. Потапьевым, А.Ф. Свириденко, Г.Б. Ферштатером и Н.С. Бородиной и др.

Наши наблюдения подтвердили и уточнили данные перечисленных авторов и показали, что постепенные переходы аплитов и гранолитов во всех изученных случаях имеют достаточно однообразный, однотипный характер.

Граница между аплитами и гранолитами нередко бывает совершенно постепенной, размытой (рис. 9). Гораздо чаще, однако, можно наблюдать сравнительно резкую границу двух пород, но, как правило, почти повсеместно видно, что мелкозернистый аплитовый материал проникает по межзерновым границам в гранолит, а реликты последнего сохраняются в мелкозернистой массе аплита по другую сторону контакта.

Наблюдения в шлифах показывают, что на некотором удалении от контакта в гранитах появляются тонкие цепочки зернышек кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата аплитовой размерности, приуроченные к стыкам зерен минералов гранита (рис.10). Увеличиваясь в количестве, интерстиционный аплитовый материал корродирует и замещает с краев и вдоль трещин крупные зерна породообразующих минералов, последние разобщаются и приобретают характер вкрапленников, погруженных в аплитовую основную массу. Количество аплитового материала в направлении тела аплитов увеличивается постепенно, а вдоль нечетко выраженной линии контакта - скачком. По другую сторону контакта, где аплитовая масса уже количественно преобладает, крупные зерна минералов вмещающего гранита образуют (рис. 11) неравномерно распределенные вкрапленники. Очень часто наблюдаются сростки этих зерен образующие "пятна" неправильной формы и представляющие собой, по существу, мелкие фрагменты вмещающей гранитной породы. Часто вкрапленники кварца и полевых шпатов, неравномерно распределяясь в аплитовой массе, обуславливают возникновение параллельной контакту полосчатости, вызванной то большим, то меньшим количеством таких вкрапленников. Мощности таких полос составляют несколько см, количество их достигает 3-4 и больше. Отдельные полосы, обогащенные вкрапленниками кварца и полевых шпатов, могут встречаться и в удалении от контакта иногда на несколько метров.

В сравнительно маломощных аплитовых телах описываемые вкрапленники исчезают в удалении 10-20 см от контакта, в мощных пластообразных залежах они часто прослеживаются на несколько метров, иногда на десятки метров.

Важно подчеркнуть, что переходы гранолитов в аплиты с постепенным уменьшением зернистости никогда не встречаются, всегда имеет место наличие двух резко различных по размерности фракций

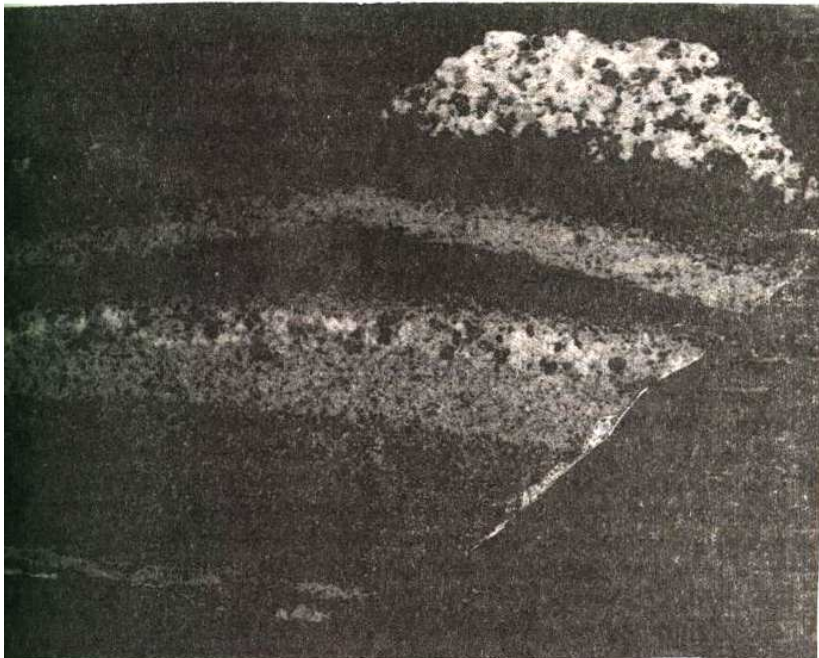


Рис. 13. Меланократовая оторочка висячего бока пластообразного тела аплитовидных гранитов Карабулакского массива. Уменьшено в 1,6 раза.

минеральных зерен, находящихся в разных количественных соотношениях друг с другом.

Наши наблюдения в Кзылтуском гранитном массиве в Кустанайском Зауралье [9, 10] и Ю.П. Миронова [15] в массивах Восточного Забайкалья показали, что если описанный характер “аплитизации” гранитов развивается в породах с директивной текстурой, то в образующихся массивных аплитах реликтовые чешуйки биотита сохраняют однообразную параллельную ориентировку, свойственную вмещающей породе.

Маломощные аплитовые дайки чаще обладают резкими контактами, но и эти контакты нельзя отнести к разряду интрузивных, так как линия контакта не срезает зерен минералов вмещающего гранита, а в виде зубчатой линии проходит по их естественным ограничениям. Нередко в контакте аплитов и гранитов можно видеть кристаллы полевых шпатов, принадлежащие одновременно обеим породам (рис. 12) (так называемые кристаллы - “всадники” [14]).

М.М. Повилайтис [17] описала в гранитном массиве Куу (Центральный Казахстан) дайку мелкозернистых аплитовидных гранитов, залегающую в крупнозернистом граните и пересекающую зоны амазонитизированного гранита и кварцевые прожилки, сопровождающиеся оторочками грейзенов. При этом расположение соответствующих прожилков и зон измененного гранита по обе стороны дайки не обнаруживает смещений, неизбежных при раскрытии трещины. Контакты дайки резкие, но контуры их извилистые, причем извилины контактов по обе стороны дайки различны и не “вкладываются” друг в друга. Перечисленные и другие приводимые М.М. Повилайтис факты однозначно указывают на формирование дайки аплитов без приоткрывания трещины, то есть в результате замещения вмещающих, в том числе и гидротермально измененных пород. Аналогичные соотношения ранее описывались Б.Кингом, Х.М. Абдуллаевым и др.

Приведенный материал показывает, таким образом, что между аплитами и вмещающими их гранолитами имеют место постепенные взаимопереходы, а не интрузивные контакты.

Меланократовые оторочки тел аплитовых пород.

В контактах пластообразных залежей и даек аплитов и аплитовидных гранитов иногда встречаются меланократовые оторочки, содержащие повышенные количества биотита, иногда роговой обманки и магнетита. Нами такие образования встречены в Карабулакском, Западно-Майкольском, Акчатауском и Боровском массивах. Упоминания об этих оригинальных образованиях имеются в работах Г.Д. Зиновьева, М.М. Повилайтис, А.И. Захарченко, А.Н. Лукашева и др., Е.В. Негрей, Р.Н. Мальковой; более обстоятельно они описаны Г.А. Валуи [1] и Ю.П. Мироновым [15].

В Карабулакском массиве меланократовые полосы отмечены в эндоконтактных зонах пластообразных тел аплитовидных гранитов. Полосы со стороны контакта с вмещающими гранитами имеют резкие, прямолинейные границы и неровные, расплывчатые - с внутренней стороны. Количество биотита увеличивается в направлении основания полос. Нередко можно видеть серии таких полос, ритмично перемежающихся с лейкократовой породой (рис. 13). Меланократовые оторочки отмечены как в лежачем, так и в висячем боках залежей. Характер пластинок биотита свидетельствует о его наложенном характере. Подобные же оторочки встречены в висячем боку пластообразной залежи аплитов в Западно-Майкольском массиве.

В Акчатауском и Западно-Майкольском массивах обогащенные биотитом каймы шириной 1 - 3 см сопровождают жильные тела аплитов, причем биотитом обогащены как эндоконтакты жил, так и

прилегающие среднезернистые граниты.

Ю.П. Миронов [15] на примере Карачачинского массива в Восточном Забайкалье показал, что мощные зоны “аплитизации” гранитов сопровождаются оторочками фемического материала, представленными панидиоморфнозернистыми горнблендитами, то есть скоплениями идиоморфных призматических кристаллов роговой обманки. Существование таких кайм рассматривается как свидетельство наложенного характера “аплитизации”, ибо каймы амфиболизации могли возникнуть только в твердой среде. Последнее доказывается, в частности, тем, что с внешней стороны зон “аплитизации” мегакристаллы калишпата вмещающих порфировидных гранитов “присыпаны” мелкими призматическими кристаллами роговой обманки, причем эти оторочки фемического материала наблюдаются лишь со стороны зоны “аплитизации”. Асимметрию в расположении оторочек Ю.П. Миронов объясняет выносом фемических компонентов из зоны аплитизации, мегакристаллы калишпата служили экранами на пути движения растворов, поэтому на них возникли асимметричные амфиболовые каймы. Таким образом, амфиболизация является комплементарной в пространстве к процессу “аплитизации” гранитоидов, сопровождающейся лейкократизацией новообразованной породы.

Г.А. Валуй [1] приводит многочисленные примеры меланократовых оторочек вокруг тел аплитовых пород в гранитных массивах Сихотэ-Алиня (Приморье). Зоны обогащения темноцветными минералами в виде серий гнезд и полос приурочиваются к эндо- и экзоконтактам тел аплитовых пород, следуя точно вдоль контакта. В некоторых случаях отмечается ритмичная полосчатость, представленная частой перемежаемостью гранитов и полос обогащения темноцветными минералами (биотитом, роговой обманкой, магнетитом). Меланократовые полосы имеют мощности 1 - 5 см, следуют параллельно друг другу и отстоят одна от другой на 2 - 15 см. В средней части зоны ритмичной полосчатости количество темноцветных минералов увеличивается к центру полосы, тогда как в верхней части нарастание темноцветных минералов происходит постепенно вверх, а в нижней части - вниз. Содержание темноцветных в меланократовых полосах достигает 9 - 21%. Иногда гнезда и полосы обогащенных темноцветными минералами развиваются внутри тел аплитовых пород, пересекая их и ориентируясь почти перпендикулярно контактам.

Э. Раген [18, стр. 18] указывает: “Перигранитные аплиты и пегматиты часто сопровождаются плотной каймой биотита, которая в малом масштабе представляет собой весьма обычный тип основного фронта”.

Возрастные взаимоотношения аплитовых пород.

Классическая модель строения аллохтонных гранитных плутонов, разработанная В.С. Коптевым-Дворниковым [11 и др.], предполагает следующую последовательность их формирования: граниты главной интрузивной фазы → граниты дополнительных интрузивов → дайки “первого этапа” (аплиты, пегматиты) → гидротермалиты (апограниты, грейзены, кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы и т.д.) → дайки “второго этапа”.

Анализ внутреннего строения изученных нами гранитных массивов (рис. 2-4 и др.), а также данные В.И. Серыха (1971 г.), Г.Б. Ферштатера и Н.С. Бородиной [19] и др. показывают, что граниты каждой интрузивной фазы (главной и “дополнительной”) сопровождаются “своими” аплитами, унаследующими специфику состава и структур тур вмещающих гранолитов и, как показано, имеющие с последними контакты замещения. В ряде случаев (Акчатауский, Карабулакский,

Макинский, Южно-Алакольский массивы) можно наблюдать (рис. 3), что аплитовые тела, развитые среди гранитов главной фазы, пересекаются гранитами “дополнительных” интрузивов. С другой стороны, тела аплитовых пород, развитые среди последних, никогда не выходят за их пределы в граниты главной фазы.

Аплиты и аплитовидные граниты формировались после полной раскристаллизации вмещающих гранитов и возникновения в них эндокинетической трещиноватости, что вытекает из отчетливой и повсеместной приуроченности этих пород к последней.

По отношению к пегматитам и редкометалльным гидротермалитам подавляющая часть аплитовых пород - более ранние образования, они повсеместно подвергаются наложенным постмагматическим изменениям (альбитизации, грейзенизации и т.д.).

Тела аплитов и аплитовидных гранитов нередко пересекаются дайками “второго этапа”. Примеры таких соотношений мы наблюдали в Боровском массиве (рис. 2), где аплитовидные граниты пресекаются дайками диабазов; в Карабулакском массиве (рис. 3) аплитовидные граниты секутся дайками гранит-порфиров и т.д.

Вместе с тем, в литературе описаны достоверные случаи пресечения даек аплитов и пегматитов, установленные В.В. Гордиенко, А.И. Захарченко, Б.В. Чесноковым. Маломощные аплитовые жилки пересекают как аплит-пегматитовую оторочку пегматитового тела, так и зоны письменного гранита и осевые мономинеральные зоны микроклина и кварца. В.В. Гордиенко [3, 4], описавший “вторичные аплиты” в пегматитах Кольского п-ова, отметил, что они связаны с участками механических деформаций пегматитов.

В литературе имеются довольно многочисленные указания (Х.М. Абдуллаев, А.Г. Гокоев, А.И. Ежов, М.М. Повилайтис, Э. Раген, Г.Н. Щерба, J.G. Dennis, B.C. King и т.д.) на факты пересечения аплитовыми дайками гидротермалитов, в частности, грейзенов и кварцевых жил. Тем не менее, такие соотношения в целом являются большой редкостью. Э. Раген [18, стр.122] по этому поводу пишет следующее: "Однако кварцы, в которых компенсируется и кристаллизуется большинство пневматолитовых минералов... соответствует относительно поздним фазам, за которыми только в исключительных случаях (разрядка наша - А.И.) следуют конечные проявления аплитов и пегматитов". Следует указать, что в обширной литературе по гранитным массивам Центрального Казахстана вполне достоверные сведения о рассматриваемых соотношениях имеются лишь для единственного массива Куу. Частые упоминания в статьях различных авторов об этом крайне интересном, но единственном факте могут создать впечатление о заурядности таких явлений. На самом же деле такие случаи являются единичными, "экзотическими".

Из приведенного материала видно, что в строении гранитных массивов достаточно уверенно и обоснованно выделяются три генерации аплитовидных гранитов и аплитов: первая и вторая, сопровождающие, соответственно, граниты главной интрузивной фазы и граниты "дополнительных" интрузивов, более ранние по отношению к пегматитам и гидротермалитам, и третья, дайки которой пересекают пегматиты, грейзены, кварцевые жилы. Первые две генерации встречаются практически повсеместно, третья является большой редкостью.

ВЫВОДЫ

1. Аплитовые породы, широко распространенные в аллохтонных гранитных массивах, в своей главной массе залегают непосредственно в сопровождаемых ими материнских гранитах, обнаруживая общие с ними специфические особенности состава. Очень редко встречающиеся аплитовые дайки в боковых породах гранитных массивов представляют собой измененные с краев апофизы материнских гранитов.

2. Среди тел аплитовых пород по объему первое место принадлежит субгоризонтальным пластообразным залежам, приконтактовым и внутриинтрузивным, часто многоярусным. Крутопадающие дайкообразные тела аплитов обычно являются собой "перемычки" пластообразных тел и синхронны с последними. Более редки куполовидные, штокообразные и другие замкнутые тела.

3. Пространственно тела аплитов и аплитовидных гранитов приурочиваются к апикальным, сводовым частям гранитных массивов. С глубиной количество их резко уменьшается, они выклиниваются, обнаруживая свой бескорневой характер.

4. Тела аплитовых пород конформны эндокинетической внутренней структуре гранитных массивов. Их контактовые поверхности, совпадающие с поверхностями эндокинетической трещиноватости гранитных массивов, всегда полого волнистые, иногда с более резкими куполовидными вздутиями. Замкнутые куполовидные и штокообразные тела аплитов связаны с купольными изгибами "пластовых" трещин отдельности.

5. Тела аплитовых пород часто обнаруживают постепенные переходы к вмещающим гранитам (аплитовидные граниты развиты в переходных зонах), контакты их относятся к типу замещения. Документированы случаи образования жильных тел аплитов и аплитовидных гранитов без признаков раскрытия трещин.

6. Аплитовые тела, пластообразные и жильные, нередко сопровождаются меланократовыми оторочками, обогащенными биотитом, роговой обманкой, иногда магнетитом. Меланократовые оторочки встречаются как в лежащем, так и в висячем боках этих тел. Темноцветные минералы меланократовых оторочек обнаруживают признаки образования в твердой среде, имея наложенный характер.

7. Граниты главной интрузивной фазы и "дополнительных" интрузивов сопровождаются "своими" аплитовыми породами. Аплиты формировались после полной раскристаллизации вмещающих их гранитов, но до пегматитов, гидротермалитов и даек "второго этапа". Изредка встречаются аплитовые дайки, пересекающие тела более ранних аплитовых пород, пегматитов и даже грейзенов и других гидротермалитов.

Литература

1. Валуй Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. М.: Наука, 1979.

2. Вишневская И.И. Новые данные о происхождении аплитов Мийкинского гранитного массива (Центральный Казахстан) // Изв. вузов. Геол. и разв. 1967. № 8. с. 41- 48.

3. Гордиенко В.В. Особый тип перекристаллизации в пегматитах // Матер. по минерал. Кольского п-ова. Т1. Апатиты: Кольск. ФАН СССР, 1959.

4. Гордиенко В.В. К вопросу о процессах перекристаллизации в пегматитах // Зап. Всес. минер. о-ва. 1962. Ч.91. Вып 6. С. 700-711.

5. Дмитриевский В.С. К вопросу о формировании некоторых молодых гранитов Центрального Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 3. С. 47-70.

6. Заварицкий А.Н. Граниты и аплиты // Зап. Всес. минер. о-ва. 1950. Ч.79. Вып. 2. С.81 - 85.

7. Захарченко А.И. О природе гранит- аплитов, аплитов и аплитовидных зон пегматитов (и об их значении как образованиях промежуточных между гранитами, с одной стороны, и пегматитами и кварцеворудными жилами - с другой) // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 162. Вып.1. Л.: 1968. С 5 - 59.

8. Зиновьев Г.Д. Коунрадский гранитный массив // Гранитные интрузии Казахстана. Алма - Ата: АН КазССР, 1948.

9. Ивлев А.И. О происхождении аплитов Кзылтуского гранитного массива в Зауралье // Геология и геофизика. 1970. № 10 .С. 140- 143.

10. Ивлев А.И., Михайлов А.К. Позднегерцинские лейкократовые граниты Кзылтуского массива // Геол. и полезн. ископ. Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т.153. Л.: 1971. С. 99 - 113.

11. Коптев - Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 4. С. 63 - 80.

12. Кузнецов Ю.А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел // Геология и геофизика. 1966 . № 6. С. 3 - 15.

13. Марин Ю.Б., Эфрос Б.Д. О жильных гранитах и пегматитах Боровского массива // Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л.: Наука, 1973. С. 93 - 104.

14. Менерт К. Новое о проблеме гранита. М.: ИЛ, 1963. 327 с.

15. Миронов Ю.П. Теоретико-множественные модели гранитоидов (Восточное Забайкалье). М.: Наука, 1975. 227 с.

16. Монич В.К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма- Ата: 1957. 523 с.

17. Повилайтис М.М. К истории формирования гранитного массива Куу в Центральном Казахстане и связанного с ним вольфрамового оруденения // Геол. рудн. Месторожд. 1964. № 5. С. 40 - 56.

18. Раген Э. Геология гранита. М.: Недра, 1979. 327 с.

19. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.

20. Штейнберг Д.С., Фельдман В.И. Структуры и текстуры // Петрография, ч.1. М.: МГУ, 1976. С. 121- 149.

© С.С.Цюцкий

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СИСТЕМАТИКИ И ЭВОЛЮЦИИ ГРАНИТОИДОВ

(Представлена проф. М.С.Рапопортом)

Последовательность кристаллизации темноцветных минералов в магматических процессах образует прерывистый реакционный ряд оливин → пироксены → амфиболы → биотиты → мусковиты, известный как ряд Боуэна. Первые члены этого ряда характерны в основном для габбровых магм, амфиболы, биотиты и мусковиты – для гранитоидных. Указанная последовательность кристаллизации минералов должна, казалось бы, лечь в основу систематики гранитоидов, однако подавляющее большинство исследователей гранитоидов в основу классификации вкладывает петрологические принципы – изменение содержаний окислов, элементов, их характеристических или индикаторных отношений в породе или в отдельных минералах. Минералогические же критерии используются гораздо реже – обычно во внимание принимается лишь акцессорная минерализация, хотя общеизвестно, что химизм пород определяется их минеральным составом. Попытки изучения динамики образования магматических пород на основе их минерального состава, проведенные некоторыми исследователями (Соловьев, 1972), подтвердили правильность выводов О.Боуэна и показали в целом плодотворность такого подхода к изучению магматитов, а экспериментальные исследования по плавлению диоритовой и гранитной шихты (Файф и др., 1981; рис. 1) еще подтвердили последовательность кристаллизации минералов: амфиболы → биотиты → мусковиты.

На основе вышеприведенной последовательности кристаллизации минералов автором сделана попытка систематизации гранитоидов Северного и Приполярного Урала и выявления закономерностей их эволюции. Обработка 380 минералогических анализов гранитоидов 17 наиболее крупных массивов региона, расположенных в пределах наиболее древней структуры Урала – Центрально-Уральского поднятия, позволила достаточно уверенно выделить среди них 3 последовательные генетические серии (от ранней к поздней; табл. 1): амфиболовую, биотитовую и мусковитовую. Формирование каждой серии происходило в термодинамических условиях кристаллизации минерала, определяющего ее название. Естественно, что в каждой последующей

АО «Уралкварцсамоцветы», г.Екатеринбург

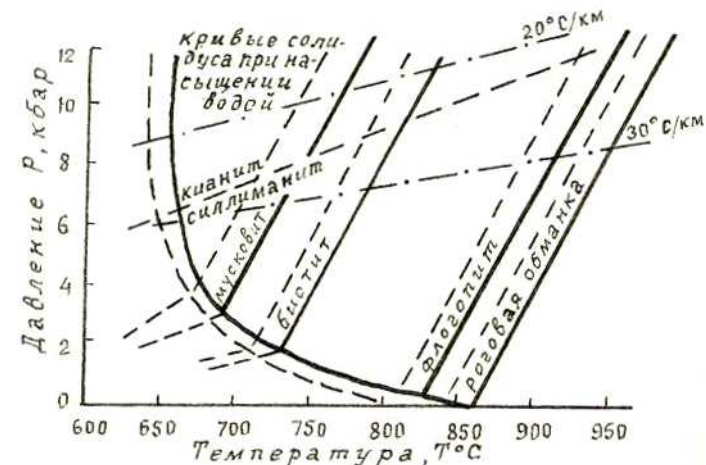


Рис. 1. Начало сухого плавления гранитной (пунктир) и диоритовой (сплошные линии) шихты, обусловленного разложением различных гидратированных фаз. (У.Файф и др., 1981).

Таблица 1
Основные характеристики генетических серий гранитоидов

Характеристики	Содержания, %			Рост содержаний в сериях 1-2-3
	Амфиболовая серия (1)	Биотитовая серия (2)	Мусковитовая серия (3)	
Кварц	21.00	28.00	36.00	----- >
Плагиоклаз	41.00	33.00	24.00	< -----
К-шпат	7.00	29.00	34.00	----- >
Амфибол	11.00	-	-	< -----
Биотит	14.00	10.00	2.00	----- >
Мусковит	-	-	4.00	< -----
SiO ₂	57/92	69/77	73/72	----- >
FeO+Fe ₂ O ₃	7.44	3.62	2.40	< -----
Легучие	2.40	1.33	1.06	< -----
Na ₂ O+K ₂ O	6.90	7.50	7.45	----- >
Na+K А (-----) Ca	2.03	12.31	13.47	----- >
Na+Ca В (-----) К	0.67	1.57	1.88	----- >

более низкотемпературной серии возможны и часто присутствуют более высокотемпературные минералы предшествующей серии, являющиеся здесь либо реликтовыми, либо парагенетическими (возникшими в условиях, близких к равновесным). Таким образом, каждая из серий является би- или полиминеральной, однако название ее определяется по присутствию наиболее низкотемпературного магматического минерала.

Правомерность выделения указанных генетических серий была проверена также по петрохимическим характеристикам гранитоидов (табл. 1) и по расчетам характеристик сравнительной основности гранитоидов на основе справочных данных по изобарно-изотермическим потенциалам ионов и соединений (Маракушев, 1976).

Результаты расчетов показали существенные различия выделенных по темноцветным минералам генетических серий гранитоидов как по петрохимическим данным, так и по характеристикам сравнительной основности и подтвердили правомерность систематики гранитоидов по минералогическим критериям.

В направлении от амфиболовой серии к мусковитовой наблюдается постепенная эволюция состава гранитоидов. В них возрастают содержания кварца, к-шпата, SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{R}_2\text{O}$, увеличиваются коэффициент щелочности (А), степень альбитизации (В) и уменьшаются содержания плагиоклаза, биотита, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, летучих компонентов. Амфиболы характерны лишь для первой серии, мусковиты – для третьей.

По характеристикам сравнительной основности, выделенным по величине ΔZ^0 1200, гранитоиды отчетливо делятся на 4 группы, последовательно сменяющие друг друга по мере снижения температуры: габбро-диориты и диориты (I), кварцевые диориты (II), гранодиориты и монзониты (III), граниты, аплиты и пегматиты (IV). Породы первой и второй групп основности отвечают в основном амфиболовой, второй и третьей – биотитовой, а третьей и четвертой – мусковитовой генетическим сериям. Сходная температурная последовательность кристаллизации гранитоидов на основе изотопного метода по паре минералов кварц-магнетит была определена Е.И.Донцовой (Гаврилин и др., 1972) для Сусанырского батолита: кварцевый диорит – 770^0 С; гранодиорит – 720^0 С; нормальный гранит – 680^0 С; лейкократовый гранит – 670^0 С.

Правомерность проведенной систематики гранитоидов по минералогическим критериям, а также изучение закономерностей их эволюции определялись и по индикаторным отношениям катионов в слюдах (биотитах и мусковитах) из различных генетических серий гранитоидов Урала (материалы Е.Н.Ушаковой, 1980).

В генетических сериях древних гранитоидов от амфиболовой

серии к мусковитовой и среди составляющих последней наблюдается достаточно четкая эволюция слюд. В составе биотитов и мусковитов древних гранитоидов Урала от первой серии к третьей уменьшаются индикаторные отношения: $\text{Si} : \text{Al} : \text{Mg} + \sum \text{Fe} : \text{Al}$; $\text{Na} + \text{K} : \text{Al}$ и увеличиваются отношения $\text{Si} : \text{Si} + \text{Mg} + \sum \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ti} \times 100\%$; $\text{Al} : \text{Al} + \text{Mg} + \sum \text{Fe} + \text{Si} \times 100\%$; $\text{Al} : \sum \text{Fe}$. Обратная зависимость наблюдается в отношениях $\text{Al} : \text{Li}$ и $\text{Mg} : \text{Li}$, которые уменьшаются от первой к третьей серии в биотитах и увеличиваются в мусковитах от двуслюдяных гранитоидов к чисто мусковитовым.

Проведенные исследования показали возможность и плодотворность систематики и изучения эволюции гранитоидов по определяющим темноцветным минералам.

Литература

- 1. Гаврилин Р.Д., Агафонцева Л.С., Девина О.А.** Геохимическая роль летучих в процессе гибридизма гранитоидных магм// Гранитизация, граниты и пегматиты: I-ый Межд.геохим.конгр., доклады, т.III, кн.2, М: 1972, С.250-260
- 2. Маракушев А.А.** Метод термодинамического расчета показателей основности горных пород и минералов//Бюл.МОИП, отд. геол., 1976, т. Li (I), С.5-24.
- 3. Соловьев С.П.** Динамика химизма магматических горных пород СССР//Магматические процессы: I-ый Межд.геохим. конгр., доклады, т.I, М: 1972, С.382-395.
- 4. Ушакова Е.Н.** Биотиты магматических пород., Новосибирск: Наука, 1980, С.120-247.
- 5. Файф У., Прайс Н., Томпсон А.** Флюиды в земной коре. М: Мир, 1981, С.218-226.

О ЗАВИСИМОСТИ ЭЛЕКТРОСОПРОТИВЛЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОСНОВНОГО СОСТАВА ОТ ИХ ВОЗРАСТА

Уже на первых стадиях проведения электроразведочных работ в Тургайском прогибе в конце 40-х - начале 50-х годов было замечено, что базальты триасового возраста в Убаганской зоне (Кушмурунский блок) характеризуются низким электросопротивлением. Этот неожиданный и весьма интересный факт имеет важное практическое значение.

Известно, что площади распространения вулканогенных образований основного состава в районе, как правило имеющих высокие магнитные свойства, хорошо картируются магнитометрией. Однако имеется немало случаев, когда базальты как триасового, так и других возрастов, являются практически немагнитными. В этих случаях их картирование затруднено. Поэтому предпринимались попытки картировать немагнитные разности базальтов в Убаганской зоне, контактирующие с также немагнитными, но обладающими высоким электросопротивлением эффузивами кислого состава, с помощью электроразведки (Еремеев и др., 1971г.).

Поскольку низкое электросопротивление, присущее базальтам триаса, не распространяется на аналогичные по составу образования других возрастов, возникла мысль проанализировать - не существует ли зависимости этого параметра от времени образования вулканогенных толщ основного состава. Очевидно, что установление такой зависимости способствовало бы решению очень важной и сложной проблемы - классификации и корреляции многочисленных базальтовых и андезибазальтовых толщ, сформировавшихся в районе в девонское, карбоновое, пермское и триасовое время.

Такая проблема в Тургайском прогибе до сих пор никем не рассматривалась. Не удалось обнаружить каких-либо публикаций на эту тему и по другим регионам. Некоторое, хотя и отдаленное сходство, имеют лишь исследования особенностей электросопротивления рудных зон и околорудного пространства на месторождениях полиметаллических руд Каратау и медистых песчаников Джезказгана, проводившиеся сотрудниками КазИМСа Д.Ш. Садыковым, М.М. Рахимбаевым и др. на рубеже 80-х - 90-х годов. Интересно отметить, что указанными авторами использовался термин "электролитология" геологической среды.

Руднинский индустриальный институт, г.Рудный

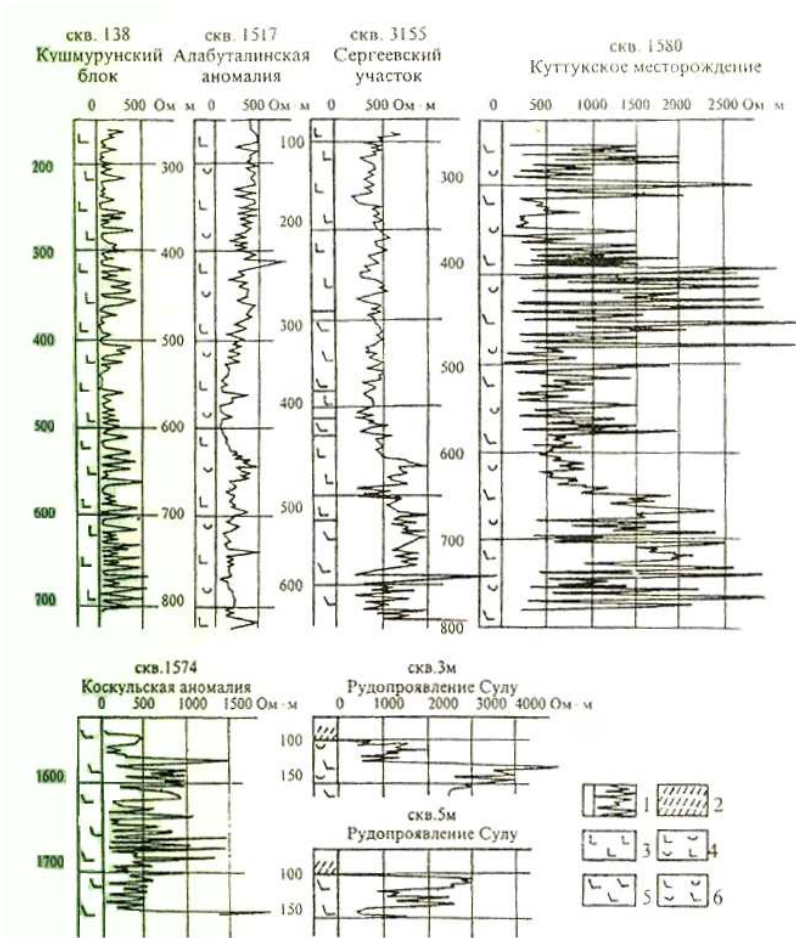
При решении поставленной задачи прежде всего возникает вопрос о наличии необходимого для выполнения намеченного анализа материала по электросопротивлению пород. Прямых данных об этом параметре по измерениям на образцах в районе нет. Однако имеется большое количество материалов по каротажу сопротивлений (КС). Очень важно то, что в отличие от других параметров данные по кажущемуся электросопротивлению (ρ_k) по КС достаточно хорошо сопоставимы между собой за почти 40 - летний период исследований в районе, т. к. с конца 50 - х - начала 60 - х годов до последнего времени измерения проводились одними и теми же зондами N 0,1 M 1,0 А. По мнению специалистов-каротажников, несмотря на отсутствие метрологической службы на протяжении длительного времени, погрешности в измерениях ρ_k в разные периоды в среднем не превышают 20%. Таким образом, данные ρ_k по КС представляют ценный и достаточно надежный материал для проведения анализа. Наиболее важны при этом материалы по глубоким скважинам, дающие сведения по невыветрелым породам. Предпочтение отдавалось также наиболее свежим материалам, полученным в последние годы.

Были собраны и подвергнуты анализу материалы по скважинам, вскрывшим достаточно большие интервалы вулканогенных пород, относимых к различным стратиграфическим подразделениям. Использованы данные по Качарско-Давыдовскому району, другим частям Валерьяновской зоны и нескольким скважинам в Убаганской зоне. Следует отметить большой разброс в масштабе записи кривых ρ_k , в связи с чем пришлось их предварительно приводить к одному масштабу, что оказалось делом достаточно трудоемким.

На рисунке приведены примеры диаграмм ρ_k по КС в вулканогенных толщах разного возраста. Проведенное сопоставление собранных материалов позволяет сделать следующие выводы:

1. Наблюдается большая разница ρ_k в толщах эффузивов основного состава, составляющая не менее двух порядков (от первых десятков до тысяч Ом·м). Наиболее низкие ρ_k имеют базальты триаса, наиболее высокие - андезибазальты сарбайской свиты нижнего карбона.

2. Между указанными крайними случаями намечается следующая тенденция. Относительно невысокими (первые сотни Ом·м) значениями ρ_k характеризуются вулканы викторовской (пермь) и кызылжарской (средний-верхний карбон) свит. Значения ρ_k в эффузивах куржункульской свиты (нижний карбон) наиболее неустойчивы. В среднем они выше, чем в эффузивах вышележащих свит, но ниже, чем в сарбайской.



Кривые ρ_k по КС (зонд N 0,1 M 1,0 A) в скважинах, вскрывших вулканогенные толщи Т, Р и С.

Скв. 138 - базальты туринской серии (T_{1-2}); скв. 1517 - базальты и туфы викторовской свиты (Pvk); скв.3155 - базальты и андезибазальты викторовской свиты (Pvk) до 525 м, андезибазальты кызылжарской свиты (C_{2-3kz}) ниже 525 м; скв.1580 - андезибазальты и туфы куржункульской свиты (C_{1kr}); скв.1574 - андезибазальты кызылжарской свиты (C_{2-3kz}); скв. 3м и 5м - андезибазальты и туфы сарбайской свиты (C_{1sr}).

1 - кривые ρ_k , 2 - кора выветривания, 3 - базальты, 4 - базальты и их туфы, 5 - андезибазальты, 6 - андезибазальты и их туфы.

3. Граница между кызылжарской и куржункульской свитами по значениям ρ_k фиксируется иногда достаточно четко. Возможно, тот факт в некоторых случаях имеет смысл использовать при решении спорных вопросов отнесения вулканогенных образований к одной из указанных свит.

Вполне очевидно, что приведенные выше данные и соображения следует считать предварительными, нуждающимися в дальнейшем изучении и уточнении. Вместе с тем рассмотренное направление поисков решения важного вопроса классификации вулканогенных образований представляется достаточно перспективным, т.к. имеется обширный фактический материал, пригодный для использования.

Важным и пока неясным является вопрос о геолого-физическом истолковании отмеченных особенностей ρ_k . Сейчас можно высказать лишь следующие соображения:

- Более низкие значения электросопротивления у наиболее молодых эффузивов основного состава по сравнению с вулканогенными образованиями иного состава объясняются сравнительно высоким содержанием в первых магнетита, являющегося хорошим проводником электрического тока.

- Высокие значения электросопротивления основных эффузивов более древних возрастов обусловлены, вероятно, произошедшими в них изменениями в результате метаморфизма и метасоматоза.

УРАЛЬСКИЕ ДЕМАНТОИДЫ: СООТНОШЕНИЕ ИЗВЕСТНЫХ И НОВЫХ ДАННЫХ

В начале XX века А.Е. Ферсманом на примерах уральских объектов подчеркивалось, что демантоид (ДМ) “должен считаться исключительно русским камнем и с ювелирной точки зрения рассматриваться как совершенно самостоятельный драгоценный камень”. К концу века, несмотря на выявление ДМ во многих регионах мира, уральские объекты остаются наиболее промышленно перспективными не только по прогнозным ресурсам и запасам, но и по наилучшим качествам кристаллосырья. Последние в значительной мере обусловлены относительно высоким содержанием пригодных для фасетной огранки камней с размерами бездефектных областей более 3х3х3 мм, что соответствует одному из основных параметров высшего сорта ДМ. (Ограниченный такой ДМ весом более одного карата по стоимости аналогично сопоставим с алмазом, сапфиром и изумрудом.)

Ценность ДМ существенно предопределяется его относительной редкостью для мирового рынка драгкамней, в т.ч. из-за неблагоприятных условий развития камнесамоцветной промышленности России и бывшего СССР в период с начала первой мировой войны и до настоящего времени. Несомненно, что как “первоклассный драгоценный камень” (Ферсман, 1920) в обозримое время ДМ будет продолжать привлекать внимание. Подтверждает это прогрессирующая за последнее десятилетие тенденция роста геологических, минералогических и геммотехнологических исследований уральских ДМ.

В основе такой тенденции - не получившие необходимого развития в связи с ситуацией распада СССР поисково-оценочные работы (ПОР) ПО “Уралкварцсамоцветы” на ДМ в пределах Каркодинского массива ультрамафитов (Сыркин, 1991, 1994) и научно-исследовательские работы ВНИИСИМСа по облагораживанию уральского корундового кристаллосырья (Крылова и др., 1991). В аспектах ДМ-проблематики работы по корундовой термохимии сыграли не меньшую роль, чем ПОР. В связи с вопросами лицензирования недропользования, инвестиционными программами и другими разными формами обнаружения фондовых материалов на сегодня достаточно разнообразно дополняются публикациями о уральских ДМ. Приводимые в этих работах и оригинальные данные по конкретным направлениям не

Уральская минералогическая ассоциация, г.Екатеринбург

согласуются между собой, иногда являются сенсационным, в совокупности изменяют традиционные представления о геологии, минералогии и перспективам рынка ДМ, в частности по отношению к работам А.Е.Ферсмана (1920-1922), Е.Я.Киевленко и Н.Н.Сенкевича (1982), Я.П.Самсонова и А.П.Туринге (1984), В.Шумана (1986), Б.Андерсона (1996).

Например, можно опровергнуть распространенное мнение (21), что промышленная значимость уральских ДМ исключительно определяется россыпными объектами. Парadoxально, что “лучшие ювелирные демантоиды, создавшие славу этому камню” (8) были добыты не из Полдневской россыпи (и на сегодня, вопреки полюбому (21) мнению, соответствующей месторождению с крупнейшими в мире запасами ДМ), а из коренных пород небольшого по объему старательского карьера у рч. Хризолитки (название “хризолит” так укоренилось, что А.Е.Ферсман сетовал по поводу невозможности исправить такую ошибку). Ошибка исправлена, но в отношении значимости коренных объектов ситуация повторилась через 70 лет: за последнее десятилетие основной объем российского ДМ все более соответствует коренному Каркодинскому объекту.

Если в отношении уральского ДМ на мировом рынке сегодня действительно “парадоксальная ситуация” (10), то она и в том, что при проведении ПОР в 1991 г. выявленное Каркодинское коренное проявление в последующем официально не тарифицировалось, хотя по фактическим параметрам состояния на 1994 г соответствовало месторождению и прав, например, Ю.С. Кропанцев (12, 13), так его называющий. Для конъюнктуры мирового рынка, для геммологической теории и практики важно акцентирование парадоксальности сложившейся ситуации (10). Но, в частности, для примера Каркодинского месторождения аналогичная ситуация в констатации (10), что по цвету и качеству каркодинские ДМ занимают последнее место по сравнению с ДМ Полдневской и Бобровской россыпей. Суть в том, что такой констатации одновременно соответствует вывод о необходимости облагораживания до 85-90 % каркодинского кристаллосырья без какой-либо оценки свойств конечных продуктов облагораживания; между тем последние практически на 100 % определяют объем рынка этих ДМ и, следовательно, именно они и подвергаются геммологической оценке.

А. Особенности геологии демантоида

На сегодня не существует разработанных моделей формирования ДМ- минерализации ни для уральских, ни для камчатских объектов. Но в обобщенных формулировках гидротермального происхождения ДМ и рудолокализирующей роли малоамплитудной трещинной тек-

тоники мнения практически однозначны. Также “не вызывает сомнения” (6), что источник главных для ДМ компонентов - Са и Fe - это клинопироксениты. По отношению к традиционно дискуссионным подобным геологическим реконструкциям такое “единодушие” может быть оценено как соответствующее природным факторам. Но речь идет о ДМ - минеральном сырье валютного эквивалента, на многие порядки менее распространенном, чем, например, золото, и запасы которого (как в коренных Хризолитовом и Каркодинском объектах) локализованы в объемах от нескольких тыс. м³ до первых сотен тыс. м³ максимум. Такие ничтожные объемы редкой в природе локализации промышленных концентраций ДМ несоизмеримы с площадями вмещающих их альпинотипных (Каркодинский, 20 км²) и концентрически-зональных - КЗУМ (5) - (Нижнетагильский, 50 км²) уральских ультрамафических массивов или Куюльского (350 км²) массива Камчатки. Уже только по этому вопросы специфики генезиса являются определяющими в разработке прогнозно-поисковых и оценочных критериев ДМ-минерализации и технологий промышленного освоения.

Для ДМ-минерализации Камчатки (16) и Урала (4-6) на сегодня достаточно разносторонне обосновываются положения о приуроченности ДМ-объектов к картируемым зонам полиэтапных динамотермальных преобразований ультрамафических субстратов. В более конкретной форме это разработано О.К.Ивановым для уральских объектов при обосновании генетической комплементарности ДМ (5) с брусит-магнетит-антигоритовыми серпентинитами - шурпихитами (4) - продуктами динамотермального метаморфизма. Важность подобного подхода требует не только констатации.

1. Шурпихиты (4-6) пространственно связаны с хризотилowymi и лизардитовыми серпентинитами, которые также являются продуктами линеаментного динамотермального метаморфизма. Следовательно, во-первых, в аспекте ДМ-минералообразования не является определяющим реконструируемый изохимический (4) характер процессов шурпихитизации, во-вторых, акцентирование изохимичности (при температурах 350-450⁰С, -(5) в условиях “привноса Н₂О и высокого рО₂”) и, что “неизохимические антигоритовые серпентиниты отличаются от шурпихитов только условиями интенсивного выноса Mg”, строго не отражает физико-химическую реальность процессов в соответствии с законом действующих масс и общим принципом открытости больших объемных природных систем.

2. Подчеркиваемая (6) реализация предвидения Н.К.Высоцкого (1913) о связи генезиса ДМ Нижнетагильского массива с фактором тектонического давления при констатации, что первые коренные проявления здесь были выявлены Ю.А.Глазковым именно в зоне развития

шурпихитов, не будет умалять ни прозорливости Н.К.Высоцкого, ни конструктивности подхода (6) в выделении шурпихитов как специфического аподунитового петрогенетического типа динамотермальных образований при учете отмечаемого (5) обстоятельства: зона шурпихитов в Нижнетагильском массиве пространственно сопряжена с зоной милонитизированных клинопироксенитов.

3. То есть, как, например, в случае с березитами и листовитами (в качестве продуктов единого процесса, но по разным эдуктам), так и здесь: рядом могут находиться шурпихиты и милонитизированные клинопироксениты, шурпихиты и (или) безбруситовые их аналоги (4) как продукты приразломных (в т.ч. приконтактовых) динамотермальных (не обязательно квазиизохимических) преобразований ультрамафических субстратов, не только дунитовых.

4. В такой интерпретации данных (4-6), действительно, может не вызывать сомнения, что источником главных компонентов ДМ являлись клинопироксениты. С другой стороны, в такой связи ДМ-минерализации с шурпихитами не являются противоречивыми обстоятельства локализации Полдневского месторождения ДМ вне их зоны в интенсивно дислоцированных и серпентинизированных диалягитах (9) и Каркодинского месторождения - по латерали - на значительно большем удалении от зоны шурпихитов в гиперинтенсивно дислоцированных антигоритовых серпентинитах.

5. Устанавливаемая закономерность (4-6) пространственной приуроченности всех уральских объектов к зонам интенсивной тектонизации и рекристаллизации ультрамафических субстратов КЗУМ (Нижнетагильский как генотип) и альпинотипных массивов (Верхнетагильский, Каркодинский как генотип) соответствует основному прогнозно-поисковому критерию для ДМ. Согласно известным материалам (16, 22) по Куюльскому массиву Камчатки подобная ситуация может быть реконструирована и для него, особенно для его приконтактовых зон и зон серпентинитового меланжа.

Специфика геологии камчатских и уральских объектов, в частности, Полдневского и (особенно) Каркодинского месторождений, не позволяют рассматривать охарактеризованную закономерность в качестве основы поисково-оценочных и оценочных критериев, то есть, эта закономерность неинформативна по собственно генетической компоненте. Формально это очевидно при сопоставлении спорадичности локализации и несопоставимой малоразмерности ДМ-объектов по отношению к распространенности шурпихитов и их аналогов. В Нижнетагильском массиве только шурпихиты по латерали имеют размерность 0.7x12.0 км; но даже такая небольшая площадь и соответствующий ей объем несопоставимы с малым объемом всех известных вместе взятых уральских ДМ-объектов. Если подобным образом сопо-

ставить валовые концентрации граната, то и в этом случае различия будут отчетливы. В частности, в Полдневском и Каркодинском месторождениях аномально высоким содержанием граната соответствуют гипервысокие валовые содержания собственно ДМ, на порядки большие по сравнению с промышленными, - речь идет о так называемой “ДМ-сыпучке” - с преобладающей величиной зерен менее 1.5 мм, ресурсы которой в Каркодинском месторождении измеряются тоннами.

В ответах на вопросы о специфике процесса и механизма его реализации при формировании спорадично-малых объемов высоких концентраций андрадита как основы любых поисково-оценочных критериев главное заключается в определении источника теплоносителя и характера его эволюционирования. В таком отношении прямые генетические связи ДМ-минерализации с площадными (линеamentными) продуктами динамотермальных преобразований ультрамафических субстратов гипотетичны. Для примера Нижнетагильского массива в соответствии с геологическими признаками обоснованное (5) положение, что офит-ДМ жилы формировались после шурпихитов в результате динамотермального минералообразования” требует уточнения только по формулировке “динамотермального” (поскольку, например, для ДМ Каркодинского месторождения - это в значительной мере типичные жилы выполнения). В обобщенной же формулировке принципиально незначимо имеет ли, в частности, сложонарушенная зона Каркодинского месторождения непосредственную связь с нижележащей (при амплитуде (6) до 100 м) зоной шарьирования (и шурпихитов), или является более локальной относительно самостоятельной зоной тектогенеза.

Согласно отсутствию прямых генетических связей ДМ-минерализации с шурпихитами и их аналогами также принципиально незначимо являются ли они энергетически самодостаточными системами в качестве “чистых примеров конструктивного динамотермального минералообразования” (4) при воздействии теплоты (4, 6) фрикционного эффекта. (Что касается почти столетней дискусионности в оценках кинетической роли последнего, представляется, что феномен такого эффекта как своеобразный “Internet Worm” не может быть активизирован без прямого содействия самого пользователя.) Важно, что -однозначно - по структурно-тектоническому и - неопределенно - по фациально-геохимическим факторам ДМ-минерализация предопределяется линеamentным динамотермальным петрогенезисом.

Другая основная часть признаков поля генезиса ДМ более ассоциативно разнообразна и полифункциональна, более причинно-следственно неоднозначна. Это сфера аспектов внешних по отношению к ультрамафическому субстрату инициаторов ДМ-генезиса. В основе ее – также геолого-петрологические данные, также требующие

не только перечисления.

1. В соответствии с анализом возможных причин отрицательных результатов оригинальных экспериментов по термоотжигу корундов, андрадитов и других природных оксидов и силикатов был сделан вывод о доминирующей роли в физико-химии структурных центров окраски минералов эффекта O_2-H_2 взаимодействия. При этом по тренду соотношений O_2/H_2 для ДМ-парагенезисов выявилось несоответствие экспериментальных данных обстановкам формирования серпентинитовых, в т.ч. шурпихитовых (4) парагенезисов в условиях высоко-го pO_2 .

2. Обстановки с высоким pO_2 соответствуют специфике состава ультрамафических субстратов (по сравнению с существенно алюмосиликатными, например, гранитогнейсовыми), предопределяющей высокую окислительную их способность для любых флюидов (и растворов) при фильтрационном эффекте взаимодействий субстрат + флюид. Но с спецификой таких взаимодействий не согласуются нередко фиксируемые признаки повышенных концентраций щелочей в ДМ-содержащих минеральных ассоциациях и соответствующей повышенной щелочно-метальности ДМ-формирующих гидротерм. В данном случае такая несогласованность не в самом факте повышенных содержаний щелочей, а в том, что ультрамафические субстраты не могут (!) пропускать содержащие их растворы, не взаимодействуя с ними при извлечении щелочей; массоперенос последних гидротермами может быть реализован только в последовательности насыщения ими среды инфильтрации (аналогично - в отношении Са).

3. В самих ДМ по немногочисленным данным фиксируемые содержания Na_2O (мас.%) составляют до 0.07 - в каркодинских (12), 0.11 - для ДМ-шифра полдневских (9), до 0.16 и до 0.59 K_2O - в куюльских (16). При сопоставлении многочисленных данных по химсоставу дунитов Вересовоборского и Нижнетагильского КЗУМ и всего 7 анализов для соответствующих им аподунитовых шурпихитов и Мт-антигоритовых серпентинитов (6) обращает внимание, что при фоновых содержаниях Na_2O и K_2O в первых максимум до 0.12-0.14 и 0.10-0.12 соответствующие содержания во вторых достигают 0.22-0.24 и 0.14-18 мас.% . Поскольку тектонизация уральских ультрамафических массивов связана не только с верхнепалеозойским шарьированием, но с внедрением габбро-норитов (4), постольку линеamentным динамотермальным петрогенезисом опосредуются оба эти явления, включая разнообразие контактово-метасоматических и постмагматических процессов, что непосредственно отражается особенностями распределения содержаний щелочей.

4. Помимо повышенных содержаний Na_2O , например, в верлитах пироксеновой оболочки ряда КЗУМ (до 0.57-0.79-0.82 мас.%), в пироксенах (до 0.25-0.42) и хлоритах (до 0.83-1.13-1.56) из ультрамафических пегматитов (до 0.45), в еще больших количествах щелочи присутствуют в разностях Амф-содержащих пород: Na_2O и K_2O в горнблендитах и амфиболизированных клинопироксенитах до 2.08-2.20-2.31-2.60 и - 0.61-0.95-0.97-1.04 мас.%, в апатит-содержащих горнблендитах соответственно до 0.61-1.69-1.75-1.95 и - 0.18-0.97-1.02-1.06 при содержании в амфиболах из горнблендитов до 1.89-1.93-1.98-2.02 и - 1.42-1.63-1.67-1.70 мас.%. Из фактографии по КЗУМ (5) следует также неэкзотичность распространенности флогопит (Fgp)-содержащих разностей пород - Fgp верлитов, Fgp-порфиробластовых и Oliv-Fgp-Mt клинопироксенитов и других с содержанием Na_2O и K_2O до 0.37-0.49-0.59-1.44 и - 3.52-4.07-4.97-7.74 мас.%. В дополнение приводимому ниже здесь можно подчеркнуть наличие пород не только с достаточно высокими содержаниями щелочей (Na и K), но и - F (Fgp) и F - Cl (apatит)-содержащих.

5. Для линейamentной серпентинизации КЗУМ не устанавливается (4-5) признаков воздействия гранитоидных систем, но особенности геологии альпинотипных массивов такому заключению не соответствуют. Например, если до недавнего времени было известно (13), что вблизи Каркодинского месторождения картируются тела тальк-карбонатных пород и малые тела кварцевых диоритов и плагиигранитов (рис.1), то сейчас экструзивного облика гранитоиды выявлены непосредственно на площади месторождения (рис.2). При этом диагностируются березит-лиственитовые (+сульфиды) ассоциации - продукты типоморфного калиевого геохимического профиля метасоматического процесса. Здесь, в юго-вост. части Каркодинского массива, все тела тальк-карбонатных пород пространственно совмещены с кварцевыми диоритами и плагиигранитами (рис.1); севернее, в районе Полдневского месторождения такие и серпентинит-актинолитовые породы развиты вблизи тел габброидов (рис.1).

В связи с изложенным выше нельзя не обратить внимания, что все проявления ДМ, изумрудно-зеленого диопсида и нефритоидов (тремолититов) Куьюльского массива по геологическим признакам (16, 22) являются постмагматическими продуктами становления габброидов. в меньшей степени - плагиигранитоидов. Наиболее экстенсивные проявления ДМ-минерализации соответствуют площадям развития габбро-пегматитов (16). Несмотря на распространенность разных типов метасоматитов и гидротермалитов и локализацию проявлений ДМ в серпентинитах или в дайковых и метасоматических диаллагитах, все зоны ДМ-минерализации имеют [16] однотипное строение и

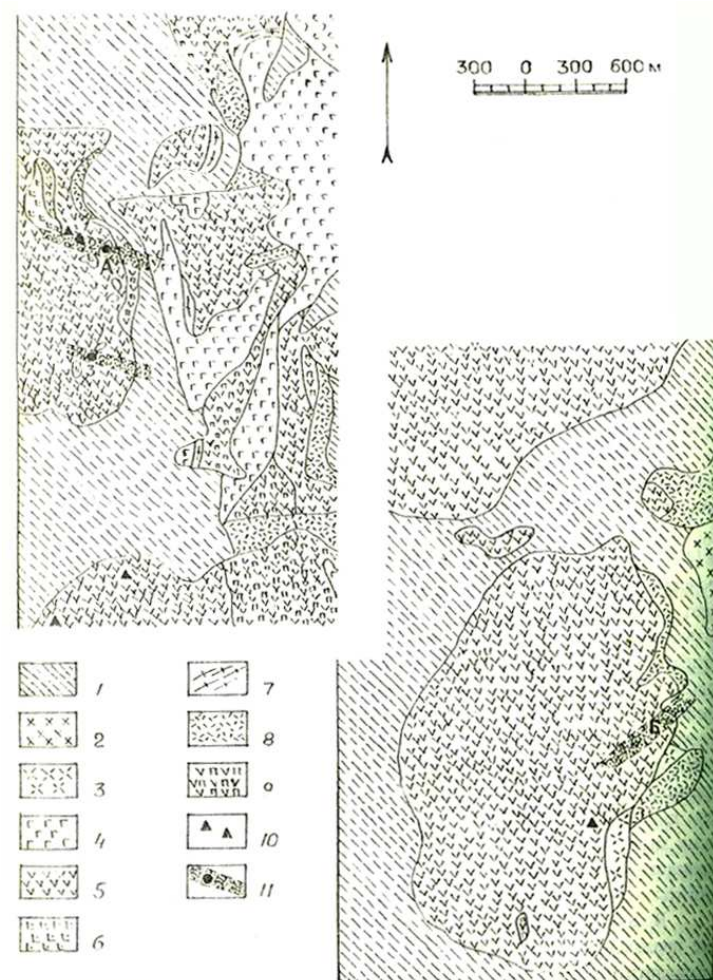


Рис. 1. Геологическая схема локализации каркодинских ДМ-месторождений

1 – сланцы метаморфические ($O_{2.3}$), 2 – кварцевые диориты (S_1), 3 – плагииграниты (S_1), 4 – габброиды (S_1), 5 – серпентиниты антигоритовые ($O_{2.3}$), 6 – диаллагиты, 7 – серпентин-актинолитовые породы, 8 – тальк-карбонатные породы, 9 – клинопироксенит-серпентиниты, 10 – проявления хромитовых руд, 11 – локальная зона смятия Каркодинского месторождения (Б) и предполагаемая структура Полдневского (А).

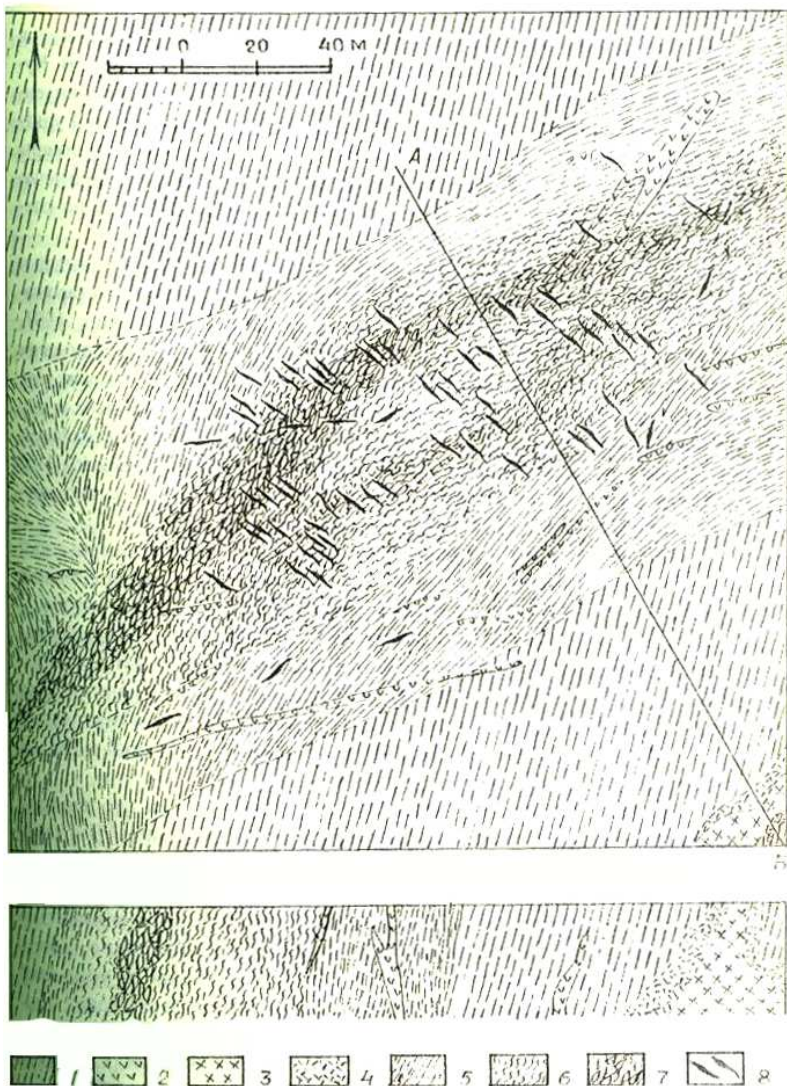


Рис. 2. Структурная схема Каркодинского месторождения.

1 – серпентиниты антигоритовые, 2 – диаллагиты, 3 - плагиограниты, 4 – зона приконтактной лиственитизации, 5 – зона интенсивного кливажа разлома и скола, 6 и 7 – зоны, соответственно, мелко- и крупнообломочных структур-будинаж, 8 – зоны продуктивной минерализации (по мощности внемасштабные).

“неизменный парагенезис с водяно-прозрачным диопсидом”. В Кукольском массиве каждое проявление представляет собой зоны интенсивных полиэтапных тектоно-метасоматических преобразований ультрамафического субстрата, что аналогично характеризуют примеры Полдневского и, особенно, Каркодинского месторождений. Примечательна сопоставимость камчатских и уральских ДМ-объектов по следующему двум группам генетически информативных признаков.

1. Полиэтапности формирования продуктивной минерализации при относительно высокотемпературных условиях ранних метасоматических стадий соответствуют данные о бронзит (Сыркин, 1991, 1994) - и энстатит (12)- содержащих парагенезисах в каркодинских ассоциациях и о типоморфизме таких парагенезисов - в кукольских, где они соответствуют высокотемпературным (700-860 °С, - Пинус и др., 1973) продуктам пироксенизации ультрамафитов под воздействием габбровых интрузий (с этим этапом петрогенезиса связывается (16) формирование метасоматических диопсидитов, отличающихся от магматических обогаченностью Al_2O_3 , CaO и Cr).

2. Общим является и разнообразие структурных соотношений хризотил- и тремолит-содержащих парагенезисов при относительной самостоятельности последних и ДМ-содержащих. Общее - в существенно кальциевом геохимическом профиле гидротермально-метасоматических процессов, в преимущественно поздне- и пост-ДМ кальциевой (+, арагонит) минерализации, в признаках связи с гранитоидами (помимо рассмотренных выше, - в присутствии датолита и пектолита в кукольских ассоциациях, турмалина, в т.ч. в виде включений в ДМ - в каркодинских).

В аспектах связи с гранитоидами можно отметить, что для проявлений ДМ в ультрамафитах Азербайджана М.А.Кашкаем (7) в качестве источника среднетемпературных гидротерм рассматривались магматиты кислого состава. Более информативны разнообразные данные по формированию хризотил-асбестовой минерализации известного Баженовского месторождения. Во-первых, для обширного набора минералов, перекрывающего таковые для камчатских и уральских объектов, фиксируются флогопит и биотит, серицит и мусковит, альбит и андезин, калишпат, ашарит и апатит, характерные и для андрадит-содержащих ассоциаций. Во-вторых, парагенетическая (1, 3) связь с гранитоидами, прежде всего, - в роли последних как энергетических активизаторов, в частности определяющих условия термостатирования среды минералогенеза. С иных позиций этому соответствуют данные о формировании Баженовского месторождения в геодинамической обстановке мощной зоны смятия (20), дренирующей области глубинного сиалического петрогенезиса (19).

Пример Баженовского месторождения как крупнейшего в мире может рассматриваться в качестве признака неслучайности интенсивности и экстенсивности хризотил-асбестовой минерализации в обстановке устойчиво-полиэтапной сопряженности текто- и петрогенезиса при эволюционировании тепломагнетитового. В такой интерпретации для конкретных ДМ-объектов соотносительная роль воздействия габброидных и гранитоидных систем не существенна. Основным фактором подобного воздействия - длительное термодинамически и физико-химически направленное изменение свойств ультрамафических субстратов, нейтрализующее буферизирующий эффект последних, особенно в отношении в целом "чуждого" для них кальция, и способствующее миграции и гиперфоновой концентрации его. (Для всех ДМ-объектов в объемах, значительно превышающих суммарные для продуктивных ассоциаций, тем более - для собственно андрадитов, в несоизмеримо (на порядки) больших валовых содержаниях кальция концентрируется в разнообразных метасоматитах и гидротермалитах, включая мономинеральные пироксеновые, амфиболовые и карбонатные.)

А - 1. Пример Каркодинского месторождения

По неблагоприятным условиям обнаженности здесь картируется лишь неограниченный по простиранию фрагмент локальной тектонической структуры (рис.2) типа зоны смятия (ЗСМ). При ширине до 100-120 м она имеет субширотное простирание и субвертикальное падение, - дискордантна по отношению к восточному контакту массива. Нет оснований для оценки предположения (4), что подобные зоны могут являться структурами второго порядка по отношению к надвигу (4, 6) в подошве относительно маломощной каркодинской ультрамафитовой пластины. Но есть основание не акцентировать приуроченность (Сыркин, 1991, 1994; (12)) месторождения к полю диаллагитов: последние не менее распространены и за его пределами и в целом типичны для Каркодинского массива. Отсутствуют признаки связи ДМ-минерализации с телами хромитов, распространенных в этой южной части массива в виде многочисленных малых тел, по отношению к ДМ-минерализации они "индефферентны, как и диаллагиты.

Эта зона, возможно, будет более рационально формализована; как ЗСМ она выделяется в связи с резко различной спецификой и интенсивностью проявления мало- и микроамплитудных динамометаморфических структурных парагенезисов в существенно серпентинитовом относительно однородном субстрате. При спорадичности развития кливажа течения, не могут быть охарактеризованы все типы кливажа разлома и скола, структур-будиная, других дислокаций; признаковый набор их дополнительно усложнен син- и постдеформационными процессами гидротермально-метасоматического минерало-

образования. По взаимоотношениям основных структурных элементов ЗСМ не устанавливается строгой закономерности ориентировки их с контурами зоны, что отражает неотчетливо-кулисообразное (рис.2) сдвигового характера ее внутреннее строение. Наиболее распространены три субпараллельных структурных линеамента: основная система кливажа разлома, крупно- и мелкоамплитудных структур-будиная. Последние иногда сопровождаются кливажом течения, фиксирующим максимумы проявления пластичных деформаций на преобладающем фоне хрупких. В центральной приосевой части зоны картируется линзовидной формы тело (рис.2) шириной 25 и длиной 35 метров - это наименее нарушенный блок серпентинитов - своеобразная самая крупная будина. Собственно структуры-будиная в их крупнообломочной фации - это овально-линзовидные, реже - округлые блоки серпентинита размером по удлинению от первых метров до 40-30 см, сцементированные сланцеподобными разностями. В мелкообломочной фации цементирующая масса более тонко кливажирована (и милонитизирована). В обеих фациях тела будин также кливажированы и выделяются по соотносительно меньшей интенсивности кливажа и по элементам его ориентировки.

По интенсивности и площадной распространенности отмеченным трем структурным линеаментам ЗСМ уступает система субгоризонтального кливажа нерегулярного падения, участками предопределяющая относительно толстоплитчатую отдельность пород, не поддаются систематизации системы трещин скола и отрыва, нередко сопровождающиеся мелкоамплитудным брекчированием. Но одна из таких систем диагностируется достаточно определенно: с ней сопряжен основной объем продуктивной ДМ-минерализации. Это выдержанная по простиранию (110°) и субвертикальному (к северу) падению система трещин скола: отдельные трещины прослеживаются по длине до 30-40 м, нередко образуют сближенные на расстоянии десятков см параллельные зоны трещин с зеркалами скольжения и корками ДМ-сыпучки по ним.

По деталям соотношений реконструируется следующая последовательность стадийности тектогенеза. 1) самыми ранними являются определяющие строение ЗСМ три сингенетических основных структурных линеамента, отражающие различия кинематики и интенсивности деформаций; им соответствуют существенно антигоритовые (+, магнетит, +, пирит) ассоциации. 2) по специфике син- и постдеформационной минерализации система субгоризонтального кливажа подразделяется на сингенетичную первым трем раннюю и отчетливо пост-ДМ-продуктивную позднюю; последняя локализует наиболее мощные (до 30-40 см) кальцитовые жилы (рис.3-1,3), с ней связаны малоамплитудные чешучатые надвиги (рис. 3-5). 3) локализирующая

ДМ-минерализацию система трещин скола фиксирует относительно локальный (рис.2) и кратковременный этап тектогенеза; стадийность этого этапа подчеркивается различиями соотношений прожилково-жильной продуктивной минерализации с геометрически неоднородными зонами ДМ-сыпучки (рис.3-2,4), соотношений бронзит-энстатит- и диопсид-содержащих парагенезисов, последних и существенно мономинеральных тремолитовых и карбонатных, в т.ч. в виде обособленных (рис.3-3,4) жил и прожилков.

Более стадийно и структурно-морфологически ранообразно проявлена андрадитовая минерализация в виде ДМ-сыпучки как самостоятельного петрогенетического типа. Если для серии сближенных субпараллельных трещин мощности зон продуктивной минерализации не превышают 30-50 см максимум, то обычно неправильных форм зоны сыпучки имеют мощности до 1.5 - 2.5 м, пересекаясь продуктивными или пересекая их. Отмеченному соответствует также, что для обстановок концентрированного ДМ-минерапообразования признаков генетической связи с клинопироксенитами не устанавливается; в таком контексте генетически неинформативно обстоятельство локализации одного из трех известных коренных объектов Полдневского месторождения непосредственно в диаллагитах. В связи с изложенным акцентирование (9, 12) связей ДМ-минерализации Каркодинского массива с диаллагитами нерационально; по состоянию текущей изученности вопросов ДМ-петрогенезиса это не соответствует оптимизации поисково-оценочных критериев.

Б. Минералогические аспекты

Как отмечалось, по минералогическому профилю уральские объекты сопоставимы с камчатскими; по наибольшему полю признаков это соответствует (на сегодня) Каркодинскому месторождению, в частности по набору наличия бронзита и энстатита, диопсида (в т.ч. длиннопризматического и в ростках его в гранате), тремолита и актинолита, кальцита и арагонита, структурных модификаций серпентина. Определяющие различия - только в экстенсивности соотношений минеральных фаз, например, при преобладании хризотил-антигоритовых разностей в каркодинских ассоциациях, актинолит-антигоритовых - в полдневских, антигорит-лизардитовых - в камчатских. ДМ последних прорастает длиннопризматическим диопсидом, каркодинский - преимущественно хризотилом, полдневской - актинолитом и хризотилом.

Для относительно высокотемпературных камчатских ДМ-парагенезисов температуры гомогенизации многофазных газожидких включений составляют $650 \pm 50^\circ\text{C}$ (16), что соответствует «сенсационности» [16] вывода Ф.Ш. Кутьева (1983) о формировании ДМ при температуре до 450°C ; относительно низким температурам

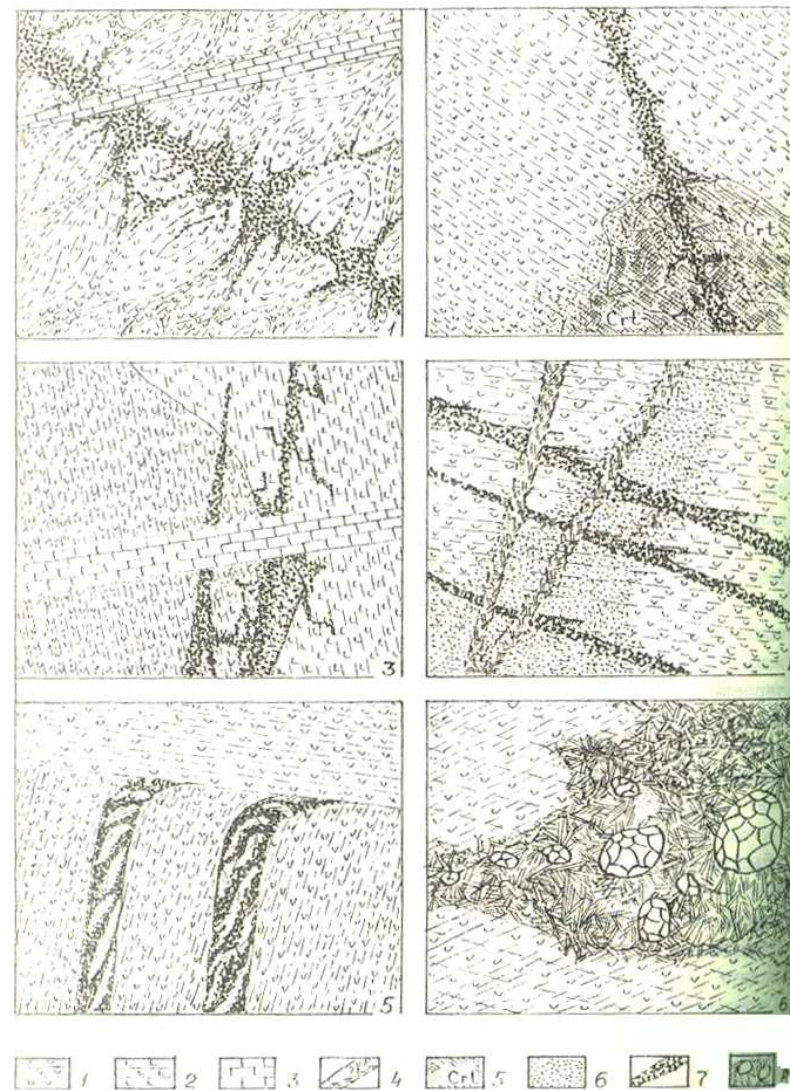


Рис. 3. Детали структур продуктивных зон

1 – серпентиниты антигоритовые, 2 – диаллагиты, 3 - кальцитовые жилы, 4 – существенно тремолитовые жильные разности, 5 - хромитовый шликр, 6 – зоны ДМ-сыпучки, 7 – зоны продуктивной минерализации, 8 – округлые обособления граната в мозаично-шестоватом антигорит-тремолитовом агрегате (детали 1-5 – а м-бе 1: 10, 6 – 1 : 1).

(менее 300-350°C) соответствуют некоторые особенности каркодинских ДМ-парагенезисов, по ряду признаков близкие хризотил-асбестовым баженовским с температурами формирования менее 250°C (1). Генетически информативны данные о включениях в ДМ, в частности бицолитовых (актинолит-асбестовых) и хризотилитовых (хризотил-асбестовых). Такие включения всегда привлекали внимание (8, 13, 15, 21, 26); по рентгенометрическим и химическим данным последнего десятилетия они идентифицируются как преимущественно хризотиловые.

“Новые данные о включениях в уральских демантоидах” (11) актуализируют аспект включений по ряду направлений”. В связи с этими данными (11), во-первых, необходимо отметить, что оригинальные (включая термохимические) данные не противоречат распространенным (13, 15, 26 и др.), что включения представлены именно минеральными фазами, а не “являются трубчатymi (полыми) образованиями” (11). При этом, учитывая профессионализм авторов этой работы, не вызывает сомнений, что диагностированы такие полые образования были в полном соответствии с результатами рентгенометрического анализа и фактурой электронно-микроскопных растров; также нет сомнений в логичности вывода, что “трубчатые включения не могли образоваться в результате выщелачивания бицолита или хризотила, поскольку последние без следов растворения присутствуют в матрице выполнения минерализованных зон вместе с демантоидом” (11), как это, например, иллюстрируется деталью рис.3 -6. Однако и в данном случае “парадоксальная ситуация” (10) - также в недооценке реальности освоения уральских ДМ-объектов: в этом конкретном случае - в несоответствующем любым технологиям облагораживания и огранки применением в качестве первичного обогащения кристаллосырья HF-выщелачивания.

Во-вторых, в качестве новых данных можно оценить впервые в конкретном виде сформулированное положение, что “зерна демантоида имеют сферолитовое строение, близкое к конкреционному” (11), и попытки реконструкции механизма их формирования. Ранее многими исследователями отмечалось в целом нетипичное для гранатов, но характерное для уральских ДМ отсутствие идиоморфных ограничений; также приводились разные признаки наличия ДМ в виде почковидных (9), шаро- и чечевицеобразных (12, 15) и других подобных нодулеобразных форм размером до 50-70 мм с сферолитовым (26) и концентрически-зональным, “скорлуповатым” (15), внутренним строением.

Согласно оригинальным данным необходимо уточнить: а) зерна ДМ нередко имеют (особенно каркодинские) четкие кристаллографические формы ромбододекаэдров (в комбинации с тетрагтриоктаэ-

дром), б) обычно не имеют сферолит-конкреционного строения, в) включения хризотила и амфиболов в большей части зерен ДМ не являются радиально-субпараллельными (тем более - не только “всегда берут начало из центральной части зерна” (11), а в общем - беспорядочно-хаотические, как это, в частности, иллюстрируется отличными фотодетальями в работе В.Р.Филлипса и А.С.Таланцева (26). Но факты нередкости таких специфических структур ДМ в Полдневском и Каркодинском месторождениях и в последнем - сонахождения такого и четко идиоморфного, разных других относительно идиоморфных и ксеноморфно-округлых (несферолитовых) форм ДМ в пределах сближенных на расстоянии до первых метров продуктивных зон (реже - в единых зонах или отдельных их участках), генетически значимы.

Анализ такой значимости лимитирован здесь только рамками качественных связей ограниченного поля ассоциативных признаков (АП), в числе которых данные по онтогении кварцевых, карбонатных и сульфидных и другого состава нодулей в метаморфитах и метасоматитах (Поляков, 1998, 1999), по геологии и минералогии Баженовского месторождения хризотил-асбеста (1, 3) и уральских ДМ-объектов (4-6, 9-15, 26). Поскольку имманентными свойствами АП являются такие коллективные взаимосвязи их (при нерегулярности распределения стабильных точек в “n”-мерном пространстве фиксации объекта), которые позволяют характеризовать объект при воспроизведении недостающей информации о нем (как это воспроизводит память человека), постольку: 1) разнообразные по природе (геологические, физические и др.) АП соотносились с примером небольшого (70 м²) участка Каркодинского месторождения с распространенностью в его пределах всех выше отмеченных структурно-морфологических типов ДМ; 2) одна из “стабильных точек” АП соответствует экспромтному замечанию О.К.Иванова по поводу обсуждения обстоятельства сонахождения разных типов ДМ: “причина - в разной вязкости среды”.

Наиболее устойчивые связи фиксируются для следующего набора АП. 1) интенсивность прорастания хризотил-асбестом отдельных зерен или гранобластовых агрегатов граната может предопределять количественное их преобладание над гранатовой матрицей; 2) ориентировка включений может соответствовать округло (!) - концентрической цветовой зональности зерен; 3) наличие радиально-лучистых ДМ-сферолитов; 4) в ограниченных геометрических объемах сонахождение последних с идиоморфными зернами ДМ, в т.ч. практически не содержащих включений; 5) присутствие (13) в жильных ассоциациях наряду с пикролитом опалоподобных разновидностей серпентина, колломорфного арагонита, криптокристаллического магнетита; 6) преимущественное нахождение сферолитового ДМ в трещинных зонах с наименее проявленными процессами малоамплитудных хрупких дефор-

маций; 7) приуроченность минерализации с идиоморфным ДМ к трещинам с максимальным проявлением хрупких деформаций, в т.ч. брекчирования и милонитизации субстрата; 8) нередкая для сферолитового ДМ локализация его в Мt-тремолит-хризотилового агрегатах мозаично-шестоватого (-сферолитового) строения (рис.2-6), что подобно и для гранатовых обособлений в хризотил-гранатовых прожилках (рис.2-5).

При сопоставлении АП-пространств нодулей в метаморфитах, ДМ Каркодинского и хризотил-асбестовых жил Баженовского месторождений выявляется полная несовместимость синстрессовых первых обломков друг с другом и - для сферолитового типа ДМ - подобие последних. Детально диагностированному АП-пространству Баженовского месторождения соответствует аргументированное положение (1) о формировании хризотил-асбеста из стареющих коллоидов-гелей как продуктов эволюционирования истинных растворов. В такой аналогии АП-пространству каркодинских ДМ удовлетворительно соответствует предположение о формировании сферолитовых разностей из гелей в относительно закрытых объемах трещин, для основного количества ДМ, особенно для идиоморфных его типов, - из растворов в условиях гидродинамически открытых систем.

В. О соотношении демантоид +топазолит

Необходимость такого анализа обусловлена отсутствием на сегодня не столько рациональной отечественной (10), сколько общепризнанных схем классификации ДМ и прејскурантов для них; тем, что соотношение ДМ / ТП многофункционально предопределяет минералогическую-геоммологическую оценки и саму сущность ДМ-проблематики, включая специфику минерогенеза.

Подчеркивая это, принимается во внимание, что термин “топазолит” (ТП) как характеризующий -по И.Костову (1971) и В.Шуману (1986) - соответственно - желтовато-зеленую и желтую прозрачные разности андрадита практически не используются в современной литературе, включая специализированные по драгоценным камням работы Б.Андерсона (1996), Н.Дроновой и Р.Аккалаевой (1998), другие. Очередная “парадоксальность” здесь в том, что запасы крупнейшего Полдневского и Каркодинского месторождений в основном объеме соответствуют ТП-разностям кристаллосырья; при этом значительной части последнего соответствуют разности табачного, шокаладного, коричневого и бурого цветов, то есть, даже - не типоморфные топазолитовые. Поэтому нельзя согласиться с мнением (10) в целом - об отсутствии рациональной схемы отечественной классификации: согласно ОСТ 41.128-77 “Камни-самоцветы ограночные в сырье” все такие темноокрашенные разности относятся к IV сорту ДМ. Не в не-

сколько раз, а на порядок и более меньшая стоимость ТП по сравнению с ДМ высшего и I сортов определяет значимость ДМ / ТП отношений по данному аспекту, но не менее - и для указанных других.

Обращает внимание практически единственная по тематике работа С.Ю.Кропанцева (15), в которой, наряду с обоснованием необходимости выделения и изучения ТП в качестве геохимически самостоятельной разновидности ювелирного андрадита, подчеркивается уникальность Каркодинского месторождения по лучшему в мире качеству ТП. Можно добавить, что (на сегодня) - и по количеству, но акцент на перспективе промышленного его использования как “эффектного” (15) самоцвета иллюзорен в такой же мере, как попытки изменения тысячелетиями измеряемой традиции предпочтения, например, изумруда гелиодору или синего (!) сапфира падпарадже. (Вместе с тем роль промышленной значимости ТП как эдукта облагораживания - важнейшая.)

Поскольку стоимость любых цветных камней существенно (на 40-70%, -(2)) предопределяется параметрами цвета, то для ДМ-ТП гаммы - это основа стоимости как объективная реальность. Но цвет - это и фактическая основа минералогическо-геоммологических, геохимических и, соответственно, в т.ч. - генетических реконструкций ДМ. Ответы на вопрос - насколько такие реконструкции отражают природную реальность? - неоднозначны, в частности, в соответствии с современными данными по многофакторности природы окраски, включая зависимость ее от специфики (!) состава, структур хромофорных центров, характера активизации последних, других факторов и их соотношений.

Неслучайно выделено “от специфики” состава, поскольку зависимость от валового состава может рассматриваться лишь как строго неопределяемый (табл.1) обобщенный (табл.2) полифакторной природы показатель. Например, с 60-х годов царствующий имитатор алмаза синтетический гранат имеет состав $Y_3Al_5O_{12}$, несопоставимый с гранатами по причине 100% замены $Si \rightarrow Al$ и $Mg \rightarrow Y$, однако его Cr-содержащий аналог рассматривается (23) не только в качестве перспективного имитатора ДМ, но и как превосходящий по ювелирным качествам все зеленые природные камни, включая изумруд. Этот простой по очевидности пример не является таковым фактически, что, в данном аспекте, недооценивается даже такими известными специалистами как Д.Элуэлл и И.Хаг; последние (23, 24) в соответствии с распространенным мнением других отождествляют природные “белые сапфиры” с химически “чистой” разностью “бесцветного” корунда.

Таблица 1
Распределение содержаний компонентов в демантах и топазолитах

№	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	CaO	А	Б	№	Cr	Fe
1	2	3	4	5			6	7	8
1	33.06	0.01 ***	14.12	28.47			1	0.01 ***	0.86
2	34.88 ***	*** 0.01	14.32	30.10			2	0.02 ***	0.98
3	*** 34.89	0.02 ***	17.19	30.53			3	0.03 ***	1.11
4	34.98 ***	*** 0.05	17.21	31.35			4	0.04 ***	1.14
5	35.10	0.11 ***	*** 21.38	32.22			5	0.05 ***	1.38
6	35.52 ***	*** 0.11	27.53 ***	32.25			6	0.06	1.46
7	35.60	0.19 ***	*** 27.54	*** 32.63			7	0.07	1.73
8	35.61	0.23 ***	27.71 ***	32.79			8	0.08	1.77
9	*** 35.90	0.24 ***	27.81	32.81 ***			9	0.09	1.22
10	36.51	0.29 ***	28.09	32.89			10	0.10	1.88
11	36.58	0.38 ***	28.34 ***	33.04 ***			11	0.11	1.89
12	36.62 ***	0.43 ***	28.41 ***	33.05			12	0.12	1.90 ***
13	36.66	0.46 ***	28.62 ***	33.05			13	0.13	1.91
14	36.74	0.53	28.62 ***	33.05 ***			14	0.14	1.92
15	36.75	0.53	28.68	33.06			15	0.15	1.93 ***
16	36.77	0.57	28.68	33.06			16	0.16	1.94 ***
17	36.79	0.59	28.88	33.07			17	0.13	1.95
18	36.80	0.66	28.89 ***	33.10 ***			18	0.22	1.96
19	36.86	0.91	29.08	33.10 ***			19	0.24	1.97 ***
20	36.96	0.98	29.09	33.10 ***			20	0.54	1.98 ***
21	37.10	1.15	29.15	33.28 ***			21	0.58	2.00 ***
22	37.15 ***	8.80	29.57 ***	33.29 ***			22	0.65	2.01 ***
23	37.15 ***	9.23	29.69	33.53 ***			23	0.69	2.02 ***
24	37.17	10.13	29.83 ***	33.53 ***			24	0.71	2.03 ***
25	*** 38.85	12.29	*** 31.49	*** 33.66			25	0.78	2.08 ***

А: ДМ и ТП каркодинские по (12, 15), жирный курсив - Ст-андрадиты КЗУМ по (5), курсив и звездочки слева - ДМ камчатские по (16), звездочки справа и без них - соответственно ТП и ДМ каркодинские; Б: ДМ и ТП (с звездочками) каркодинские по (14).

Таблица 2

Вариации интегральных характеристик составов ДМ, ТП и Ст-андрадита

	характеристики	топазолит	демантоид	Ст-андрадит
а	SiO ₂ -CaO	1.80	10.44	38.02
	----- x Cr ₂ O ₃ x FeO ¹	0.02 - --- - 4.11	8.02 - --- 14.28	22.89- ---- 47.23
	SiO ₂ -FeO	(2.03)	(10.37)	(38.01)
б	Si	0.06	0.38	0.86
	----- x Cr x Fe ¹	0.02 - --- - 0.10	0.11 - --- - 0.73	0.75 - --- - 1.14
	Ca	(0.05)	(0.21)	(0.73)

Однако, на сегодня лучшие в мире природные сапфиры - это в основном продукты облагораживания кристаллосырья месторождений Ю.-В Азии, в т.ч. непрозрачной молочно-белой разности корунда типа т.н. "геуда"; продуктами облагораживания среднеуральских бесцветных и непрозрачных белых корундов являются синие (!) сапфиры. Далее. 1) наличие Cr не означает исключительно его функциональное воздействие на окраску граната; 2) одинаковые по цвету колумбийские и уральские изумруды характеризуются повышенными содержаниями, соответсвенно, V и Cr; 3) собственно зеленый ДМ может содержать Cr меньше, чем любые цветные разности ТП; 4) при конкретных P-T и H₂O₂ параметрах термоотжига устойчива тенденция переходов ТП → ДМ и ДМ → ТП.

Согласно данным таблицы 1 различия составов ДМ и ТП наиболее устойчиво фиксируются по содержанию Cr, хотя по признаку интенсивности зеленой окраски такая фиксация менее устойчива. Полностью несопоставимы камчатские и уральские ДМ: по содержанию Cr светозеленые (16) первые соответствуют уральским ТП (табл. 1-А). В такой же связи различий составов это отражается в несопоставимости цвета продуктов единых циклов термоотжига близких по цвету эдуктов каркодинских и тагильских ДМ и ТП. То есть закономерность соотношений состав / цвет, в общем виде отчетливая, например, для каркодинских ДМ и ТП (табл. 1 и 2), не может отождествляться для таких гранатов в целом (для камчатских, если она и существует, то с иными количественными параметрами). Неопределенность связей состав ÷ цвет находит отражение, в частности, в неоднозначности реконструкций природы хромофоров для ДМ конкретных объектов. Для камчатских считается рациональной (16) схема обусловленности зеленой окраски совместным поглощением ионами Fe₆³⁺ и Cr₆³⁺ при замещении Cr₆³⁺ → Fe₆³⁺ в октаэдрических позициях и примесью Cr₆³⁺ - в тетраэдрических как возможной причины (16) желтой окраски. Для каркодинских ДМ усиление интенсивности зеленого цвета связывается (14) с энергией совместного поглощения ионов Fe³⁺ и Cr³⁺ только (14) для высокохромистых ДМ (что не согласуется с данными для камчатских ДМ с минимальными (табл. 1-А) содержаниями Cr); интенсивность желтой окраски связывается (14) с примесью ионов Fe³⁺ и Ti⁴⁺, а также - влиянием Fe²⁺, при этом устойчивость желтой окраски - в т.ч. с минимальными содержаниями Cr (- как у зеленых (!) камчатских ДМ).

Анализируя особенности геологических соотношений ДМ / ТП в каркодинских ассоциациях, необходимо обратить внимание на следующее. 1) при значительном количественном преобладании в андрадит-содержащих (в т.ч. продуктивных) ассоциациях ТП в отдельных зонах минерализации встречается только практически один ДМ; 122

2) типоморфным является совместное нахождение ДМ и ТП; 3) нередко обе разности фиксируются в пределах единых зерен или гранобластовых их агрегатах; 4) ДМ ÷ ТП зональность зерен нерегулярна: ДМ-разность может быть внутренней и периферийной; 5) ритмичной зональности не наблюдается, экстенсивность соотношений резко неравномерна: зерна являются или существенно ДМ, или - ТП; 6) для ДМ типичны периферийные ТП-зоны, для ТП - ядра ДМ, часто соответствующие по размеру ДМ-сыпучке.

Рациональному объяснению этих и выше (в связи с окраской минерала) рассмотренных особенностей ДМ / ТП соотношений информативно соответствуют результаты анализа данных термоотжига. В качестве главного - единый тренд переходов ДМ ÷ ТП как функция окислительно-восстановительного потенциала (ОВП) среды. Изменения ОВП предопределялись соотношениями H_2/O_2 , CO/CO_2 , CH_4/CO_2 ; режимы термостатирования соответствовали стабильности (в т.ч. при использовании вакуума и O_2 -поглощающих геттеров) соотношений, например, реакций $2C+O_2 \rightarrow 2CO$ ($CO_2+C \rightarrow 2CO$) / $2CO+O_2 \rightarrow 2CO_2$. Устойчивость тренда для экспериментальных режимов (T : 300-775°C, t : $1-10^3$ час., P : $10-10^{-8}$ МПа), по T -параметру сопоставимых с реконструируемыми (5, 6, 16) условиями ДМ-минерагенеза, согласно известным данным о большой зависимости соответствующих химических реакций от давления, позволяет интерпретировать это как непротиворечиво отражающую природу ДМ ÷ ТП переходов наибольшую их зависимость от ОВП (и давления газовой-жидкой фазы), чем от температуры.

Рассматриваемый тренд фиксирует эмпирическую закономерность для всего природного диапазона ДМ и ТП уральских объектов, следовательно, такому обстоятельству непосредственно соответствует заключение, что ДМ / ТП соотношения функционально не столько отражают ОВП среды, сколько предопределяются им. То есть ОВП значимо детерминировано воздействием всего набора обуславливающих цветовые характеристики минерала факторов, включая предопределяющих природу хромофорных центров содержания химических элементов. В такой интерпретации роль температуры как самостоятельного фактора ДМ ÷ ТП переходов является фоновой по отношению к эффекту воздействия ОВП. При потенциальном многообразии взаимодействий факторов температуры и энергии активации цветформирующих процессов роль T -фактора опосредована t -фактором времени протекающих реакций. Последнее в соответствии с экспериментальными данными по ДМ ÷ ТП переходам может ассоциироваться с экстраполяциями (17) уравнения Аррениуса при, например, завершении энергетически конкретной реакции при 300°C за 1 сек, а при

200°C - за 1 млн. лет. Но: при термоотжиге корунда для конкретных условий реакция, например, с участием CO завершается через 6 часов, а с H_2 - за 30 минут (24).

В совокупности теоретических и эмпирических аспектов отмеченному соответствуют результаты анализа данных по минералогии, геохимии и облагораживанию разных цветных камней, особенно корунда как традиционно наиболее изученного (18, 24, 25) в связи с его облагораживанием (на сегодня по известным данным более 95% мирового рынка природных рубинов и сапфиров - продукты облагораживания). Например, как отмечает Г.И.Крылова (1994), идиохроматическая окраска корундов обуславливается в качестве основных хромофоров Ti^{4+} и Ti^{3+} , Fe^{3+} и Fe^{2+} , V^{3+} , Cr^{3+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , Mn^{3+} и Mn^{2+} , - элементами семейства железа. При этом всеми исследователями подчеркивается полифакторность природы окраски по специфике фиксирующих ее конкретных физических свойств, энергетически предопределяемых или (и) активизированных воздействием химических, термических, радиационных и других явлений. За многовековую историю облагораживания самоцветов роль фактора ОВП даже в неосознанно-интуитивной форме неизбежно должна была оцениваться как (24) важная. Но фактически она "затушевывается" в обширном признаковом пространстве реконструируемых взаимосвязей по соотношениям атомов-примесей, их валентности, вакансий и прочих типов дефектов решетки, многих других.

Отмеченным причинам противоречивости данных по окраске минералов и оригинальным эмпирическим соответствуют следующие положения. 1. Теоретически трансцендентной является функция суммарной зависимости цвета минералов от специфики их состава. 2. Большинство реконструируемых факторов окраски по своей физической сущности отражают нелинейной (19) природы взаимодействия, включая спиновые нарушения, энергетически "запрещенные" и тоннельные переходы, и т.п. 3. Для цветовых разностей циркона, берилла, корунда и андрагита набор основных хромофоров определяется элементами семейства железа, что с большой вероятностью события соответствует возможности реализации единых факторных взаимодействий окраски.

Предположение о единстве таких взаимосвязей при воздействии ОВП даже при соответствии последнему результатов термоотжига не означает, во-первых, что ОВП является прямым фактором окраски. во-вторых, - и не может быть таковым по причине полифакторных нелинейных взаимодействий. Но также это не противоречит и заключению о природе, например, лейкосапфир ÷ сапфир или ДМ ÷ ТП переходов как функционально предопределяемых ОВП. Не затрагивая

далее других вопросов, в качестве результирующего вывода можно констатировать направленность переходов ТП→ДМ соответственно резкому уменьшению значений O_2/H_2 и CO_2/CO .

При длительности 5470 час. (-30 +45 °С) - дневного и 7650 час. (+60°С) - искусственного освещения релаксации окраски ТП и ДМ визуально не обнаруживается. Устойчивости ОВП-тренда окраски соответствуют также переходы собственно ДМ: глухой темно-зеленый (типа Ст-содержащего андрадита) → насыщенный яркозеленый, темнозеленый → зеленый, но и (!) зеленый → красновато-бурый. За исключением параметров качества не устанавливается признаков необратимости ТП ÷ ДМ циклических взаимопереходов, по сравнению, например, с переходом аметист →←(?)→ цитрин.

Суммируя изложенное, в связи с рассмотренными выше геологическими аспектами, может быть обосновано положение о формировании зеленых (ДМ) разновидностей андрадита в восстановительных условиях при относительно высоком pCO (H_2). Для примера Каркодинского месторождения этому соответствует вывод о формировании ДМ и ДМ-сыпучки в обстановках гидродинамически открытых систем при относительно кратковременных стадиях интенсивной инфильтрации восстановленных гидротерм, “преодолевающих” окислительный буфер серпентинитового субстрата; формирование ТП происходило в обстановках относительно “закрытых” систем (в т.ч. из стареющих коллоидов) в условиях повышенного pO_2 (CO_2), близких к фоновым характеристикам (4-6, 16) субстрата.

В заключение - о необходимости облагораживания до 85-90% (10) каркодинского кристаллосырья: согласно изложенному такая необходимость - для всего сырья. Во-первых, в связи с близкими P - T - t параметрами режимов изменения окраски и релаксации природных упругих деформаций (при результирующих - оптимальных для механической обработки и эксплуатации). Во-вторых, в связи с получением оптимальных соотношений цвета, его интенсивности и тона, в т.ч. при увеличении степени прозрачности и эффекта цветоразложения. Особенно это важно для несопоставимых по стоимости с валовым продуктом крупных камней, коммерческая стоимость которых фактически определяется не стандартами геммологических оценок и преискурантами “Michelsen Gemstone Index”, “A. Ruppenthal KG” и другими, а - во все времена и сегодня - **красотой** (2) камня. В отношении последнего показателем случай (23) с известным бриллиантом, купленным за 1 млн. \$, при цене носимой Элизабет Тейлор его Y-Al-гранатовой копии только 3500 \$ (как сопоставимой по красоте с оригиналом). То есть, например, если из двух близких по свойствам крупных ($\approx 10 \times 10$ мм) «глуховатых» уже по причине размеров интенсивно зеленых ДМ

у одного ослабить цвет до яркозеленого, то в ограниченном виде для него реальная рыночная цена будет существенно выше; в связи с высокой стоимостью таких камней - еще более благоприятной будет для него конъюнктура спроса.

Литература

1. **Баженовское** месторождение хризотил-асбеста / Под ред. К.К.Золоева и Б.А.Попова. М.: Недра, 1985. 271 с.
2. **Дронова Н.А., Аккалаева Р.Х.** Оценка рыночной стоимости ювелирных изделий. М.: Изд-во “ДЕЛО”, 1998. 159 с.
3. **Золоев К.К.** Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М.: Недра, 1975.
4. **Иванов О.К.** Динамотермальное минералообразование в ультрамафитах Урала // Матер. к минералогии Урала. Свердловск, 1990. С. 93-100.
5. **Иванов О.К.** Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург, 1997. 488 с.
6. **Иванов О.К.** Генезис демантоидных месторождений Урала // Уральский геол. журнал, 1998, №1. С. 19-21.
7. **Кашкай М.А.** О демантоиде из ультраосновных пород Азербайджана // ДАН СССР, 1939, Т.22, №8. С. 512-514.
8. **Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П.** Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 279 с.
9. **Кисин А.Ю.** К геологии и минералогии Полдневского месторождения демантоида // Матер. к минералогии Урала. Свердловск, 1990. С. 101-106.
10. **Кисин А.Ю.** Геммологические характеристики уральских демантоидов // Уральск. летняя минералог. школа-97. Екатеринбург, 1997. С. 156-157.
11. **Кисин А.Ю., Мурзин В.В.** Новые данные о включениях в уральских демантоидах // Там же. С. 153-155.
12. **Кропанцев С.Ю.** Демантоид Ново-Каркодинского месторождения // Уральск. летняя минералог. школа-95. Екатеринбург, 1995. С. 84-88.
13. **Кропанцев С.Ю.** Ново-Каркодинское месторождение демантоидов // Уральск. летняя минералог. школа-97. Екатеринбург, 1977. С. 132-142.
14. **Кропанцев С.Ю.** Новые данные об уральском демантоиде // Там же. С. 142-149.
15. **Кропанцев С.Ю.** Топазолит из Ново-каркодинского месторождения на Среднем Урале // Там же. С. 149-153.

16. **Крылова Г.И., Кокарев Г.Н.** и др. Проявления цветных камней в Куюльском массиве ультрамафитов // *Вопр. оруденения в ультрамафитах*. Моск. об-во испыт. природы. М.: Наука, 1985. С. 117-125.

17. **Лейси Э.Д.** Изучение скорости метаморфических реакций // *Природа метаморфизма*. М.: Мир, 1967. С. 147-160.

18. **Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С.** Природа окраски самоцветов. М.: Недра, 1984. С. 28-42.

19. **Поляков В.Л.** Нелинейность формирования рудоносных систем метасоматитов зон смятия: причины и следствия // *Геология метаморфических комплексов*. Екатеринбург, 1992. С. 79-87.

20. **Рапопорт М.С., Поляков В.Л.** Некоторые особенности метаморфизма и метасоматизма в области восточного контакта Мурзинско-Адуйского гнейсогранитового комплекса // *Геология метаморфических комплексов Урала*. Свердловск, 1976. С. 16-21.

21. **Самсонов Я.П., Туринге А.П.** Самоцветы СССР / Под ред. В.И.Смирнова. М.:Недра, 1984. 335 с.

22. **Семенов В.Л.** Новые проявления демантоидов Корякского нагорья // *Вулканогенные исследования на Камчатке*. Петропавловск-Камчатский, 1988. С. 42-45.

23. **Элуэлл Д.** Искусственные драгоценные камни. М.: Мир. 176 с.

24. **Hag I.G.** Corundum. London, 1994. 485 p.

25. **Nassau K.** The physics chemistry of the thirteen causes of in minerals // 14 th Gen. Meet. Int. Miner. Assoc., Stanford, Calif., 1986. Abstr. Program. Washington, D.C., 1986. 184 p.

26. **Phillips W.R., Talantsev A.S.** Russian Demantoid, Czar of the Carnet Family // *Gems. & Gemology*. V. XXX11, 1996. P. 100-111.

СОСТАВ РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИХ ФОРМ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫХ ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ МАССИВОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

Характерной особенностью концентрически-зональных пироксенит-дунитовых массивов (КЗУМ) уральского типа является их постоянная платиноносность, что нашло отражение в названии самого известного пояса этой формации на Урале.

КЗУМ состоят из дунитовых ядер диаметром до 10 км, окруженных клинопироксенит-качканаритовыми оболочками мощностью до 1,5 км и шириной до первых километров. Массивы располагаются в мсоеди вулканогенно-осадочных нижнепалеозойских отложений Тагильского прогиба и интродуцируются габбровыми массивами. КЗУМ рассматриваются сейчас как интрузии дунитовой магмы в стадию развития силурийских островных дуг. Дуниты активно взаимодействовали с вмещающими терригенно-вулканогенными силурийскими вулканидами с образованием зональной контактово-метасоматической клинопироксенит-качканаритовой оболочки, являющейся аналогом магнезиальных скарнов / 5 /. Дуниты ядра практически полностью постмагматически перекристаллизованы с образованием мелко-, средне- и крупнозернистых пердунитов (перекристаллизованных дунитов), дунит-пегматитов и хромитовых жил. При этом вся платиновая минерализация КЗУМ находится в продуктах постмагматической перекристаллизации дунитов и формировалась в результате перераспределения изоморфно- или дисперсно-рассеянных ЭПГ протодунитов, перемещения их в верхние горизонты и сбрасывания близ фронта перекристаллизации в верхних частях дунитовых ядер КЗУМ. Выделяется два типа платиноидной минерализации – преобладающие россыпеобразующие формы минералов платиновой группы (РОФ МПГ) с размером индивидов и агрегатов от долей миллиметра до 10 см и нероссыпеобразующие формы (НРОФ МПГ) дисперсно рассеянные в рудных хромшпинелидах с размером индивидов минералов от долей мкм до 10 мкм.

РОФ МПГ представлены изоферроплатиной, образующей матрицу с включениями иридия, платинистого иридия, иридосмина, осмирида, осмия, тетраферроплатины, а также сульфидов, арсенидов и тиосульфидов ЭПГ. Этот агрегат представляет собой продукт поста-

дийного распада сложного твердого раствора ЭПГ. Продукты распада испытывают термический и химический метаморфизм под воздействием флюидов, связанных с внедрением габброидов, серпентинизацией и гипергенными процессами. Именно этот часто измененный агрегат минералов платиновой групп попадает в россыпи давая, так называемую, «сырую платину». В россыпи сырая платина подвергается прежде всего механическим изменениям за счет преимущественно мягких и хрупких новообразований МПГ.

«Сырая платина» из россыпей усредненно отражает состав протоплатины размываемой части или всего массива. Она скрадывает местные и локальные флюктуации состава. Можно предполагать, что состав «сырой платины» отражает состав тех или иных частей или зон дунитовых ядер, а, следовательно, дает возможность выяснить или уточнить причину и условия образования как самих дунитов, так и связанной с ними платиновой минерализации (МПГ).

История вопроса

Впервые качественную суммарную оценку вариаций состава «сырой платины» для россыпей связанных с КЗУМ Платиноносного пояса дали Л.Дюпарк и Н.К.Высоцкий [2,3], установившие вариаций содержания осмистого иридия. В 1951г. И.С.Рожков [9] обобщил данные по платиновым россыпям, приуроченным к конкретным массивам, выделив россыпи, а, следовательно, и массивы с разным содержанием осмистого иридия и железа. А.П.Сигов и В.П.Ромашова [9] подтвердили эти выводы графически. По С.А.Кашину и др. [7] платина из небольших массивов, слабо вскрытых эрозией, богаче осмистым иридием, чем из крупных значительно эродированных массивов, а платина из массивов наиболее богатых железом, беднее осмистым иридием. Эти выводы без ссылки на авторов повторил Л.В.Разин [8], который на основании использования 4 анализов сделал вывод, что от апикальных частей вниз уменьшается роль осмия и увеличивается содержание платины, иридия и железа.

Терминология

После открытия платиновых россыпей связанных с концентрически-зональными массивами за платиновыми минералами и агрегатами минералов добываемых из этих россыпей утвердилось название «платина», «россыпная платина» или «сырая платина». В настоящее время эти термины могут только вводить в заблуждение и нуждаются в уточнении. Термин платина относится одновременно к очень редкому минералу и элементу. Продукты добываемые из россыпей не являются платиной, а представляют смесь или агрегат самых разнообразных платиновых минералов, которые сейчас принято назы-

вать **минералы платиновой группы (МПГ)**. В россыпях мы наблюдаем не все МПГ, а только те которые современными методами могут извлекаться из россыпей – следовательно это только **россыпеобразующие формы минералов платиновой группы или РОФ МПГ**. Под **россыпеобразующими формами** минералов платиновой группы или РОФ МПГ мы понимаем ассоциацию минералов или агрегаты минералов платиновой группы, попавшие в россыпь из платиноносных минеральных ассоциаций концентрически-зональных пироксенит-дунитовых массивов. РОФ МПГ состоят из протоплатины, продуктов ее распада и изменения (метаморфизма) под влиянием постмагматических процессов в дунитах, процессов связанных с воздействием габброидов, гранитоидов, серпентинизации и выветривания, а также механического (и химического) преобразования в россыпях. Под **«протоплатиной»** понимается виртуальный продукт, образовавшийся в платиноносных минеральных ассоциациях концентрически-зональных массивов. В результате изменения протоплатины под воздействием различных процессов образовались РОФ МПГ, попавшие затем в россыпи.

Исходный материал

Исходным материалом для работы являются валовые определения состава «сырой платины» полученные во время изучения этих объектов в начале столетия и суммированные в работах [1,2,3,4,7]. Анализы делались в конце XIX и начале XX столетий разными аналитиками и лабораториями, которые указаны в первоисточниках. Пробы отбирались как из специально отобранного материала, по отдельным приискам, логам и месторождениям, так и из крупных партий россыпной платины. Только в ограниченном числе проб определялись все элементы группы платины и железа. Обычно не определялся рутений из-за очень низких его содержаний или полного отсутствия. Из-за слабой растворимости минералов группы осмистого иридия осмий и иридий входящие в состав этого минерала определялись совместно как OsIr. В то же время иридий входящий в состав других минералов или в виде микровключений в изоферроплатину определялся как иридий отдельно. Из имеющихся анализов отбирались пробы, отобранные из верховьев логов и россыпей, не выходящих за пределы дунитового массива с суммарным переносом не более первых километров. Предполагается, что в этом случае пробы достаточно близко отражают состав РОФ МПГ конкретного массива. Для наиболее изученного Нижнетагильского массива имеются прямые определения состава РОФ МПГ из дунитов, хромитовых жил и дунитовых пегматитов полученные при дроблении и отмывки крупных проб [1,4,7]. В случае значительного количества примесей производился пересчет анализа на чис-

тое вещество и на 100%. Таким образом, было получено анализ из двенадцати дунитовых массивов или отдельных дунитовых тел Платиноносного пояса.

Вариации состава РОФ МПГ

С целью определения вариаций составов РОФ МПГ проводилось сравнение разбросов содержаний отдельных элементов платиновой группы (ЭПГ) и вычисление средних для имеющейся совокупности анализов РОФ МПГ для крупных дунитовых тел и отдельных КЗУМ, приводимые ниже.

Корреляция элементов в РОФ МПГ

Для определения корреляции элементов, слагающих РОФ МПГ, имеющиеся анализы наносились на треугольные и парные диаграммы сначала с выделением трех основных групп элементов – платины(Pt), группы осмия (Ir, OsIr) и группы железа (Fe, Cu, Ni). Более логичным было бы выделять группу палладия(Pd, Rh, Ru) и группу платины(Pt, Os, Ir). Однако низкое содержание палладия, рутения и родия позволило упростить диаграмму.

Состав РОФ МПГ из россыпей связанных с КЗУМ Урала занимает на треугольной диаграмме сравнительно узкое поле ограниченное содержанием 47-93% платины, 6-23% элементов группы железа и 1,4-40% элементов группы осмия (рис.1). При этом намечается Главный ряд с изоморфизмом Pt-OsIr и поле с повышенным содержанием в РОФ МПГ железа. В последний преимущественно попадают пробы РОФ МПГ из Нижнетагильского дунитового массива.

В пределах Главного ряда анализы РОФ МПГ разных массивов занимают практически не перекрывающиеся поля. При этом выделяется три группы массивов с низким 1,4-5% содержанием осмия и иридия (массивы Баранчи, Гусевых гор, отчасти Желтой сопки, Вересового бора и Каменушки), средним 5-10% содержанием (массивы Светлого бора, Сосновское тело и Каменушка) и высоким 10-30% содержанием осмия и иридия (Омутнинский массив и Иовское тело).

Более отчетливо корреляции элементов наблюдаются на парных диаграммах.

На диаграмме Pd - Pt для большинства массивов устанавливается слабое повышение содержаний элементов группы Pd с увеличением содержания Pt от 0.5 до 1%, редко выше с максимальным содержанием в Нижнетагильском массиве (Авроринское пегматитовое тело) и массивах с преобладающим развитием клинопироксеновых пород и качканаритов (рис. 2).

Таблица

Массивы	Элементы									
	Вг	Иг	Ос+Ир	ИрИ	Рд	Fe	Cu	Ni		
Желтая сопка	85-92 (6)	1,03 (15)	2,08 (5)	0,25 (4)	0,60 (4)	8,96 (5)	1,26 (4)	0,10 (3)		
Желтая сопка	82,8-88,8	0,7-1,26	0,49-3,51	0,20-0,30	0,16-1,09	7,2-11,31	0,50-1,47	0,08-0,12		
Ильское тело	64,27 (5)	5,03 (3)	19,51 (5)	0,80 (2)	0,17 (3)	11,30 (3)	0,43 (3)	-		
Ильское тело	60,37-69,39	1,58-6,80	17,19-20,44	0,79-0,80	(0,14-0,19)	11,06-11,68	0,32-0,49	-		
Сосновское тело	76,97 (3)	1,72 (2)	6,14 (3)	0,58 (1)	0,22 (1)	12,17 (2)	1,83 (1)	-		
Сосновское тело	74,00-78,71	1,22-2,23	1,33-7,99	0,58	0,22	11,34-13,01	1,83	-		
Юдинское тело	82,81 (4)	2,18 (4)	1,12 (4)	0,57 (3)	0,30 (3)	10,76 (3)	1,46 (3)	сл.(1)		
Юдинское тело	81,2-83,62	1,31-2,74	0,76-2,5	0,42-0,67	0,11-0,50	9,66-11,58	1,14-1,67	сл.		
Каменунинский	80,19 (3)	1,54 (2)	5,00 (3)	0,69 (1)	0,18 (1)	11,97 (2)	0,54 (1)	сл.(1)		
Каменунинский	76,3-82,34	1,30-1,79	0,23-9,8	0,69	0,18	9,48-14,46	0,54	сл.		
Вересовоборский	85,08 (7)	0,65 (3)	1,69 (7)	0,30 (3)	0,46 (5)	9,89 (7)	1,00 (7)	0,60 (3)		
Вересовоборский	80,10-88,52	0,38-1,01	0,62-4,33	0,07-0,60	0,23-0,78	7,17-14,81	0,32-2,25	0,03-1,14		
Светлоборский	82,12 (5)	1,57 (1)	4,87 (5)	0,52 (1)	0,21 (1)	9,49 (5)	-	-		
Светлоборский	80,49-84,32	1,57	3,25-7,85	0,52	0,21	8,55-11,00	-	-		
Гусвогорский	87,97 (2)	1,67 (7)	0,28 (4)	0,82 (4)	1,01 (4)	7,64 (6)	0,57 (4)	сл.(1)		
Гусвогорский	84,85-90,33	0,22-3,47	0,28	0,58-1,32	0,55-1,19	6,27-8,64	0,38-0,88	сл.		
Баранчинские	83,58 (11)	0,72 (10)	0,67 (5)	0,92 (2)	1,26 (2)	10,53 (2)	0,55 (2)	0,04 (1)		
Баранчинские	77,0-85,92	0,2-2,0	0,28-1,2	0,19-1,66	1,20-1,32	10,19-10,88	0,40-0,71	0,04		
Омутнинский	73,88 (15)	2,02 (14)	12,48 (15)	0,47 (3)	0,32 (3)	9,46 (4)	1,39 (3)	сл.(1)		
НТМ, россыли	76,56 (25)	2,06 (9)	2,01 (21)	1,28 (4)	0,33 (6)	13,85 (19)	3,11 (15)	0,72 (6)		
НТМ, россыли	69,8-82,26	0,25-4,20	0,56-4,46	0,59-2,24	0,15-0,50	11,98-17,78	0,56-4,33	сл.-1,05		
НТМ, дуниты	78,53 (12)	1,40 (12)	1,28 (12)	0,48 (12)	0,35 (12)	12,83 (12)	4,23 (12)	0,80 (12)		
НТМ, дуниты	74,14-83,95	0,33-4,72	0,12-2,64	0,07-1,11	0,16-0,63	9,27-14,82	0,72-11,62	0,49-1,13		
НТМ, хромитовые жилы	79,98 (20)	3,41 (20)	4,66 (20)	0,61 (18)	0,16 (18)	12,43 (20)	3,88 (21)	1,18 (19)		
НТМ, хромитовые жилы	55,62-80,48	1,08-7,14	0,59-14,96	0,12-1,14	сл.-0,42	10,77-15,55	0,50-11,41	0-3,71		
НТМ, пегматиты	79,17 (5)	2,23 (4)	2,70 (4)	0,42 (4)	2,66 (5)	11,69 (5)	1,69 (5)	0,59 (5)		
НТМ, пегматиты	74,55-81,92	0,94-4,00	0,31-4,16	0,28-0,71	0,56-5,97	9,56-12,64	0,40-2,22	сл.-2,15		
Среднее по платиноносному поясу	79,90 (128)	1,84 (92)	5,08 (113)	0,65 (62)	0,40 (68)	10,54 (95)	1,21 (81)	0,18 (34)		
Среднее по платиноносному поясу	60,37-90,33	0,2-7,51	0,12-26,11	0,07-2,24	сл.-5,97	6,27-17,78	0,30-11,62	сл.-2,15		

Примечание: в знаменателе – вариации содержания элемента; в числителе – среднее арифметическое; в скобках – количество определения элемента

На диаграмме соотношение элементов подгруппы железа и Pt для большинства проб (около 50%) наблюдается четкая обратная корреляция. Но для РОФ МПГ Нижнетагильского, Омутнинского, Светлоборского массива и Сосновского дунитового тела четких зависимостей не устанавливается (рис.3).

На диаграмме отношение суммы осмия и иридия и платины наблюдается четкая обратная корреляция составов. Однако в стороне располагаются пробы РОФ МПГ Нижнетагильского и Баранчинских массивов (рис.4).

На диаграмме отношение содержание меди и железа наблюдается два типа корреляций (рис. 5). Для большинства массивов сохраняются содержания меди на уровне 0-0,5%. Для большинства проб РОФ МПГ Нижнетагильского массива наблюдается крутая положительная корреляция обоих элементов.

На диаграмме отношение содержание никеля и железа наблюдаются слабые положительные корреляции для Желтой сопки и Нижнетагильского массива (рис.6).

На диаграмме содержание платины и палладия наблюдается слабая положительная корреляция элементов с максимумом содержания в массивах с широким развитием пироксеновых пород и качканиритов (рис. 7).

На диаграмме свободный иридий –платина наблюдается общая слабая отрицательная корреляция с увеличением содержания платины (рис.8). Для проб РОФ МПГ Нижнетагильского массива корреляция более четкая, а также наблюдается заметное различие в составе РОФ МПГ из дунитов и хромитовых жил (рис.9).

На диаграмме свободный иридий – осмистый иридий четкая корреляция отсутствует (рис.10).

На диаграмме палладий-родий четкая корреляция отсутствует, но для Нижнетагильского массива наблюдается слабое уменьшение содержания палладия с увеличением содержания родия (рис. 11).

Выводы

Имеющиеся материалы и результаты их обработки позволяют сделать следующие выводы.

1. В пробах РОФ МПГ для разных массивов и всей совокупности массивов Платиноносного пояса Урала устанавливаются четкие корреляции состава ЭПГ и элементов группы железа как между собой, так и внутри отдельных групп.
2. Корреляция элементов РОФ МПГ может быть обусловлена изоморфизмом ЭПГ И ЭГЖ(элементы группы железа) в момент образования и преобразования протоплатины КЗУМ.

3. Существование изоморфизма ЭПГ И ЭГЖ и обособленных полей составов РОФ МПГ позволяет рассматривать их как некую генетическую и химическую общность – как протоминерал или ассоциацию протоминералов.
4. Элементы общности РОФ МПГ разных массивов, по-видимому, позволяют использовать их как инструмент выявления условий образования МПГ и эволюции их состава при наложенных преобразованиях.

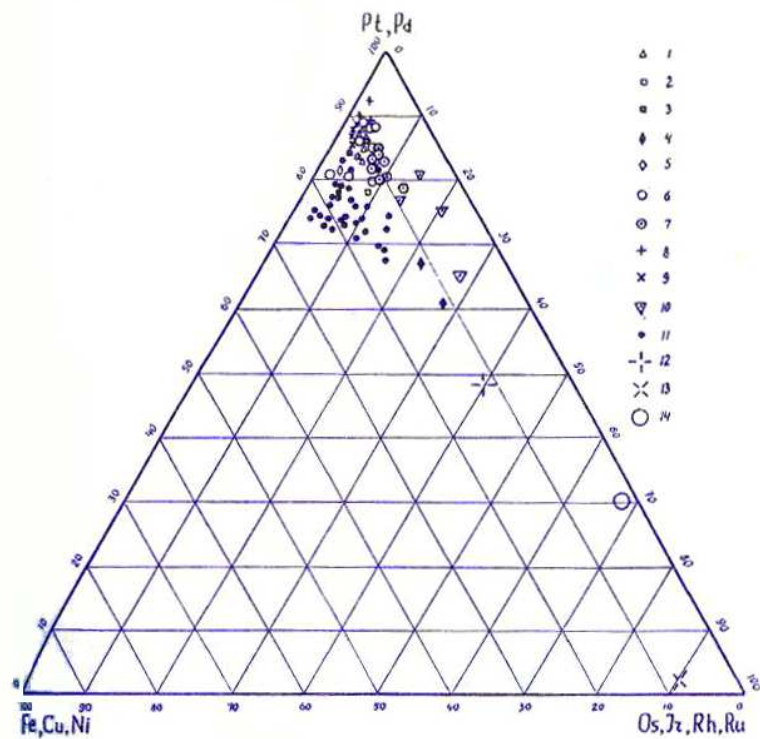


Рис.1. Вариации состава РОФ МПГ из концентрически-зональных пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. Условные обозначения: 1- Желтая сопка, 2 – Сосновское дунитовое тело, 3 – Юдинское дунитовое тело, 4 – Иовское дунитовое тело, 5 – Каменушинский массив, 6 – Вересовый бор, 7 – Светлый бор, 8 – Гусевогорский массив, 9 – Баранчинская группа массивов, 10 – Омутнинский массив, 11 – Нижнетагильский массив.

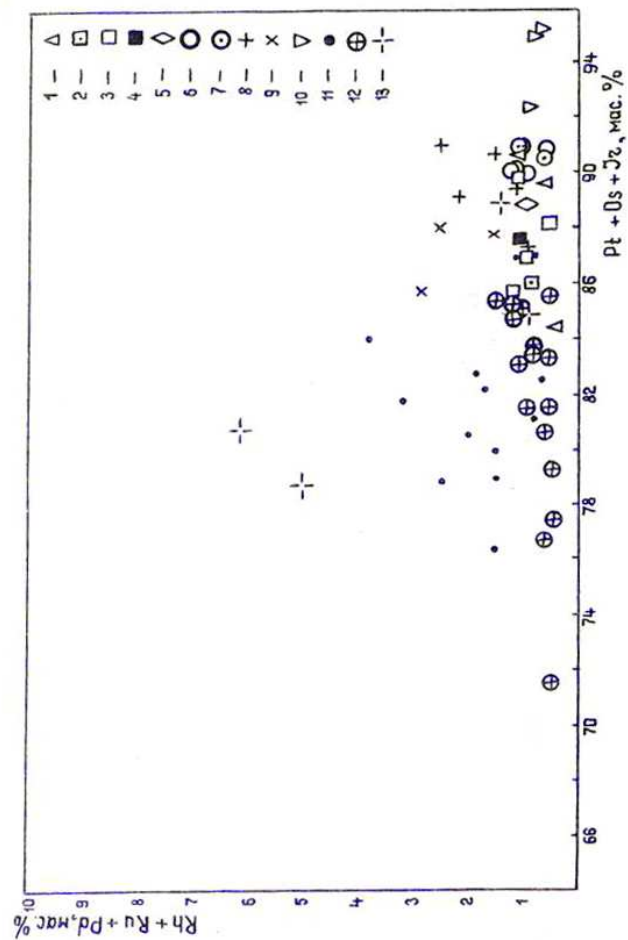


Рис. 2. Соотношение в РОФ МПГ содержания элементов группы Rh и Pt. Условные обозначения: 1 – Желтая сопка, 2 – Сосновское тело, 3 – Юдинское тело, 4 – Иовское тело, 5 – Каменушинский массив, 6 – Вересовый бор, 7 – Светлый бор, 8 – Гусевогорский массив, 9 – Баранчинские массивы, 10 – Омутнинский массив, 11 – Нижнетагильский массив(россыпи), 12 – Нижнетагильский массив (из хромитовых жил), 13 – Нижнетагильский массив(Авrorинская пегматитовая жила).

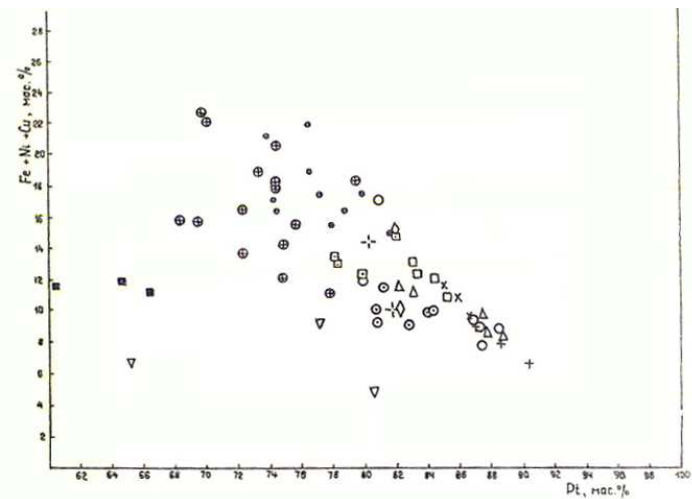


Рис. 3. Соотношение в РОФ МПГ элементов группы Fe и Pt. Условные обозначения как на рис. 2.

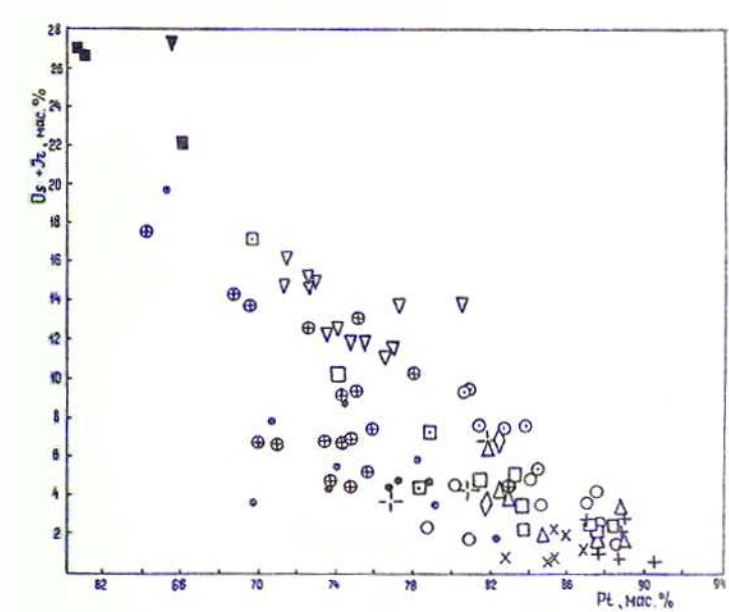


Рис. 4. Соотношение содержания в РОФ МПГ OsIr и Pt. Условные обозначения как на рис. 2.

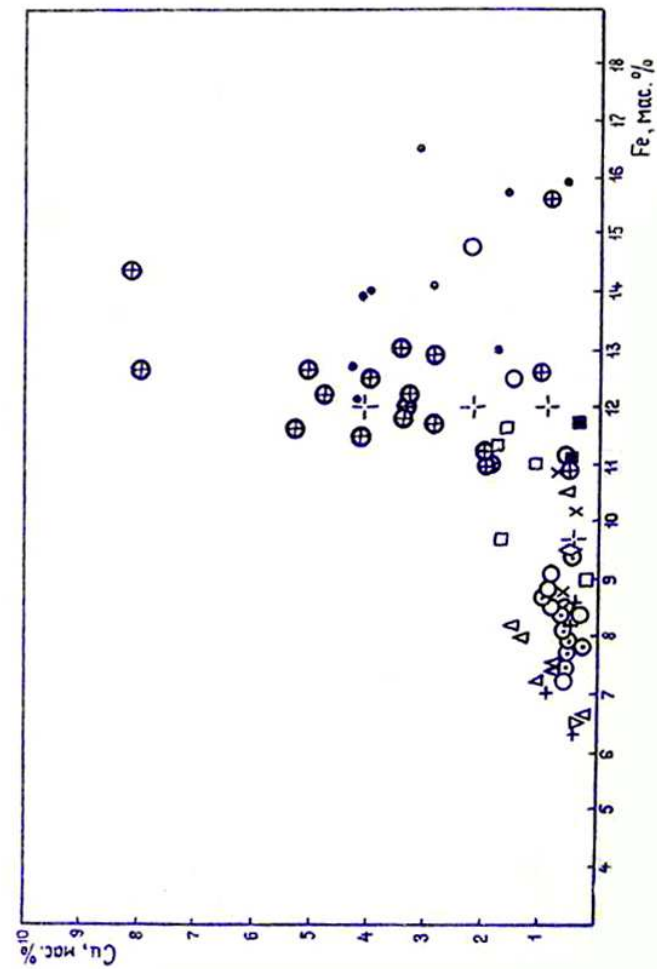


Рис. 5. Соотношение содержания в РОФ МПГ Cu и Fe. Условные обозначения как на рис. 2.

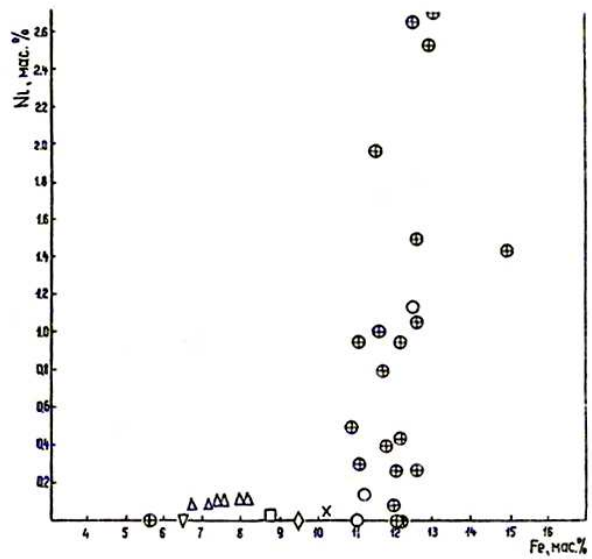


Рис. 6. Соотношение содержания в РОФ МПГ Ni и Fe. Условные обозначения как на рис. 2.

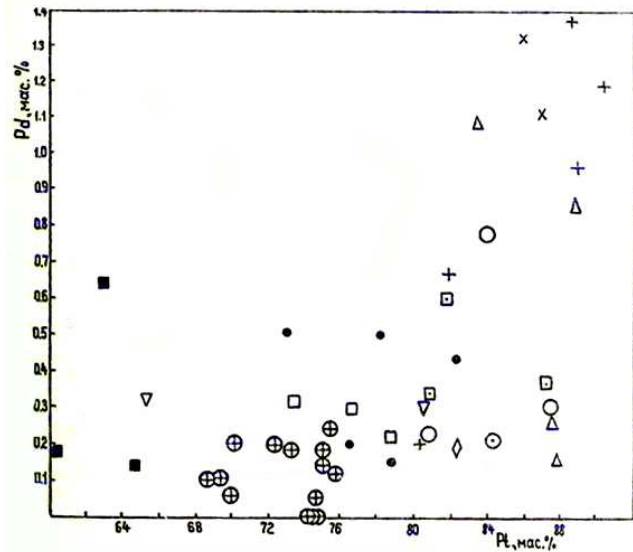


Рис. 7. Соотношение содержания в РОФ МПГ Pd и Pt. Условные обозначения как на рис. 2.

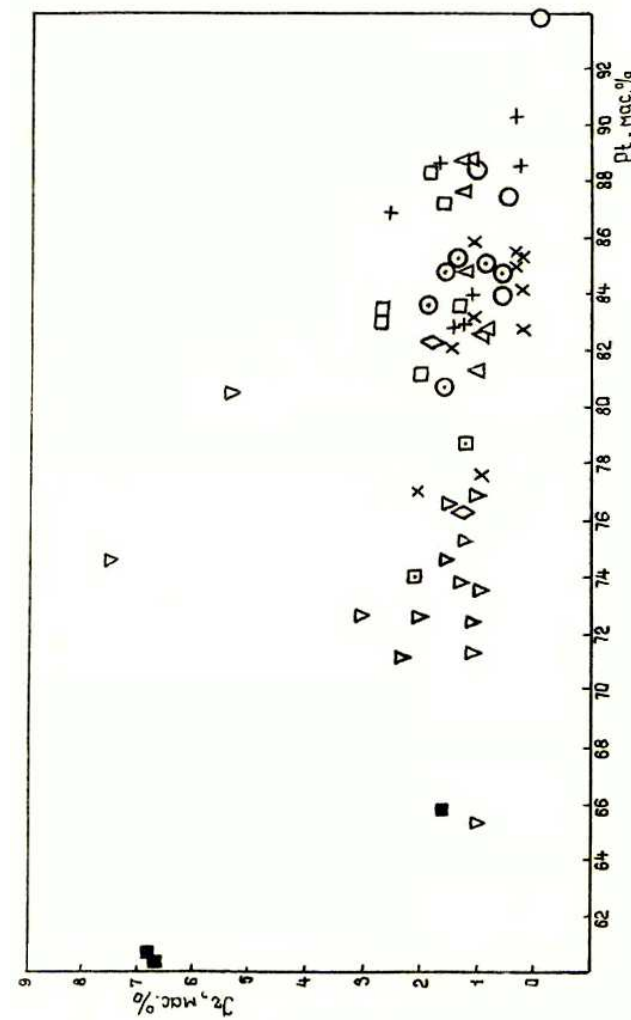


Рис. 8. Соотношение в РОФ МПГ содержания Ir и Pt. Условные обозначения как на рис. 2.

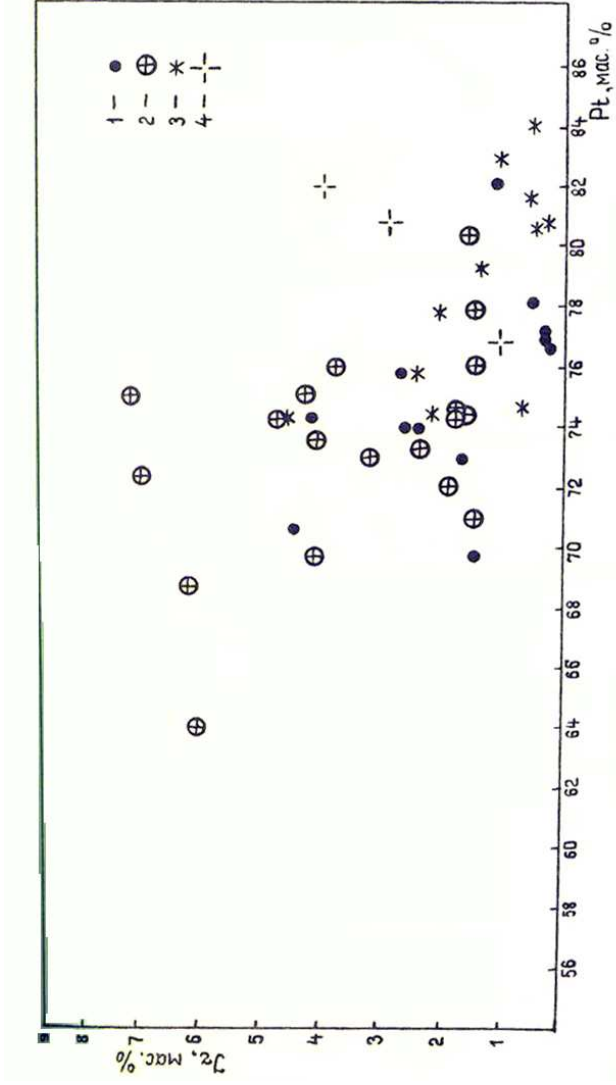


Рис. 9. Соотношение в РОФ МПГ Нижнетагильского массива содержания Ig и Pt. Условные обозначения: 1 – из аллювия, 2 – из хромитовых жил, 3 – из дунитов, 4 – из Авроринской пегматитовой жилы.

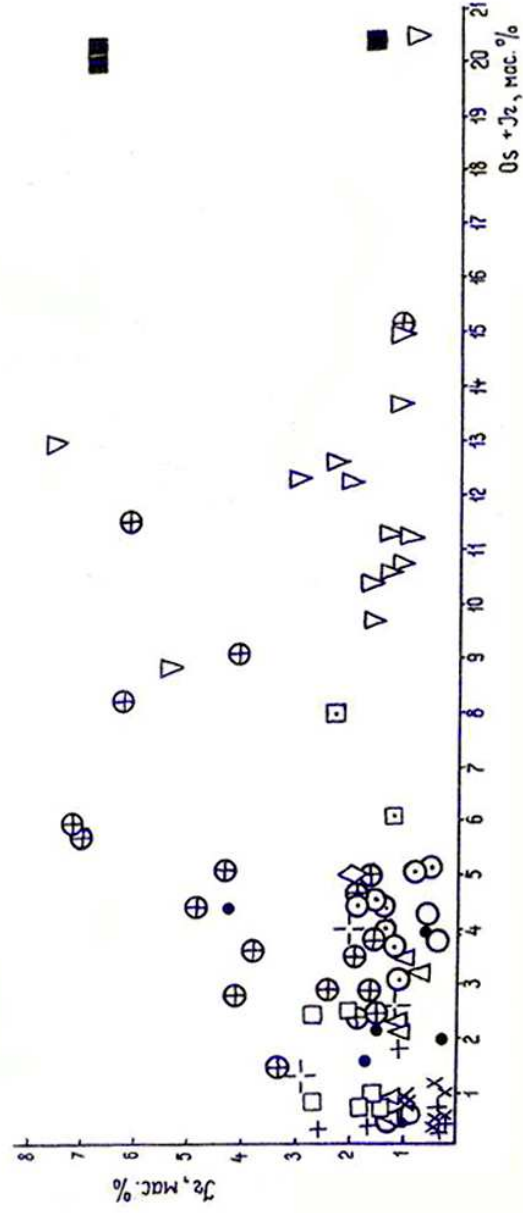


Рис. 10. Соотношение в РОФ МПГ содержания Ig и OsIg. Условные обозначения как на рис.2.

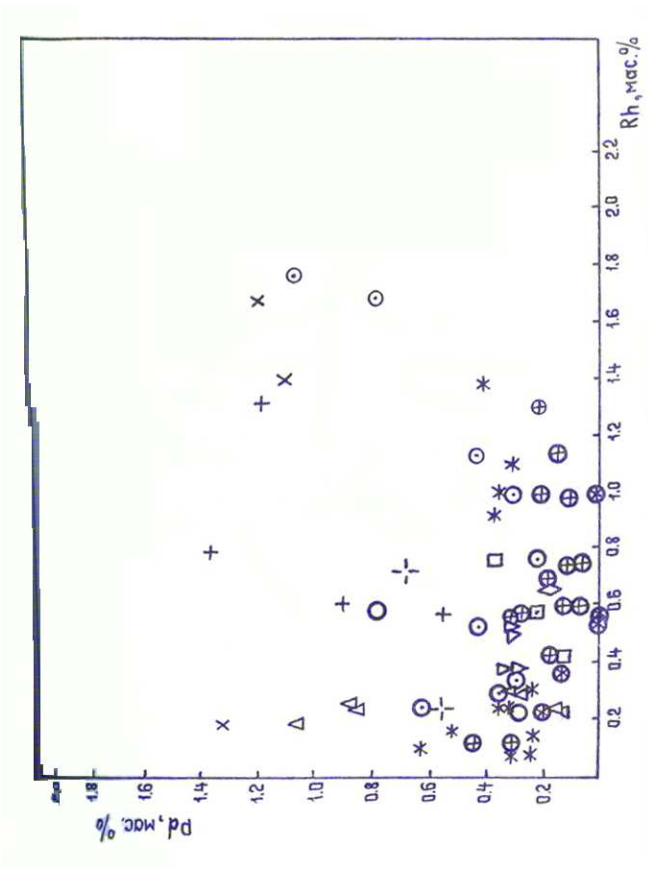


Рис. 11. Соотношение в РОФ МПГ содержания Pd и Rh. Условные обозначения как на рис. 2 и 9.

Литература

1. **Бетехтин А.Г.** Платина и другие минералы платиновой группы. М.: АН СССР. 1935. 148с.
2. **Высоцкий Н.К.** Месторождения платины Исковского и Нижнетагильского районов на Урале. СПб. 1913. 694с.
3. **Высоцкий Н.К.** Платина и районы ее добычи. Пг. 1925. Т.4. С.347-692.
4. **Заварицкий А.Н.** Коренные месторождения платины на Урале. М.: 1928. 56с.
5. **Иванов О.К.** Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екб. 1997. 487с.
6. **Иванов О.К.** Оценка платиноносности россыпей связанных с концентрически-зональными пироксенит-дунитовыми массивами уральского типа// Уральский геологический журнал.1998. № 2. С.34-41.
7. **Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П.** Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распространения коренной платины. М.: Гостехиздат. 1956. 113с.
8. **Разин Л.В.** Месторождения платиновых металлов// Рудные месторождения СССР. М.: 1974. Т.3. С.96-116.
9. **Сигов А.П., Ромашова В.И.** Закономерности образования и размещения золото-платиновых россыпей Урала. Свердловск. Урал-геолуправление. 1977.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ОБОГАЩЕНИЕ МЕЛКОГО ЗОЛОТА НА ВИНТОВЫХ ШЛЮЗАХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЭФФЕКТА ИЗОМЕТРИЗАЦИИ

Эффективность обогащения россыпного золота в значительной степени зависит как от характеристик обогатительного оборудования, так и от самого полезного компонента, в частности, морфологии и физико-химических свойств. Потери мелкого и тонкого золота по некоторым объектам достигают 40 и более процентов и зависят от доли мелкого и тонкого золота в общих запасах россыпи [8]. Причем, потери при добыче и обогащении по сравнению с последующими стадиями передала выше в несколько раз [4].

Как правило, в голове обогатительного процесса стоят гравитационные способы: отсадка, обогащение на винтовых сепараторах, прямоточных шлюзах, гидроциклах и тп. При этом отмечается, что концентрация подобными способами осложняется рядом факторов и в первую очередь размером и морфологией частиц полезного компонента. В производственных условиях промприборы недостаточно эффективно извлекают золото менее 0,25 мм [1]. Негативное влияние на гидравлические характеристики золота оказывает форма его нахождения (сростки), характер поверхности (микрорельеф, пористость, пренки) и ее свойства (гидрофобность – гидрофильность, способность к катионно-анионному обмену, электрическая активность [11]).

Нами выполнены исследования по определению закономерности распределения золота по продуктам обогащения, получаемым в результате обработки проб палеороссыпей золота на винтовом шлюзе.

Наиболее серьезные исследования по использованию винтовых шлюзов проводятся в лаборатории осадочных полезных ископаемых (ЛОПИ) Пермского университета. Здесь разработана, опробована и успешно применена методика обогащения мелких и тонких фракций полезного компонента с применением поискового винтового шлюза [3, 5]. Данная установка совмещает в себе качества горизонтального шлюза и принцип действия винтового сепаратора. Эффективность извлечения на винтовом шлюзе зависит от крупности промываемого материала, характеристик (размера, формы, плотности и др.) частиц полезного компонента, степени глинистости материала и содержания в нем тяжелой фракции [2, 10]. Оптимальный размер для концентрации тяжелой фракции частиц полезных минералов составляет 0.25-0.02 мм.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

Небольшой вес, компактность, простота в обслуживании и высокая эффективность обогащения минералов мелкого (менее 0,25 мм) класса позволяют широко использовать шлюз при гравитационном обогащении. Сопоставление результатов опробования золота на бутаре и винтовом шлюзе оказалось в пользу последнего. Традиционное лотковое опробование занижает содержания золота в 1.2-3 раза по сравнению с винтовым шлюзом [3,5].

Сравнение результатов обогащения золота древних россыпей, на промприборах типа ПОУ – 4М и выполненное нами по методике ЛОПИ показало, что извлекаемость золота в последнем случае в 1.5 раза выше [6].

Палеороссыпь, пески которой обогащались на винтовом шлюзе, характеризуется высоким содержанием золота мелкого и тонкого классов: свыше 50% частиц менее 0.25 мм, что соответствует 25-27% по весу. В морфологическом плане свыше 80% золотин имеют уплощенные формы, причем, значительная часть золота находится в сростках (7-8% от общего количества извлекаемого металла). Малая размерность, морфология и соответствующая форма нахождения позволяет отнести золото исследуемого месторождения к упорному [9]. На основании рекомендаций по использованию винтового шлюза [5] из пробы весом 100 кг были выделены классы крупности $-0.5 + 0.25$ и -0.25 мм. При однократном перемыве класса $-0.5 + 0.25$ мм в концентрат попадает около 51% частиц. Исследование веса частиц в продуктах обогащения показало, что существует определенная тенденция к увеличению среднего веса золотин от концентрата к хвостам. Так например, в концентрате средний вес частиц золота составил 0.18 мг, в промпродукте средний вес – 0.23 мг, в хвостах – 0.22 мг.

В результате перемыва промпродукта и хвостов данная тенденция прослеживается гораздо четче. При перемыве промпродукта получаем следующее распределение: в концентрате средний вес золотины составил 0.18 мг, в промпродукте – 0.40 мг и в хвостах 0.46-0.48 мг. Обогащение собственно хвостов показало, что в концентрате сосредотачиваются частицы со средним весом 0.194 мг в хвостах – 0.60 мг.

Различия в весе объясняются тем, что в концентрат уходят частицы меньшей крупности, чем в остальные продукты перемыва.

Анализ морфологии извлеченных золотин показал, что в концентрате сосредотачиваются частицы в основном изометричных, комковидных форм. В хвостах подавляющее число частиц представлено уплощенными образованиями. В промпродукте присутствуют золотины различной морфологии (уплощенные, изогнутые, палочковидные и т.д.).

При обогащении фракции -0.25 мм было установлено, что после

первого перемива распределение золота имело следующий вид: в концентрат попало 83.7%, в промпродукт – 16.24 и хвосты – 0.06% извлеченного из данной фракции золота. Обогащение промпродукта позволяет достичь полного извлечения уже первой же перемычки промпродукта: общее количество золота в концентрате 1 и в концентрате 2 равно 99% от всего извлеченного из пробы золота, что составляет порядка 97.36% общего веса.

Тенденция распределения по весу аналогична рассмотренной ранее для материала крупностью – $0.5 + 0.25$ мм, т.е. от концентрата к хвостам средний вес знака золота возрастает. Так, например, после первого перемива средний вес золотин из концентрата 1 составил 0.037 мг, в промпродукте 1 средний вес частиц равняется 0.046 мг, в хвосты 1 уходят золотины среднего веса которых достигает 0.083 мг. Такой же эффект наблюдается и при перемиве промпродукта 1: средний вес золотины в концентрате 2 составил 0.043 мг, из промпродукта и хвостов 0,07 и 1.07 мг соответственно.

В морфологическом плане отмечается та же зависимость распределения частиц по продуктам обогащения: в концентрате присутствует почти все изометричное золото данной пробы, и лишь незначительная его часть приходится на промпродукты и хвосты.

Сопоставление результатов извлечения по фракциям показало, что больший эффект достигается при обогащении материала меньшей крупности: извлечение золота в концентрат из фракции – $0.5 + 0.25$ мм после первого перемива составило 51%, а при обогащении по классу – 0.25 мм – 83.7%, при перемиве промпродуктов данных фракций общее извлечение (K1 и K2) достигает 79 и 99% соответственно.

В ходе исследований установлено, что в процессе обогащения распределение золота в сродках (в данном случае с кварцем) по продуктам перемива также имеет определенную зависимость. Перемив материала по классу – $0.5 + 0.25$ мм показал следующие результаты: 51.4% сродков золота с кварцем попадает в концентрат, в промпродукте обнаружено – 44.4% и в хвосты ушло 4.2%.

В то же время, при перемиве фракции – 0.25 мм имеем следующее: 88.4% сродков в концентрате, 10.5% в промпродукте и 1.1% в хвостах.

Приведенные результаты однозначно указывают на четкую зависимость эффективности обогащения от размерности промываемого материала, причем чем меньше размерность, тем выше степень извлечения сродков в концентрат.

Испытания на определение порога извлекаемости показали, что винтовой шлюз (для данных объектов) достаточно эффективно извлекает золото порядка 45 мкм [6].

Многочисленные исследования по гравитационному обогащению на винтовых шлюзах неклассифицированной массы по классу – 1.0 мм показывают стабильные результаты: в концентрат извлекается 60% золота, а в промпродукт и хвосты – по 20%. В концентрате преобладает более мелкое и более изометричное золото, в то время как в хвостах и промпродукте – более крупное и уплощенное.

Полученные результаты позволили сформулировать задачу – увеличение извлекаемости золота на винтовых шлюзах и раскрытие сродков с золотом.

Учитывая то, что в концентрат попадает изометричное золото, а также и то, что золото-пластичный металл, был выбран метод механической деформации золота, который мог бы привести к его изометризации. Решение задачи оказалось возможным при использовании роторного дезинтегратора. Частицы породы и металл в свободном падении соударяются с пальцами, насаженными на вращающийся ротор. При соударении по хрупкому веществу распространяется волна, которая разряжается на любых несовершенствах минерала: фазовые границы, микротрещины, дислокации и т.д. Одновременно происходит как дробление вещества, так и раскрытие сродков. Пластичный же материал (в данном случае золото) приобретает тороидальную или шарообразную форму (рис. 1). Это позволило нам разработать способ преобразования формы пластинчатого золота [7]. Проведенные испытания по обогащению изометризованного золота показали, что с первой промывки на винтовом шлюзе в концентрат извлекалось 85% золота, в промпродукт – 12, а в хвосты уходило 3% (рис. 2).

Кроме слаболитифицированных палеороссыпей, методика была опробована на глинистых корах выветривания Капитановского месторождения Украины. Глина вначале сушилась, затем дробилась в роторном дезинтеграторе и промывалась на винтовом шлюзе. Извлечение золота, размер частиц которого варьировал от 50 до 100 мкм, составил 60%. В контрольной части пробы промытой без изометризации извлечение не превышало 30%. Бромформирование материала кор выветривания положительного результата не дало. Следует отметить, что при обогащении руд Капитановского месторождения, выполненном традиционным гравитационным способом (ИМР) и флотационным методом (ЦНИГРИ) извлечение золота не превышало 18-21%.

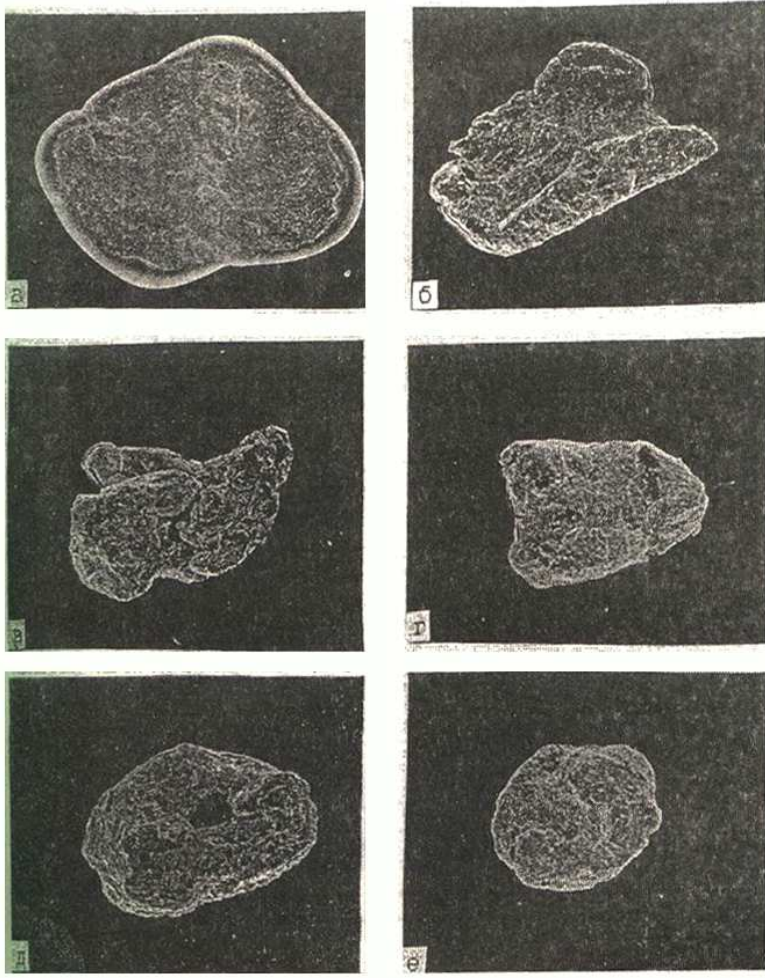


Рис. 1. Изменение формы пластинчатого золота (а-е) в результате его обработки в дезинтеграторе (РЭМ, увел. 250).

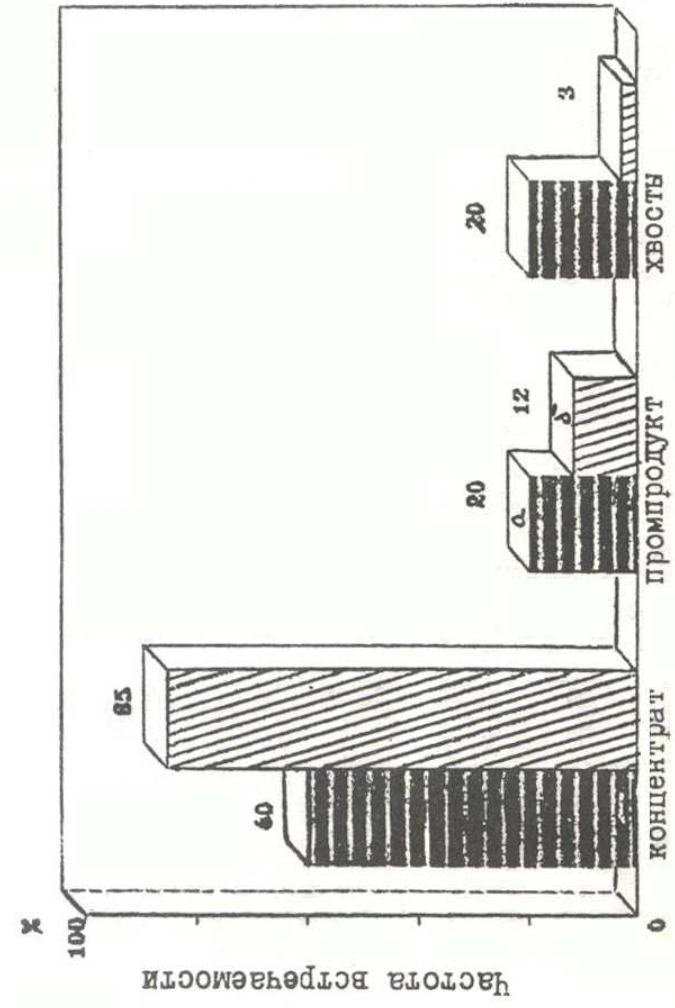


Рис. 2. Распределение частиц золота по продуктам гравитационного обогащения на винновом шлюзе: а) извлечение не обработанного золота; б) извлечение «изометризованного» золота.

Литература

1. **Ковалев А.А., Секисов Г.В., Шевкаленко В.Л.** Техногенное образование золота в россыпных месторождениях и технология его извлечения // Тез. Докл. II Регион. Совещ. «Минералогия Урала». Т. 2., свердловск, 1990.
2. **Лунев Б.С.** К вопросу поисков россыпных месторождений // Аллювий, Пермь, 1973. Вып. 2, с. 49-66.
3. **Лунев Б.С., Осовецкий Б.М., Уткин Р.Е.** Актуальные вопросы поисков аллювиальных россыпей с мелкими зернами ценных минералов // Аллювий, Пермь. – 1990.
4. **Мейерович А.С., Нарсеев А.В.** Совершенная практика извлечения благородных металлов из забалансовых руд и отвальных продуктов за рубежом // Лабораторные и технологические исследования и обогащение минерального сырья. – М., 1989.
5. **Осовецкий Б.М.** Тяжелая фракция аллювия. Иркутск, 1986. 260 с.
6. **Осташенко Б.А., Усков Н.Н.** Проблемы извлечения мелкого и тонкого классов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России. Сыктывкар, 1994. Т. II. С. 12-14.
7. **Осташенко Б.А., Усков Н.Н., Тюманок А.Н.** Способ преобразования формы пластинчатого золота. Патент 1727261, 1992.
8. **Прусс Ю.В.** Проблема учета запасов «мелкого» и «тонкого» золота россыпей // Разведка и охрана недр, № 12, 1987. С. 22-23.
9. **Совершенствование технологии переработки песков и методика оценки россыпей, содержащих упорные формы золота /** Брик К.А., Мурзин В.В., Киселева Л.О. и др. Сер. «Научные доклады», Свердловск, 1989, 26 с.
10. **Уткин Р.Е.** Исследование процессов концентрации тяжелых минералов на поисковом винтовом шлюзе // Аллювий, Пермь, 1976.
11. **Шило Н.А.** Основы учения о россыпях. – М.: Наука, 1981, 320 с.

© Федоров В.И., Супруновский Г.П., Сегедин Р.А.

60-ЛЕТНИЙ ЮБИЛЕЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДЧИКОВ ЗАПАДНОГО КАЗАХСТАНА

В 1999 году геологоразведчики Западного Казахстана отмечают 60-летний юбилей образования геологической службы в регионе. Ее создание свой отсчет ведет с 27 августа 1939 года, когда Председатель Комитета по делам геологии при Совете Народных Комиссаров СССР, известный советский геолог, крупный специалист в области геологии и оценки месторождений рудных полезных ископаемых, Илья Ильич Мальшев подписал приказ об организации в г.Актюбинске «Геологического бюро» Казахского геологического управления «для обслуживания западной части Казахской ССР» – именно так геологические задачи бюро сформулированы в этом приказе. Указанный юридический акт был объективно обусловлен, с одной стороны, признанием высоких перспектив территории нашего края на разнообразные виды минерального сырья, а с другой стороны - необходимостью их скорейшего изучения для удовлетворения бурно растущих потребностей молодой, стремительно развивающейся индустрии восточных районов СССР, в ходе реализации заданий предвоенных пятилеток.

Образование новой территориальной организации произошло, безусловно, не на голом месте. К 1939 г. в Западном Казахстане усилиями геологов отрядов АН СССР, других научных организаций, отдельных партий добывающих и перерабатывающих предприятий, входивших в тресты «Уралчерметразведка», «Уралцветметразведка», «Клавхимразведка» Казахского геологического управления, уже были выявлены многие месторождения металла там, где сегодня находятся месторождения Актюбинского фосфоритоносного бассейна.

Важное открытие было зафиксировано в эти же годы в центральной части Прикаспийской впадины, где вблизи соляного озера Индер А.Н.Волковым и А.Д. Желонкиным в 1934 г. были нанесены на карты первые II боропроявлений, а в 1935-36 гг. экспедицией ЦНИГРИ (К.А.Иванов, Н.И.Марочкин) в образованиях гипсовой «шляпы» Индерского соляного купола установлено около 40 залежей элювиальных борных руд, что в совокупности положило начало формирования Индерского рудного района.

Перечисленные геологические открытия подготовили базу для планомерного геологического изучения Западного Казахстана и

послужили главным побудительным импульсом к созданию территориальной и геологической службы.

Актюбинское геологическое бюро в момент своего зарождения было в производственном отношении очень слабым. В него входило всего 9 партий – 2 геолого-съёмочные, 2 геофизические, 3 поисково-разведочные, 1 гидрогеологическая и 1 топографическая. Оно не объединяло в своем составе все работы на твердые полезные ископаемые в Западном Казахстане, так как параллельно продолжали существовать партии, организационно входившие в состав «Уралчерметразведка», «Уралцветметразведка» и других ведомств. Слабыми были и материально-технические возможности, преобладал ручной труд на г.р.р.. Транспортная база в 1940 г. состояла из двух автомашин ГАЗ АА и 29 лошадей.

Постепенно развиваясь, постоянно и интенсивно пополняя рудный потенциал региона, пройдя через десятки реорганизаций, эта небольшая в период становления геологическая ячейка в послевоенные годы превратилась в мощное геологическое предприятие, вооруженное всем арсеналом современных научных и технических средств, необходимых для выявления и оценки месторождений практически всех используемых в народном хозяйстве полезных ископаемых.

В результате рыночных преобразований геологическая отрасль на территории бывшего Советского Союза – передовая и высокоорганизованная – понесла большие потери. Естественно, этот процесс не обошел стороной Западный Казахстан, но нам удалось сохранить ядро Западно-Казахстанского производственного геологического объединения, в результате акционирования организаций и предприятий которого создано открытое Акционерное общество «Запрудгеология».

За 60-летний период геологического изучения территории Актюбинской, Западно-Казахстанской, Атырауской и Мангистауской областей (общая площадь – 728 тыс.кв.км) его коллективом накоплен огромный опыт проведения всего цикла геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые и воду, начиная от прогноза полезных ископаемых до детальной разведки месторождений и утверждения их запасов. Проводимые геологические исследования нашим коллективом отличаются высокой результативностью, достоверность конечной геологической информации и рациональное комплексирование методов, направленное на максимальное удешевление стоимости единицы конечного результата.

Усилиями геологоразведчиков коллективов, приемником которых оказалось ОАО «Запрудгеология», были выявлены десятки рудных месторождений и подземных вод, в том числе такие, как луч-

шие в мире месторождения хромитов Южно-Кемпирсайского района, крупные месторождения кобальт-никелевых руд Кемпирсайского района, меди и цинка Средне-Орского, Верхне-Орского и Кундыздинского районов, бокситов Талдык-Ащисайского, месторождений золота Юбилейное и десятки други, уникальных месторождений (борных и других солей Прикаспия), асбестов, слюд и каолинового сырья в Мугоджарах, фосфоритов Приуралья, бария и стронция на Мангышлаке, многих бассейнов пресных и минеральных подземных вод по всему региону. Эти результаты явились итогом усилий многих десятков и сотен специалистов.

Среди них – академик А.Л. Яншин, профессор А.П. Соловов, академик АК Казахстана А.А. Абдулин, замечательные геологи-региональщики Г.И. Водорезов, Р.А. Сегедин, М.М. Бакулина, Г.С.Трошин, Г.А. и И.Е. Костики, В.С. Дербенев; крупные организаторы производства И.Д. Рогожин, Б.Е. Милецкий, Т.К. Имашев, В.И. Абатуров, Е.И. Книжник, Е.С. Шмыров, О.Ф.Гордеев, Г.П. Супруновский; поисковики, разведчики и металлогенисты К.А. Коблов, Е.П. Степанов, Е.М. Медетов, А.К. Артыкбаев, А.П. Бачин, Ю.В. Хромов, В.Г. Лончаков, В.В. Литошко, В.М. Ситников, А.Н. Яценко, М.Ф. Шульгин, В.В. и О.А. Ивановы, А.А. Завражный, П.Л. Смольяников, В.Т. Парфенов, В.И. Федоров, Л.И. Меркулов, К.Т. Тухфатов, О.Ж. Жиренов, Б.Ф. Иванышин, В.В. Юриш и много других заслуженных имен.

Сотни геологоразведчиков за прошедшие десятилетия награждены орденами и медалями СССР и Казахстана, десятки удостоены звания лауреатов Государственных премий и носят высокое звание Первооткрывателя месторождений.

Для коллектива всегда была характерна прочная связь с научными организациями, особенно тесной она была с Уральской геологической школой в лице таких ее представителей как С.И.Иванов, Д.С. Штейнберг, К.К. Золоев, Г.А. Кейльман, В.В.Болтыров, О.К.Иванов, В.А.Пучков, В.М. Нечехин, А.И. Грабежев, В.А. Прокин и др. Все это позволяло держать на самом современном уровне методологию и технологию геологического поиска и его высокую результативность. Несмотря на многократное сокращение объемов геологоразведочных работ за период 1991-99 гг., коллектив сохранил все необходимые предпосылки для выполнения всех стадий г.р.р.: опытные кадры специалистов – геологов для производства региональных исследований в Мугоджарах с их обрамлением и Прикаспии, сохранилась геофизическая и топогеодезическая службы, имеется лабораторная база, высокопрофессиональные гидрогеологическая, картосоставительская и прогнозная составляющие г.р.р., а также руководящий состав, достаточная для современных условий техническая база.

Новые экономические условия в которых мы сегодня работаем и живем предъявили новый уровень требований к результативности г.р.р., прежде всего. Это тот фундамент, без которого нельзя поддерживать высокий уровень геолого-экономических показателей, поскольку инвестиционная политика направлена на скорейшую окупаемость вложенных средств. Она становится жизненной необходимостью, определяет стратегическое содержание ближайших и отдаленных задач геологических исследований: поддержание сырьевой базы осваиваемых объектов за счет флангов и глубоких горизонтов, открытия новых объектов на рудных полях разрабатываемых – месторождений, выявление новых месторождений, превосходящих по геолого-экономическим показателям резервные месторождения, конкурентно-способных по отношению к другим районам; выявление новых нетрадиционных для региона высокоэффективных месторождений.

Для выполнения этих задач мы имеем все геологические и производственные возможности. За свою многолетнюю историю наш коллектив пережил 16 реорганизаций и преобразований, сменилось поколение геологов, но всегда энтузиазм, творческий труд и преданность любимому делу были и остаются основными чертами геологоразведчиков Западного Казахстана.

От имени нынешнего поколения геологоразведчиков приветствуем и поздравляем всех ветеранов с Юбилеем.

Желаем всем нашим коллегам больших открытий, доброго здоровья, счастья и благополучия.

© В.В. Юриш, З.А. Юриш

ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮЖНЫХ МУГОДЖАРАХ

В 1988-99 гг. силами Прогнозной партии ОАО «Запрудгеология» (бывшее ПГО «Запказгеология») проводились палеовулканические исследования в южной части Западно-Мугоджарской рифтогенной зоны на площади более 5 тыс.кв.км. Работы велись в условиях острой нехватки ассигнований из государственного бюджета. В 1993-96 годах работы практически не проводились и были возобновлены лишь в октябре 1997 года. Работа была завершена благодаря тому, что Казахско-Французское СП «Кожемалтын», получившее лицензию на эту территорию с пониманием отнеслось к важности и насущности этой проблемы, заключило с ОАО «Запрудгеология» контракт на завершение палеовулканических исследований и выделило для этого необходимые ассигнования. В итоге на всю территорию были составлены 16 палеовулканических карт масштаба 1:50000 и сводная карта масштаба 1:200000.

В процессе исследований впервые для региона применен структурный подход к картированию вулканогенных толщ, разработаны схема вулканизма и легенда применительно к геодинамическим режимам формирования вулканических комплексов.

Установлено два главных режима формирования вулканогенных толщ – океанический и островной и два промежуточных: от океанического к островному и предостровной. Каждому режиму соответствуют ярко выраженные специфические особенности вулканизма. В океаническом режиме в условиях растяжения вулканизм носил трещинный характер. Сформировался актогайский комплекс глубоководных лав однородной недифференцированной формации с системой подводящих каналов (комплекс «дайка в дайке»).

В режиме переходном от океанического к островному характер вулканизма существенно меняется – на смену линейному приходит вулканизм центрального типа. Формируются крупные постройки щитовых вулканов. На исследуемой площади откартированы три щитовые мегапостройки: (с севера на юг) Кучукбайская, Сарлыбайская, Бохтыбайская. Каждая характеризуется своеобразным базальтоидным вулканизмом слабо дифференцированного формационного типа. Так, в пределах Кучукбайского щитового вулкана развит субаэральный вулканизм (кучукбайский комплекс) в виде компактных потоков база-

ОАО «Запрудгеология», г.Актюбинск

льтов и андезибазальтов с подчиненным количеством кислых дифференциатов, представленных ферродацитами. Сарлыбайская мегапостройка сложена мелководными подушечными лавами донгегекского комплекса и их кислыми производными – исландитами. Самая южная Бохтыбайская постройка сочетает особенности первых двух типов.

Последующий этап развития щитовых вулканов связан не со сменой геодинамического режима, а с автодеформациями построек вследствие опустошения магматических камер. Наиболее отчетливо этот этап проявился в Кучукбайской мегапостройке, где в результате концентрических посадок образовались телескопированные вулкано-депресссионные зоны в форме пологих дух, обращенных выпуклой стороной к периферии мегапостройки. Расколами глубокого заложения были активизированы магматические очаги иного уровня, в результате в пределах кальдер стал развиваться контрастный вулканизм, представленный кундыздинским и куркудукским комплексами.

Островной режим – это существенно новый этап вулканической деятельности. Прежде всего происходит смена структурного плана. Новые очаги вулканизма отмечены на стыке щитовых мегаструктур – Сарлыбайской и Бохтыбайской, где сформировался Милышинский ареальный щит. Кроме того, можно предполагать, что заложение построек островного этапа происходило вдоль шовной зоны у основания Бохтыбайской мегапостройки. Эксплозивный характер вулканизма привел к быстрому опустошению магматического очага и формированию обширной Берчогурской вулкано-тектонической депрессии, по бортам которой сохранились фрагменты стратовулканных построек алабасского комплекса последовательно дифференцированного формационного ряда.

Интрузивные образования увязаны с вулканическими процессами, определены их роль и место в вулканических структурах, выделены комагматичные серии пород. Так, в составе контрастных серий куркудукского и кундыздинского комплексов выделены котловые и компенсационные интрузии плагиогранитов, габбродолеритов, габбро. К завершающему этапу островного вулканизма приурочено формирование самостоятельных малых интрузий шекарабулакского комплекса.

Эволюция магматизма Южных Мугоджар шла в направлении от толеитовых серий к известково-щелочным через увеличение содержания калия в составе пород и повышении роли пород средней основности. Эта тенденция повторяется и в интрузивных породах, где на смену примитивным плагиогранитам ранних котловых интрузий приходят тоналиты и гранодиориты с широкой гаммой аксессуариев и золоторудной специализацией.

Выявлена закономерная связь разных этапов вулканизма с рудообразованием: в переходный от океанического этап происходило

формирование колчеданных месторождений кипрского типа в связи с жерловыми аппаратами донгелекского комплекса и колчеданного оруденения уральского типа в депрессионных структурах (куркудукский и кундыздинский комплексы). К глубинным очагам островного вулканизма приурочены медные и золотопорфировые объекты типа Юбилейного, которые фиксируются серией вулканодиапировых структур.

Выдвинута проблема поисков и оценки малых золотоносных интрузий в Борлинской зоне субдукции на ее сочленении с Сарлыбайским базальтовым поднятием. В процессе работ здесь выявлена золотоносная структура этого типа – Спорное 2, составляющая в совокупности с малыми интрузиями Ашик, Ортокарасай, Тулепсай основу золотоносного пояса малых интрузий.

В числе других результатов палеовулканических исследований необходимо упомянуть следующие:

Составлена сводка по петрологии вулканогенных толщ юга Западных Мугоджар, включающая петрографические, петрохимические и петрофизические характеристики всех разновидностей пород вулканоконплексов. Сводка дополнена альбомом микрофотографий шлифов по всем комплексам.

Установлены закономерности формирования кремнистых пород, их положение в депрессионных структурах и впервые для юга Западных Мугоджар выделено Четыре уровня кремнистых пород.

Впервые описан вулканный биогенез в связи с экструзиями алабасского комплекса.

Изучение структурного положения вулканических и сопутствующих толщ создало предпосылки для разработки геодинамической модели палеозоя Казахского Урала. Модель заслушана на I Всероссийском металлогеническом совещании (20-23 сентября 1994 года) и опубликована в избранных трудах этого совещания.

Опыт структурно-палеовулканических исследований в Мугоджарах показал их широкие возможности как при научном изучении древних вулканов, так и при прогнозировании поисков медноколчеданного и золотого оруденения. Достаточно сказать, что при поисках медноколчеданного оруденения площадь поисков с 5 тыс. кв. км сужается до 536 кв.км, т.е. до суммарной площади потенциально-рудоносных кальдер с учетом их предварительной отбраковки.

Западные Мугоджары представляют собой область уникальную в палеовулканическом и геодинамическом отношении. По р. Шулдак обнажается мировой эталон океанического дна с зонами спрединга и глубоководными лавами. На юге Мугоджар в большом количестве и разнообразии имеются прекрасной сохранности вулканические постройки и поддающиеся изучению вулканодепрессионные структуры. Наконец здесь на поверхность выступает зона субдук-

ции островной дуги андийского типа (Борлинская зона субдукции) – пример глобальной геодинамической структуры, которые сегодня во всем мире изучаются лишь с помощью геофизических методов с большой долей умозаключений и предположений.

По-существу, Южные Мугоджары являются палеовулканическим заповедником.

Своей работой мы постарались свести воедино и обобщить все, что ныне известно здесь о палеовулканах. Мы глубоко уверены, что изучение древних вулканов Мугоджар будет продолжено и принесет новые данные в знаниях о древнем вулканизме, приведет к открытию новых месторождений медноколчеданных руд и золота.

ПРОЯВЛЕНИЯ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА В АКТЮБИНСКОМ И ОРЕНБУРГСКОМ ПРИУРАЛЬЕ

При шликовой съемке в бассейнах рр. Урал и Илек в полосе по меридиану Саракташ-Беляевка-Мартук (листы М-40-III и IX, В.П. Тищенко, 1967) была установлена широкая знаковая золотоносность отложений современной гидросети. Геолого-съёмочными работами масштаба 1:50000 (ГС-50) на водоразделе рр. Бурлы и Урта-Буртя (лист М-40-30, Б.Ф. Данилин, 73) выявлены источники этого золота: конгломераты нижнего триаса 14 проб и пески и галечники плиоцена 9 проб. Нашими ГС-50 в верховьях р. Буртя (лист М-40-42) в 1996-97 гг. установлена золотоносность галечников нижней юры, которые не отличаются от описанных Б.Ф. Данилиным как нижнетриасовые (12 проб), и подсыртовых (плиоценовых) песков и галечников в 10 пробах.

Обе соседние площади ГС-50 располагаются в пределах внутренней и центральной зон краевого прогиба, в наиболее погруженной (I) части Бельской впадины, погребенной под платформенным мезокайнозойским чехлом. Верхние и нижние молассоиды прогиба системой взбросо-надвигов Уральского направления разделены на пластины шириной 5-10 км. Взбросо-надвиги сопровождаются приразломными «S» образными складками волочения, которые в полосе развития соленосного кунгура осложнены соляными валами. Развитые на последних солянокупольные структуры (галокинез) деформируют и платформенный чехол. Эти структуры контролируются линеаментами восток-северо-восточного простирания, которые унаследуются послесыртовыми взбросами с амплитудой до 60 м.

Несмотря на широкое развитие разрывных нарушений и их большой возрастной диапазон, признаков гидротермальной деятельности в районе ГС-50 не установлено. Месторождения самородной серы Жусинское и Каратаусайское, локализованные в кепроке соляных куполов, имеют бактериально-метасоматическое происхождение и связаны с вертикальной миграцией углеводородов. Серное оруденение сопровождается надрудным ореолом убогой сульфидной вкрапленности, в основном пирита, очень редко халькопирита и галенита, которые проникают и в перекрывающие отложения юры. Учитывая послекюрский (скорее неогеновый) возраст серных руд и их погребен-

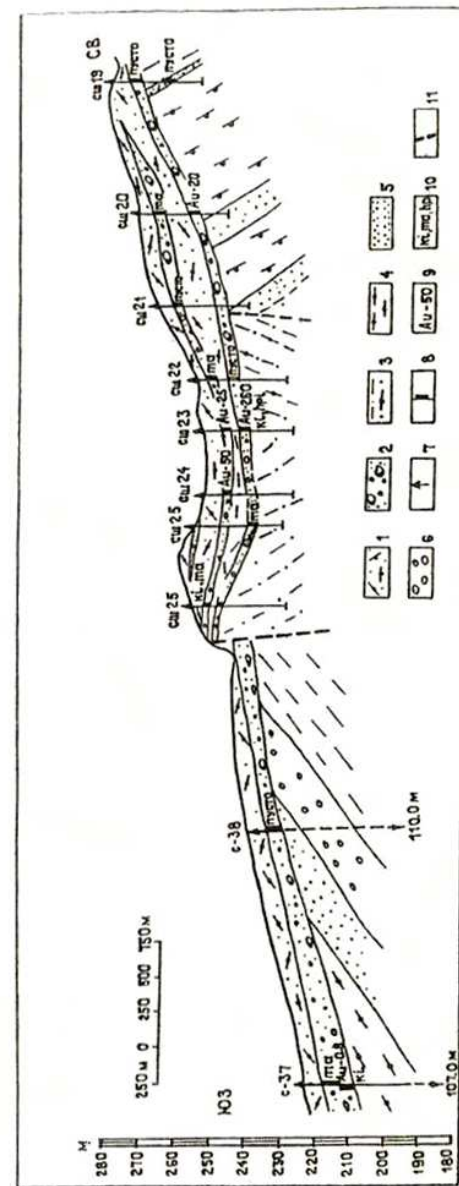


Рис. 1. Схематический разрез участка проявления россыпного золота Карачаевский.

1 – общесыртовая (N2 – Q1) толща: бурые суглинки, сугеси, глины; 2 – подсыртовая (N2) толща: пески глинистые, галечники; 3 – отложения юры и мела: пески, глины серые; 4 – отложения пермотриаса: бурые глины; 5 – конгломераты; 6 – скважины и их номера; 7 – интервалы шликовых проб; 8 – содержание россыпного золота в мг/м³; 9 – рудные минералы: кинноварь (ки), малахит (ма), халькопирит (хр); 10 – разломы; 11 – разломы.

ное положение под мощной (300-400 м) толщей мезокайнозойских отложений, слагающих надсводовые мульды оседания, сульфиды ореола можно исключить из возможных источников-поставщиков в современный и древний аллювий.

Все же мнение В.П.Тищенко (1967) о связи золота, киновари и других рудных в шлихах современного аллювия с местными, коренными источниками эндогенного происхождения находит неожиданное подтверждение в Пермском Приуралье, где в красноцветах триаса и верхней перми выявлены тела метасульфидов со шлиховым ореолом золота, платины, хромшпинелидов и пиропы (2). А в верхнем течении р.Кама давно известны высококонтрастные скопления киновари, шеелита (до 15 г/м^3), вольфрамиты (до 266 г/м^3), молибдениты и касситериты в аллювии р. Черной, источниками которых, как считает Б.И. Воронов, могут быть только местные эндогенные руды.

На площади работ ГС-50 установлены только экзогенные источники россыпного золота в шлихах из четвертичных отложений: в галечниках и конгломератах нижнего триаса, по мнению Б.Ф. Данилина, '73, или нижней юры, по нашему мнению, и в подсыртовых (плиоценовых) песках и галечниках.

Золото в галечниках и конгломератах мезозоя на площади листа М-40-30 обнаружено в 15 шлихах в количестве 1-8 знаков ($28-48 \text{ мг/м}^3$), достигая в одной пробе (Ш-190) $2,68 \text{ г/м}^3$. На нашей площади золото присутствует в 12 выработках в количестве 2-3 знака (до 20 мг/м^3). В пробе большого объема (до 100 кг) выявлено до 20 знаков золота. Золото мелкое пластинчатое, лепешковидное, реже крючковатое. Обычный размер золотинок 0,1-0,5 мм в поперечнике, редко до 1 мм, коэффициент уплощенности 1:2-1:20. Вместе с золотом отмечается пирит, реже халькопирит, малахит «самородный» цинк, единичные знаки платины и много, до 50% тяжелой фракции, лимонита. В последнем установлено до 425 г/т «связанного» золота (шнековая скважина 344/7-9 по Б.Ф. Данилину, '73). Такое количество «связанного» золота вызывает сомнение. Более вероятно присутствие золота в лимонитовой «рубашке».

Галечники и конгломераты мезозоя по составу гальки существенно кварц-кремнистого состава. Галька хорошо окатана и несет следы интенсивного выветривания. На поверхности, галька части корочки обеления толщиной до 2 см (маршализация?), часто гальки расколоты или разрушены до дресвяно-щелнистого состояния, а галька другого состава обычно нацело изменена до глинистого состояния. Песчано-глинистый цемент породы каолинизирован. В галечниках и конгломератах мезозоя с наиболее сохранившимся и мощным профилем коры выветривания в верхней части наблюдается обогащение галькой кварц-кремнистого состава за счет суффозии всех глинистых продуктов выветривания (Данклин, '73).

163

На участке Водораздельный (водораздел рр. Буртя и Илек) галечники мезозоя (нижней юры) в виде полосы шириной 50-150 м, выходят в западном борту Буртинской мульды оседания на протяжении 7 км. Мощность песчано-галечной толщи 1.5-3.0 м, залегание ее субгоризонтальное или с пологим наклоном на восток. В этом же направлении толща перекрывается юрскими и верхнеюрскими осадками, которые в свою очередь перекрываются плащом сыртовых отложений. Галечники выветрелые, каолинизированные, в северной, наиболее сохранившейся от эрозии части, отмечаются прослойки пятнисто и линзовидно лимонитизированных песчаников.

Золото по трем пересечениям (шурфы, канавы, закопушки) выявлено в 10 выработках, в количестве 2-3 знака (до 20 знаков в крупнообъемной пробе). Размер золотинок 0.1-1.0 мм в поперечнике, содержание на массу по расчетному весу золотинок – $5-20 \text{ мг/м}^3$.

Галечники и пески нижней юры участка Дмитриевского выходят в восточном крыле Буртинской мульды и к западу они также перекрываются сыртовыми образованиями. Мощность галечников до 3 м, содержание золота по трем выработкам, пройденным по падению слоев через 500-800 м, до 10 мг/м^3 . На Жусинском участке концентрация золота в галечниках юры по результатам опробования одной скважины тоже очень низкая.

В 35-40 км севернее на участке Тузулук-Куль золото обнаружено в 51 пробе, в том числе в 14 из галечников мезозоя (нижнего триаса по Б.Ф.Данилину, '73). Содержание золота по одной пробе (Ш-190) достигает 2.68 г/м^3 , здесь же отмечается знак платины.

В подсыртовых песках и галечниках золото достаточно случайными выработками 1996-1997 гг. выявлено на участках Карачаевский, Курайлинский, Байтурасайский. По данным Б.Ф.Данилина, '73 золото установлено в плиоценовых песках участков Тузулук-Куль и Муелды, на которых шурфами и скважинами оценивалась главным образом золотоносность четвертичного аллювия.

Бурые сыртовые глины и суглинки с подстигающими подсыртовыми песками и галечниками образуют пологие и неглубокие (до 40 м) впадины – покровы размером до $10 \times 20 \text{ км}^2$, вытянутые чаще в широтном направлении. Нередко, даже систематически, с шагом 4-5 км сыртовые отложения нарушены сбросами восток-северо-восточного проектирования и амплитудой 20-60 м.

Подсыртовая толща песков и галечников общей мощностью до 9-10 м разделена 1-2 прослоями бурых глин на 2-3 пласта мощностью 2-3 м.

Подсыртовые пески с линзами и прослоями «мусорных» галечников (патгумы?) отличаются низкой гранулометрической сортировкой, переменной, иногда значительной примесью пелитового

164

материала, переменным количеством гравия и гальки, в том числе остроугольной (расколотой), трещиноватой. Состав гальки отчетливо указывает на близкий источник сноса. Кроме валунов и глыб юрских кварцито-песчаников, отмечаются фосфориты и фауна волжского яруса, мел и мергели верхнего мела, красноцветы пермотриаса, хотя преобладает галька кварц-кремнистого состава.

Золото в подсыртовых отложениях мелкое (0.2-0.5 мм в поперечнике) пластинчатое, крючковатое, оно часто ассоциирует с халькопиритом, хромитом, малахитом, азуридом, «самородным» цинком, реже с кинноварью и баритом. Эти минералы явились маркирующими при корреляции продуктивных песков (рис. 1).

На участке Карачаевском подсыртовые золотоносные пески и галечники вскрыты в 5-и скважинах (рис. 1) на глубине 2-17 м. Золото в количестве 2-6 знаков по расчетному весу золотин имеет содержание на массу от 20 до 260 мг/м³. Мощность опробованных интервалов 2.0-2.6 м, экстраполируемая ширина «струи» 500 м, длина до 1000 м.

На Курайлинском и Байтурсайском участках содержание золота в единичных выработках не выше 10 мг/м³.

На соседней с севера площади ГС-50 золото в плиоценовых (подсортовых) отложениях выявлено на участках Тузулук-Куль и Муелды. На первом из 29 выработках, вскрывших отложения плиоцена, золото в количестве 1-8 знаков отмечалось в 9 выработках. Золото мелкое лепешковидное, реже крючковатое ассоциирует с маланитом, баритом, галенитом и «самородным» цинком. На участке Муелды из 53 шлихов с золотом (1-5 знаков) один отобран из плиоценовых отложений, остальные из отложений II и III надпойменных террас.

Для многих ореолов золота по шлихам из современного руслового аллювия источник не установлен, так как водосборы дренируют и мезозойские галечники и подсыртовые пески.

Формированию россыпей в подсыртовых песках благоприятствовали, по нашему мнению, три фактора: 1 – оживление орогенеза Урала и прилегающих областей в неогене, когда были выведены на поверхность из под чехла перекрывающих платформенных осадков золотоносная кора выветривания мезозойских галечников; 2 – формирование молодой коры выветривания; 3 – некоторая гумидизация климата в конце плиоцена.

В целом, поиски россыпей золота в выветрелых галечниках мезозоя и в подсыртовых песках в пределах Актюбинского и Оренбургского Приуралья имеют хорошие перспективы для выявления объектов с рентабельной добычей. Проводить поиски рекомендуется на основе кондиционной геологической карты масштаба 1:50000.

Литература

1. Кадымов В.М., Козлова Е.Ф. Глубинное строение Бельской впадины. – Сов. геология, 1980. № 10, с. 70-81.
2. Нельзин Л.П., Корелин Г.П., Савченко С.В., Захарова Т.И. Первая находка кимберлитов и трубок в верхнем течении р.Кама// Уральский геологический журнал. 1999. № 3 (9). С. 47-54.
3. Воронов Б.И. Редкометалльная минерализация Западного Прикамья// Уральский геологический журнал. 1999. « 3 (9) С. 102-104.

© В.И. Гриненко, С.А. Федоров, С.А. Богдан,
В.С. Дербенев, П.С. Петлюх, Г.А. Кошкин, А.А. Козлов,
Г.П. Супруновский, В.В. Шитов

ШЛАКОТВАЛЫ ФЕРРОСПЛАВНОГО ПРОИЗВОДСТВА КАК ТЕХНОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМОВОГО СЫРЬЯ

Введение

Извлечение полезных компонентов из отходов деятельности горно-обогатительных, металлургических, химических и других, перерабатывающих минеральное сырье, предприятий является одним из важных рычагов повышения экономической эффективности их деятельности. Одновременно, переработка отходов обеспечивает глубокое использование исходного рудоминерального сырья, уменьшая нагрузку на его невозобновляемые источники в интересах будущих поколений, снижает экологический дисбаланс, позволяет создавать значительное количество новых рабочих мест.

На Актюбинском заводе ферросплавов, основной продукцией которого является феррохром, получаемый из магнохромитовых руд Донского горно-обогатительного комбината (45-52% Cr O), подавляющая часть отходов металлургических цехов представлена углеродистыми шлаками, с остаточными концентрациями феррохрома. Создание их отвалов начато в 1944 г. и продолжалось почти 50 лет, что привело к образованию техногенного месторождения с многомиллионными запасами шлаков. Особенности распределения остаточного феррохрома в шлаках – его присутствие в свободной форме (скрапа в силикатной матрице) обусловили возможность его рационального извлечения сравнительно простыми физико-механическими методами. Эта исходная предпосылка была реализована на АЗФ к 1990 г., когда на заводе был организован цех по получению феррохромового концентрата из шлаков текущего производства. Его продукция, благодаря высоким качественным показателям, оказалась высококонъюнктурной и быстро пошла на экспорт, что вызвало интерес и к накопленным в отвалах шлакам. В этой связи, с 1994 г. АО «Запрудгеология» совместно с АО «Феррохром» проводят детальную разведку шлаковых отвалов АЗФ, с целью подсчета запасов заключенного в них феррохрома и утверждения запасов в ГКЗ Республики Казахстан и последующей их эксплуатации. Опыт разведки объектов металлоносных отходов в геологической практике пока весьма ограничен, поэтому при разра-
ОАО «Запрудгеология», АО «Феррохром»

ботке методических принципов оценки запасов шлако-валов в распоряжении авторов не было возможности использовать методы прямой аналогии.

В настоящее время, когда уже известны главные результаты наших исследований, можно констатировать, что методика их выполнения обеспечивает необходимую достоверность конечных качественно-количественных характеристик техногенного месторождения феррохрома, достаточную для проектирования и планирования его освоения.

Полученный нами опыт, надеемся, будет полезен и для получения других техногенных минеральных объектов.

Методика исследований

Программа работ по оценке металлоносности шлакоотвала АЗФ включала решение следующих задач:

- Выяснение особенностей его внутреннего строения, морфология техногенных рудных тел, их размеров;
- Изучение вещественного состава шлаков, их физико-механических и технологических свойств;
- Определение полезных компонентов шлаков, уровня их содержаний и закономерностей концентрации, наличия вредных элементов и др.;
- Подсчет запасов металлов, имеющих практическое значение в составе шлаков;
- Выяснение влияния шлакоотвала на природную обстановку.

В качестве основного средства изучения объекта было выбрано колонковое бурение с комплексом кернового – опробования. При выборе плотности сети скважин, основываясь на результатах визуального изучения особенностей строения шлакоотвала, распределения и размеров выделений феррохрома в шлаках, объект был приравнен к техногенным месторождениям III группы “Методических рекомендаций.....” (I), поскольку основная практическая ценность углеродистых шлаков определяется наличием в них хрома. Исходя из этого площадь месторождения была разбурена по сети 50x50 м, а блок между профилями IV-VII (рис. 1) – детализирован до густоты 25x25 м, для выяснения оптимальной плотности разведочной сети.

Бурение производилось на полную мощность шлаков, с углубкой в подстилающие породы до 5 м, глубина скважин в среднем составила 20 м, пределы ее изменений от 5 до 40 м. Проходка осуществлялась стандартными твердосплавными коронками с диаметром 93-112 мм, укороченными до 0,5 м рейсами, с промывкой глинистым рас-

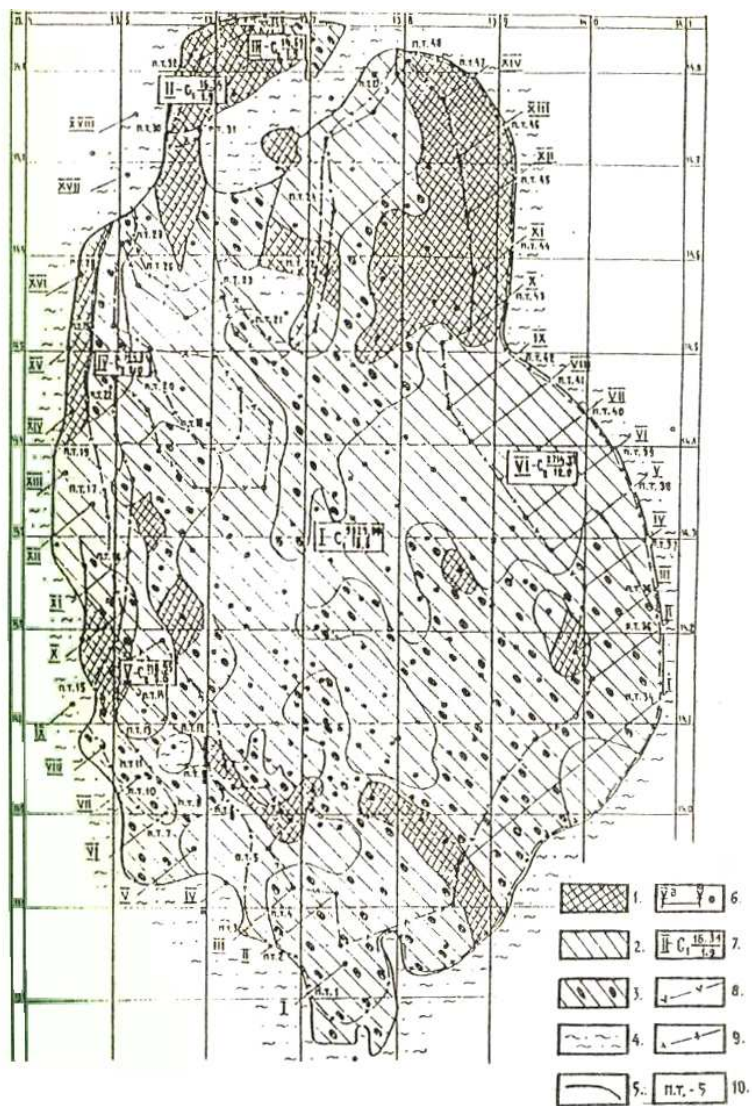


Рис. 1. План шлакоотвала АФЗ. Сетка через 100 м..

Условные обозначения: 1. Шлаки высокоуглеродистые, массивные, плотные, 2. Шлаки низкоуглеродистые, рыхлые, 3. Шлаки смешанные рыхлые с яблоками крепких плотных шлаков, 4. Суглинки, супеси, 5. Границы распространения шлаков, установленные визуально, а) профиль и его номер б) скважина, 6. Номер блока и категория запасов: в числителе – запасы шлаков в тыс.т; в знаменателе – средняя мощность шлаков. Контур подсчета запасов шлаков: 7. По категории С1, 8. По категории С2, 9. Подсчетная точка

твором и в сухую. Выход керна при этих условиях колебался от 65 до 80%. Качество бурения подтверждалось проходкой заверочных траншей.

Стенки заверочных траншей в местах сопряжения последних с пройденными скважинами с целью сравнения разреза, вскрытого этими выработками подвергались бороздovому опробованию.

Опробование производилось вертикальной бороздой через 25-50 м, сечением 10x3 см. Длина бороздовых проб колеблется от 0.5 до 1.7 м. Вес пробы от 8.6 кг до 14.4 кг. Керновый материал, извлеченный из скважин, опробовался непрерывно метровыми интервалами. В пробу поступала половина керна, вторая половина сохраняется в качестве дубликата. Отобранные пробы подвергались обработке путем дробления до 0.07 мм с последующим квартованием и сокращением массы до лабораторной пробы весом 200 г измельченного материала.

- Отобранные пробы подвергались химическому анализу с определением концентраций металлического хрома, оксида хрома, Fe_2O_3 , CaO, SiO_2 , Al_2O_3 , MgO, Fe общ. Оксид хрома и металлический хром определяются повсеместно, остальные из указанных выше элементов – в каждой двадцатой пробе.

Для оценки экологической обстановки в районе шлакоотвала и на прилегающей территории в водных вытяжках каждой двадцатой пробы определялась концентрация шестивалентного хрома. Спектральный анализ проводился на 33 химических элемента, проанализировано 2007 проб.

Характеристика шлакоотвала

- Изучаемый объект сложен двумя комплексами образований: верхний представлен шлаками от производства феррохрома, нижний – подстилающими породами, сложенными песчано-глинистыми образованиями неоген-четвертичного возраста первой надпойменной террасы р.Илек.

Размеры шлакоотвала в плане составляют (рис. 1) 1050x450 м, длинная ось его вытянута с северо-запада на юго-восток, площадь шлакоотвала 380550 кв.м., средняя мощность – 16.5 м. Наибольшая мощность шлаков (39-42 м) отмечается в юго-восточной части (профили II-IX), к северо-западу от профиля IX она сокращается до 0.2-2.0 м (профили XIII-XVIII).

В процессе работ выделены три разновидности шлаков: высокоуглеродистые, низкоуглеродистые и смешанные.

Шлаки от производства высокоуглеродистого феррохрома распространены, в основном, в юго-западной и северо-восточной частях изучаемой площади. Они образуют пластообразные, линзообраз-

ные, неправильной формы тела мощностью от 0.5 до 17.0 м (в среднем 3.2 м), протяженность тел варьирует от 25 до 350 м (рис. 2, 3).

Визуально высокоуглеродистые шлаки представляют собой крепкие монолитные образования серого, темно-серого до черного цвета. Текстура шлаков пористая, ноздреватая, массивная (сливная). Зачастую в шлаках в виде гнезд, кусков и обломков (размеры 1-10 см в поперечнике) встречается металлический феррохром. КERN при бурении по ним обычно извлекается в виде отдельных столбиков. Содержания металлического хрома и оксида хрома в описываемых шлаках весьма неравномерные, и в пространстве изменяются незакономерно и варьируют по металлическому хрому от 0.1 до 24.8% (среднее 2.16%) и по оксиду – от 0.2 до 39.6% (среднее 7.56%).

В количественном отношении высокоуглеродистые шлаки составляют 30.1% от их общего объема в отвале.

Низкоуглеродистые шлаки преимущественно развиты в восточной части отвала на площади, ограниченной профилями II-II и IX-IX, где они резко преобладают над другими типами шлаков, образуя тело мощностью 15-31 м, протяженностью 450 м, шириной 200-300 м. В остальной части описываемые шлаки встречаются в виде линзообразных и неправильной формы тел мощностью 1.0-11.0 м, протяженностью 85-150 м.

Макроскопически низкоуглеродистые шлаки – это рыхлые сероватые, светло-серые, зеленовато-серые образования, пылеватые, зернистые, иногда – глиноподобные.

Пылеватые шлаки светло-серого и серого цвета обладают тонкозернистой структурой, содержат небольшое количество мелких обломков крепких шлаков размером 1-2 см в поперечнике, изредка встречается феррохром в виде порошка и отдельных небольших обломков размеров 0.5-3.0 см.

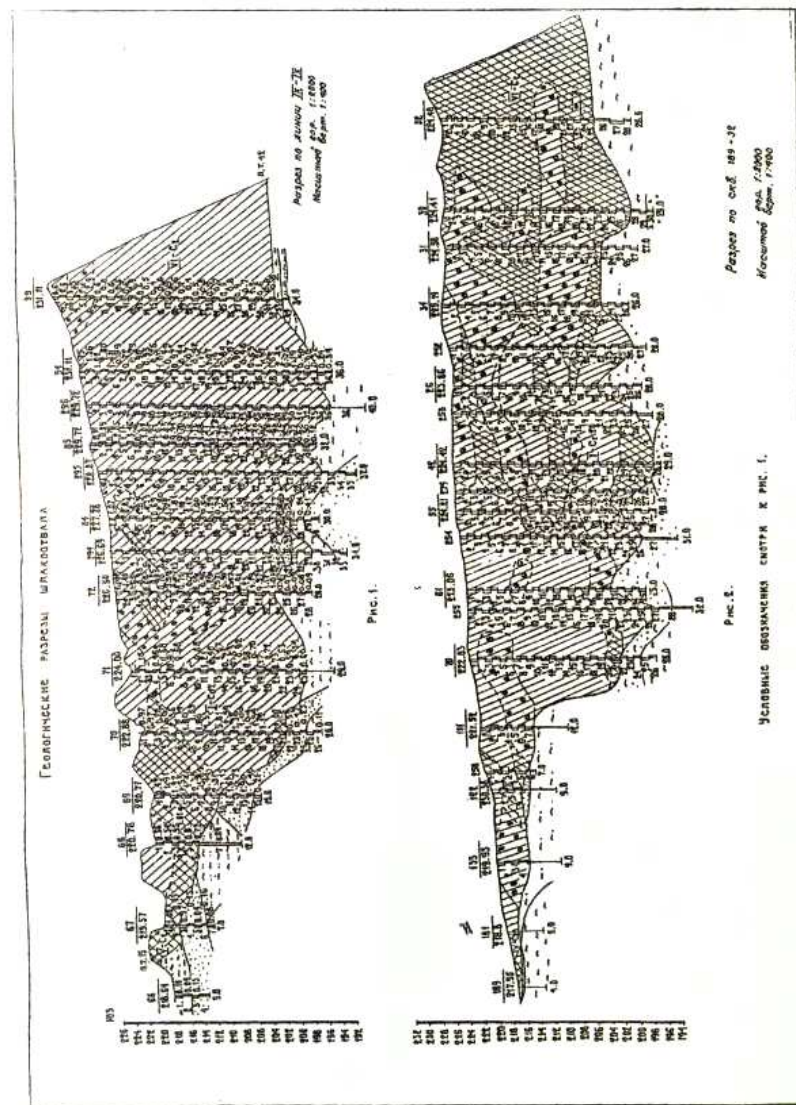
Зернистые шлаки по внешнему виду напоминают средне-крупнозернистые пески. Они серовато-коричневые, зеленовато-серые, встречаются в виде прослоев мощностью 1.0-4.0 м и составляют 20% общего объема низкоуглеродистых шлаков.

Глиноподобные низкоуглеродистые шлаки светло-зеленовато-серого, зеленоватого, коричневого цвета, залегают в виде прослоев и линз мощностью 1.0-15.0 м и составляют 30% общей массы низкоуглеродистых шлаков.

Средняя мощность низкоуглеродистых шлаков составляет 8.9 м. В количественном отношении они составляют 42.8% от общего объема шлакоотвала. По результатам химического анализа содержание металлического хрома в низкоуглеродистых шлаках колеблется от 0.1 до 16.74%, составляя в среднем 1.66%. Концентрация оксида хрома варьирует от 0.1 до 26.6% (среднее 7.71%).

ности в их распределении по вертикали и по площади не наблюдается.

Смешанные шлаки приурочены к западной и юго-восточной частям отвала. Форма залегания их аналогична предыдущим, т.е. пластообразная, линзообразная и др. Мощность шлаков колеблется от 2.0 до 15.0 м (средняя 4.4 м), протяженность тел – 50-350 м, ширина – 50-200 м.



Генетически смешанные шлаки представляют собой производную от высоко- и низкоуглеродистых шлаков, поэтому они обладают физическими свойствами, цветовой гаммой и текстурно-структурными особенностями тех и других. В составе этих шлаков обломки представлены высокоуглеродистыми крепкими, плотными шлаками, а цементирующий материал – низкоуглеродистыми разностями. Размер обломков колеблется от 0.5 до 8.0 см в поперечнике. В количественном отношении они составляют 40-50% всей массы смешанных шлаков. Низкоуглеродистые цементирующие шлаки обычно пылеватые, зернистые, реже глиноподобные.

Содержание металлического хрома в описываемых шлаках колеблется от 0.12 до 7.64% (среднее 1.71%), концентрации оксида хрома изменяются от 0.11% до 35.33% (среднее 7.63%). Закономерность в их распределении отсутствует. В количественном отношении смешанные шлаки составляют 27.1% от общего их объема в шлакоотвале.

Подстилающий комплекс пород представлен суглинками, супесями, глинами, песками, галечниками и песчано-гравийными смесями неоген-четвертичного возраста. Суглинки и супеси – породы желтовато-бурого и бурого цвета, мощность которых достигает 1.0-2.5 м.

Глины обычно бурые, желтовато-бурые, коричневые, темно-серые, весьма плотные, вязкие. Мощность их достигает 2.0-5.0 и более метров. Пески обычно мелко-, средне-, крупнозернистые, желтовато-серые и желтоватые. Мощность 1.0-4.0 м.

Другие разновидности подстилающих пород имеют резко подчиненное распространение.

Вещественный состав шлаков

Две основные разновидности шлаков от производства феррохрома характеризуются следующим химическим составом:

Компоненты	Массовая доля (вес %)	
	шлаки высокоуглеродистого феррохрома	шлаки низкоуглеродистого феррохрома
SiO ₂	30-35	28-30
MgO	38-45	6-10
CaO	2 - 3	41-56
Al ₂ O ₃	15-18	4 – 8
FeO	1 – 2	1 – 2
Cr ₂ O ₃	4 – 7	4 – 7

Как видно из составов шлаков, по химической природе они являются представителями оксидов трех типов: MO (CaO + MgO + FeO), Me₂O₃ (Al₂O₃ + Cr₂O₃) и SiO₂. По их положению в рамках равновесных фазовых диаграмм трехкомпонентных систем (Me – Me₂O₃ – SiO₂) можно утверждать, что:

1. Основными фазовыми составляющими шлака высокоуглеродистого феррохрома являются ортосиликат магния (форстерит) и благородная шпинель.

2. Ведущей фазой в составе шлака низкоуглеродистого феррохрома будет ортосиликат кальция (ларнит).

Это подтверждается данными петрографических исследований.

Шлак от производства высокоуглеродистого феррохрома представлен форстеритом – 53-57%, шпинелью – 20-24%, стеклом – 15-20%, корольками металла – 1.5-2.0%.

Шлак от производства низкоуглеродистого феррохрома состоит из ортосиликата кальция (ларнит) – 48-55%, шпинели магниевожелезистой – 18-20%, а также периклаза, мервинита, псевдоволластонита, магнезиоферрита, хромита и корольков металла.

Практическую ценность шлаков определяют выделения феррохрома, которые могут быть извлечены в феррохромовый концентрат.

Среднее содержание оксида хрома во всех типах шлаков находится на уровне 7.5% в том числе металлического хрома – 1.5-2.0%, в составе выделений феррохрома, а большая часть – около 70%, рассеяна в силикатной части материала шлаков.

Наряду с химическим анализом на основные компоненты (хром металлический, оксид хрома и шестивалентный хром), значительная часть проб анализировалась спектральным методом для изучения состава и характера распределения в шлаках элементов-примесей.

Спектральному анализу на 33 элемента подвержено выше 2000 проб (табл. 1). Из всей совокупности анализов составлены 4 представительные выборки по высокоуглеродистым, смешанным, низкоуглеродистым шлакам и подстилающим породам. Статистические параметры распределения элементов приведены в табл. 1.

Из приведенных данных видно, что шлакоотвал характеризуется спокойным геохимическим полем. В больших или меньших количествах в отходах ферросплавного производства, помимо хрома, встречаются 18 химических элементов, в том числе в 100% проб установлены никель, кобальт, марганец, титан, медь, молибден, барий и цирконий; встречаемостью от 10 до 89% характеризуются свинец, цинк, стронций, вольфрам, галлий, литий и олово; спорадически (мее, чем в 10% проб) отмечаются висмут и фосфор.

Таблица 1
Состав элементов –примесей и параметров их распределения в шлаках АЗФ (по данным спектрального анализа 2007 проб)

Химическое элементы и зудцагитель, % опре- делений, %	высокоуглеродистые шлаки. (выборка – 91 ан.)			смешанные шлаки (выборка – 136 ан.)			низкоуглеродистые шлаки (выборка – 153 ан.)			подстилающие породы (выборка – 108 ан.)		
	\bar{x}	% встре- чаемости	пределы коле- баний	\bar{x}	% встре- чаемости	пределы коле- баний	\bar{x}	% встре- чаемости	пределы коле- баний	\bar{x}	% встре- чаемости	пределы коле- баний
Ni	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ni	4,5	100	2-10	4	100	2-8	4	100	3-10	4,5	100	3-6
Co	8	100	2-30	6	100	2-40	8,5	100	2-25	8	100	2-15
V	5	100	3-10	5	100	3-10	5	100	5-8	9	100	6-15
Mn	4,5	100	3-10	4	100	3-8	3,5	100	2-5	4,5	100	3-10
Ti	1	100	0,8-10	0,6	100	0,5-5	0,9	100	0,8-2	2,5	100	1-4
Cu	3	100	1-10	3	100	1-20	4	100	1-30	3	100	2-10
Pb	3	89	n/о-20	3	52	n/о-15	+	17	n/о-8	9	100	2-15
Zn	2	69	n/о-6	2	53	n/о-6	1	56	n/о-8	4,5	100	2-8
Mo	6	100	5-15	6	100	5-10	7	100	4-10	11	100	8-20
Sr	0,5	56	n/о-3	1	78	n/о-3	1	98	n/о-3	0,8	69	n/о-4
Ba	5,5	100	5-10	5,5	100	4-10	5,5	100	4-10	4	90	n/о-6
P	-	-	-	+	8	max 5	-	-	-	+	39	max 20
Zr	5	100	3-15	4,5	100	3-15	9	100	5-15	14	100	8-15
Ga	+	35	max 8	+	21	max 6	-	-	-	6	96	n/о-15
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	1
Sn	+	15	max 4	+	10	max 6	-	-	-	2	93	n/о-8
Li	1	58	n/о-6	+	23	max 4	-	-	-	2	73	n/о-4
W	+	37	max 6	+	34	max 6	+	29	max 5	+	37	max 5
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	25	max 0,8
Bi	+	4	max 8	+	2	max 0,5	-	-	-	+	44	max 1
Ge	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	3	max 0,6
Y	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	12	max 5
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	11	max 5
Cr	1000	100	500- 1000	-	900	100	500- 1000	-	1100	200	100	50-900

Средние содержания перечисленных элементов в разновидностях шлаков различаются незначительно. Обращают на себя внимание увеличение частоты встречаемости свинца и цинка от низкоуглеродистых шлаков через смешанные к высокоуглеродистым разностям. Для низкоуглеродистых шлаков характерно также полное отсутствие висмута, лития, олова и галлия.

В подстилающих породах (главным образом суглинки и супеси), по сравнению со шлаками, в 2-3 раза выше фоновые содержания ванадия, титана, свинца, цинка, молибдена и циркония, но они являются обычными для подобных геологических образований. Этим же объясняются и спорадически встречающиеся здесь содержания серебра, иттрия, германия и скандия.

При геохимических исследованиях шлаков большое внимание было уделено металлам платиновой группы, так как в процессе разведки месторождений хромитов Кемпирсайского рудного района, сырье которых используется при выплавке феррохрома, было установлено наличие МПГ в количестве десятых долей г/т в хромовой руде (месторождения: Поисковое, Алмаз-Жемчужина и др.), с преобладанием в их составе тугоплавких платиноидов – осмия и иридия. При этом подавляющая часть МПГ зафиксирована в виде тончайших включений в хромшпинелиде (свыше 85%), поступающим в металлургический передел.

Оценка роли шлаков в качестве концентрата МПГ выполнена на основе 20 проб, проанализированных Уральской Центральной лабораторией в г.Екатеринбурге, с применением пробирно-химических и химико-спектральных методик, при достигнутой чувствительности анализов на платину, палладий, иридий и родий 0.04 г/т, осмий и рутений – 1 г/т.

Результаты этих определений отражены в таблице 2. В целом, они соответствуют наблюдаемому количеству и распределению платиноидов в исходной руде, т.е. шлаки не являются их концентратом и в этом отношении практического интереса не представляют.

Технология переработки шлаков

Технологическая схема, используемая в настоящее время при переработке текущих шлаков АЗФ (в основном высокоуглеродистых), может быть без ограничений использована к накопленным в шлакоотвале.

Основные ее моменты сводятся к следующему:

- Исходный материал, добытый в карьере шлак с крупностью кусков до 500 мм, поступает в питатель транспортера, где из него вручную извлекается свободный скрап феррохрома и металлолом.

№ скв. № пробы	Интервал опробования, м	Сорт шлака	Содержание металлов в г/т								
			платина	паладий	родий	иридий	осмий	рутений			
	2	3	4	5	6	7	8	9			
2/1	0,0-0,5	низкоуглеродистый	н/о	< 0,04	н/о	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
3/3	1,0-1,5	высокоуглеродистый	< 0,04	н/о	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
3/6	2,5-3,0	высокоуглеродистый	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
3/10	4,5-5,0	смешанный	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
3/23	11,0-11,5	высокоуглеродистый	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
20/4	3,0-4,0	высокоуглеродистый	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
23/5	3,0-4,0	высокоуглеродистый	< 0,04	н/о	н/о	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
23/9	6,5-7,5	смешанный	н/о	н/о	н/о	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
23/13	9,7-10,0	смешанный	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
23/15	11,0-12,0	смешанный	н/о	н/о	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
23/17	13,0-13,5	смешанный	< 0,04	н/о	н/о	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
25/4	3,0-3,6	смешанный	< 0,04	н/о	н/о	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
25/8	6,0-7,0	высокоуглеродистый	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
25/11	9,0-10,0	высокоуглеродистый	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
25/13	11,0-12,0	смешанный	< 0,04	н/о	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
25/19	17,8-18,0	высокоуглеродистый	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
26/2	1,0-2,0	высокоуглеродистый	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
26/13	12,0-13,0	высокоуглеродистый	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
26/18	17,0-18,0	низкоуглеродистый	< 0,04	н/о	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
26/19	18,0-19,0	низкоуглеродистый	н/о	н/о	< 0,04	< 0,04	< 1,0	< 1,0			
Кларк в ультраосновных породах Урала			0,052	0,012	-	-	0,01	0,005			
Дуниты			0,05	0,01	-	-	-	-			
перидотиты			0,038	0,025	-	-	-	-			
пироксениты					-	-	-	-			

- На дробилке СМД 110 А исходный материал измельчается до размера 100 мм и транспортируется на вторичное дробление.

- При транспортировке на вторичное дробление из шлака – сначала магнитным железотделителем извлекается металлолом, затем вручную – скрап феррохрома, высвобожденный после первичного дробления.

- На дробилке СМД 108 А шлак фракции 100 мм измельчается до фракции 0-70 мм и в дальнейшем грохочением разделяется на фракции 0-5, 5-25, 25-70 мм.

- При транспортировке на вторичное дробление из шлака – сначала магнитным железотделителем извлекается металлолом, затем вручную – скрап феррохрома, высвобожденный после первичного дробления.

- На дробилке СМД 108 А шлак фракции 100 мм измельчается до фракции 0-70 мм и в дальнейшем грохочением разделяется на фракции 0-5, 5-25, 25-70 мм.

- Полученные после грохочения фракции проходят магнитную сепарацию, в ходе которой извлекается магнитная составляющая скрапа феррохрома, освободившаяся после повторного дробления.

Продуктами переработки высокоуглеродистых шлаков являются: кусковой феррохром МФК-90 ручной выборки, металлоконцентраты фракций 5-25 и 25-70 мм, щебень фракций 5-25 и 25-70 мм, а также магнитная и немагнитная фракции отсева 0-5 мм.

Содержание хрома металлического составляет в кусковом феррохроме – 64-65%; в металлоконцентратах фракции 5-25 мм – 15%, фракции 25-70 – 45%.

Опыт работы показывает, что потери металла (феррохрома) при описанной технологии состоит, главным образом, в указанных выше потерях немагнитной части скрапа феррохрома, уходящей со щебнем. В количественном выражении общие потери составляют около 50% от содержания феррохрома в шлаках.

Оценка запасов

В основу подсчета запасов шлаков и полезных компонентов положены данные буровых работ, выполненные в 1994-1997 гг. и аналитических исследований. Кондиции для шлакового отвала Актюбинского завода ферросплавов на сегодня отсутствуют. В связи с этим подсчет количества минеральных техногенных образований производится для всех видов шлаков и по всей площади их распространения без выделения балансовых и забалансовых руд. При этом минимальная мощность принималась равной одному метру.

Запасы подсчитаны методом геологических блоков, что обус-

ловлено горизонтальным залеганием и площадным распространением техногенных образований, равномерным распределением разведочных скважин (центральная часть шлакоотвала).

Категория запасов шлаков определена с учетом требований «Методических рекомендаций по изучению и оценке техногенных минеральных объектов» (Алматы, 1995 г.) (2).

К категории С с определенной долей условности отнесены запасы шлаков, разбуренные по сети 50x50 м и оконтуренные по скважинам с кондиционной мощностью, к категории С – площади развития шлакопродуктов, непосредственно примыкающие к блокам категории С с кондиционной мощностью.

Мощность техногенных образований определялась по данным опробования, с подразделением шлаков на три разновидности: высоко-, низкоуглеродистые и смешанные. При этом учитывались данные всех скважин, входящих в контур подсчета.

По категории С учитывались все шлаки, примыкающие к блокам категории С. Точками пересечения профиля с контуром с кондиционной мощностью присваивался соответствующий номер подсчетной точки.

Измерение и вычисление площадей подсчетных блоков на карте 1:2000 производились планиметром по общепринятой методике. Для подсчета запасов металлического хрома, оксида хрома приняты значения объемной массы: высокоуглеродистых шлаков – 3.0; низкоуглеродистых – 1.8; смешанных – 2.5.

Запасы категории С₁ выделены на объекте в двух блоках: I–С₁ и II–С₁.

Мощность шлаков в блоке колеблется от 1.0 до 42 м, средняя составляет 18.6 м, в т.ч. средняя мощность высокоуглеродистых шлаков равна 3.97 м, низкоуглеродистых – 10.1 м, смешанных – 4.45 м. Запасы шлака в целом, по разновидностям, металлического хрома, оксида хрома приведены в таблице.

Запасы категорий С₂ разделены на 4 блока: III–С₂, IV–С₂, V–С₂.

Блок III–С₂ имеет незначительные размеры, расположен в северной части объекта, окаймляет блок II–С₁, запасы шлаков в нем составляют 14690 т. Блок IV–С₂ окаймляет блок I–С₁ с северо-запада, располагаясь вдоль последнего в виде узкой полосы, его запасы шлаков составляют 123892 т.

Блок – V–С₂ примыкает к блоку I–С₁ с юго-запада с запасами 118950 т.

Блок IV–С₂ является самым крупным из всех блоков категории С₂.

Он примыкает к блоку I–С₁ с востока и с юго-востока, протягиваясь непрерывной полосой длиной 1260 м. Запасы шлаков оцениваются в 2714334 т.

Таблица 3

Сводный расчет запасов металлического хрома по блокам и категориям запаса

№ блока категории запасов	Площадь, кв.м	сорт шлака в блоке	средняя мощность шлаков, м	объемная масса, т/куб.м	запасы шлаков		металлическ. хром			оксид хрома		
					куб.м	тонны	средн. содер. в %	кол-во в тоннах	сред. содер. в %	кол-во в тоннах		
I–С ₁	237062	высокоугл. низкоугл. смешанный	3.97 10.1 4.55	3.0 1.8 2.5	941136 2394326 1078632	2823408 4309787 2690580	2.16 1.66 1.71	60986 71542 46112	7.56 7.71 7.63	213450 332285 205749	751484	1068 168 1236
Итого по блоку I–С ₁					4710	14130	2.16	305	7.56	752720		
II–С ₁	2944	высокоугл. смешанный	1.6 0.3	3.0 2.6	883 5593	2208 16338	1.71	38 343	7.63	178983		
Итого по блоку II–С ₁												
Итого по катег. С ₁		240006			4419687	9846113		178983		752720		
III–С ₂	3412	высокоугл. смешанный	1.31 0.15	3.0 2.5	4470 512	13410 1280	2.16 1.71	290 22	7.56 7.63	1014 98		
Итого по блоку III–С ₂					2982	14690		312		1112		
IV–С ₂	27428	высокоугл. низкоугл. смешанный	0.23 0.89 0.89	3.0 1.8 2.5	6308 24411 24411	18924 43940 61028	2.16 1.66 1.71	409 729 1044	7.56 7.71 7.63	1431 3388 4656		
Итого по блоку IV–С ₂					55130	123892		2182		9475		
V–С ₂	15600	высокоугл. низкоугл. смешанный	1.08 0.7 1.25	3.0 1.8 2.5	16848 10920 19500	50544 19656 48750	2.16 1.66 1.7	1092 326 829	7.56 7.71 7.63	3821 1515 3720		
Итого по блоку V–С ₂					47268	118950		2247		9056		
VI–С ₂	94104	высокоугл. низкоугл. смешанный	3.35 6.58 2.78	3.0 1.8 2.5	315248 619204 261609	945744 1114567 654023	2.16 1.66 1.7	20429 18502 50049	7.56 7.71 7.63	71498 85933 49902		
Итого по блоку VI–С ₂					1196061	2714334		50049		207353		
Всего по категории С ₂		140544			1303441	2971866		54790		226976		
Всего по категориям С ₁ + С ₂		380550			5723128	12817979		233773		979696		

Общие запасы шлаков (по сумме категорий С₁ и С₂) составили 12.8 млн.т, в них заключено 233.8 тыс.т металлического хрома и 979.7 тыс.т оксида хрома.

Выводы

Выполненными работами установлены достоверные параметры шлакоотвала: площадь 380550 кв.км, средняя мощность шлака по основному блоку I-С₁ 18.б. В общем объеме шлакоотвала низкоуглеродистые шлаки составляют 42.8%, высокоуглеродистые – 30.1%, смешанные – 27.1%.

Наиболее ценными из трех выделенных разновидностей (высокоуглеродистые, смешанные и низкоуглеродистые) являются высокоуглеродистые шлаки, среднее содержание металлического хрома в которых на 25-30% превышает аналогичный показатель других разновидностей (2.16% против 1.71% против 1.66%, соответственно).

Запасы металлического хрома по имеющимся данным определены в 223773 т, оксида хрома в 979696 т.

О ВОЗРОЖДЕНИИ НА УРАЛЕ ГОРНОГО ПРАВЛЕНИЯ

(применение геологического метода в истории)

*Мы любим всё – и жар холодных числ
И дар божественных видений.
Нам внятно всё – и острый галльский смысл,
И сумрачный германский гений...*

А. Блок, «Скифы»

Введение

О геометризации понятия “Цикл”

Как я уже говорил (см. УГЖ № 6), есть два противоположных метода определения исторических дат: “умом и молотком” и, соответственно, “молотком и умом”. В последнем случае история описывается фиксацией **неповторимых событий**: “Кальцеола так мила, вышла замуж за D₂”. Эти и подобные им мнемонические стихи талантливого уральского преподавателя палеонтологии А.Ф. Торбаковой специально придуманы ею для облегчения запоминания неповторимых дат исторической геологии не желающим “зубрить” геологам. И хотя сама А.Ф. Торбакова запомнилась мне именно своей неповторимостью, но метод неповторимых событий хорош только для **описания**, знания истории. Для ПОНЯТИЯ истории метод “молотка и ума” в принципе непригоден, ибо понимающего интересует только и только ПОВТОРЯЕМОСТЬ, цикличность событий. Понять неповторимое невозможно. И с детских лет я ненавижу такую называемую **хронологию** именно из-за того, что в ней нет ЛОГИКИ, а есть только ГРАФИЯ. Я не хотел заучивать “исторические даты” и “исторические события” именно из-за того, что их мне преподавали в качестве **неповторимых событий**. Лишь в зрелом возрасте я с радостным удивлением узнал, что точно такой ненавистью к формальной “хронологии” пылал и Лев Толстой. По его учению и учению “сумрачного германского гения” Г.В.Ф. Гегеля история ПОВТОРЯЕТСЯ. И хотя сегодня о “колесе истории” знает каждый, но отношение к “колесу” у каждого из нас таково, что ровно **половина человечества** видит в “колесе” только карету, катящуюся вслед за локомотивом истории и описывающую неповторимые исторические даты. Но сам по себе локомотив истории движется **Циклами**. Для сидящих в Карете Истории жизнь представляется Эволюцией, а для тех, кто действительно движет исто-

рию та же жизнь есть цепь повторяющихся Революций. Я, естественно, термин “революция” понимаю так, как понимал его Н. Коперник, написавший знаменитый трактат “О революции небесных орбит”. Точно так понимают это слово геологи и крестьяне, видящие в истории “возвращение на круги своя”. Противоположная половина человечества понимает под термином “революция” ряд неповторимых исторических событий, характеризующихся непредсказуемой “сменой вех”. Писали, к примеру, люди на глине, а потом произошла “революция” и стали писать на папирусе, потом на пергаменте, а потом стали писать на бумаге. Сорты бумаги и чернил тоже “революционно” менялись со временем, что позволяет точно датировать любые найденные рукописи в хронологическом порядке. Но предсказать будущее методом такой “хронологии” в принципе невозможно. Формальная “хронология” хороша только для датировки **прошедшего времени**. А Коперник термином “революция” описывал способность **предсказания Будущего**. Поэтому лично мне “кальцеола” отнюдь не казалась “милой” именно потому, что она “вышла замуж за D₂” и умерла вместе со “средним девоном”. По этой же причине меня и сегодня не интересует датировка геологических событий не только биологическими, но и любыми другими негеологическими методами. Уже сам факт, что я есть лишь “живой молоток”, который только откалывает образец и отдаёт его кому-то на определение его возраста – мне не нравится. Истинный геолог должен уметь определять возраст образца собственным, геологическим методом. Только и только в этом случае справедлив геологический девиз: “Умом и молотком”. Камеральными исследованиями отбитого молотком образца я лишь уточняю полевое, предварительное определение его возраста. И, естественно, это уже будет не “силур – девон”, а конкретная фаза какого-либо геологического цикла. Я отнюдь не против внешних определений дат событий. Более того, если кому-то свыше дан талант к таким определениям, то он просто обязан его использовать. Но лично у меня и у половины человечества наличен иной, противоположный талант не к внешнему, но к внутреннему определению возраста предметов. И как любой талантливый геолог я нахожу стандартные Три Фазы Саморазвития в любом предмете. Гранит, как известно, как образуется так и преобразуется в бурый суглинок в Три Фазы. Когда образовавшиеся в три фазы геосинклинального цикла породы Фундамента стали относительно Внешней Среды неустойчивыми, то они преобразовались в суглинки в Три Этапа. И если бы породы фундамента умели думать и говорить, то, очевидно, дальновидные минералы стали бы говорить о необходимости Перестройки ради Светлого Будущего. После этого породы стали бы разлагаться с образованием новых минералов (коры выветривания). Реликтовые минералы бы стали сожалеть о былом единстве и

стали искать виноватых в наступившем разложении. Новые же минералы не думали бы ни о прошлом, ни о будущем и жили бы настоящим, пожиная плоды разложения старых минералов и отдавая во власть стихии (третичные породы). Но в конечном итоге возникнет новая четырёхминеральная порода, которая станет почвой Органической Жизни. Идея “отца геологии” Авраама Вернера о Трёх Этапах превращения первичных пород в четвертичный суглинок не была абсолютно новой, ибо открытие Вернера лишь повторило идею Христа о том, что, во-первых, породы людей развиваются по тем же законам, что и горные породы и, во-вторых, развитие происходит в Три временных этапа (Три Дня). Если же брать во внимание как Неорганический так и Органический периоды саморазвития Вселенной, то, очевидно, мы будем иметь не Три, а Шесть Дней сотворения Всего из Ничего. Библия, как я уже говорил, написана ГЕОЛОГАМИ и геология есть древнейшая производительная профессия, известная с Каменного Века. Геологи продуктами своего труда питают тот локомотив, который тянет за собой “золотую карету” с наблюдателями за переходящими историческими событиями. Если из истории изъять добытое геологами “сырьё” – то истории не останется. Очевидно, что под “сырьём” следует понимать не только материальные, но и идейные богатства. Об этом я уже говорил в статье “Mente et malleo”. Теперь пришла пора конкретизировать идею циклов применительно к человеческой истории. Можно и нужно изучать генерации гранитов. Но цель любых исследований должна быть расположена дальше предмета исследований. Если применение геофизических методов **сводит** понятие геологии к механике (механизм), то применение геологического метода **выводит** из геологии биологию и психологию (организм). Поэтому разглядев троичность генераций гранитов и почв следует искать подобные числа в генерациях людей.

Известно, к примеру, что среднестатистический возраст материнства 25 лет, а среднестатистический возраст отцовства – 33 года. Поэтому общеизвестный Вековой Цикл слагают три мужских поколения или четыре женских. Цикличность проявляется в том, что в конце и начале любого века обнаруживается, что новое поколение не хочет жить по-старому и, соответственно, вожди старого поколения не могут править обществом по-старому. И потому в конце и начале **любого века** налицо “смутное время”. В 30-х годах **любого века** обостряется конфликт “отцы и дети”, а в 60-х годах наступают “оттепели” и “шестидесятники” всех веков в любых народах живут мирно: “деды” находят общий язык со внуками. В шестидесятых годах 16 века в России появилось Новое дворянство (опричники). В 60-х годах 17 века возникла Новая вера. В 60-х годах 18 века дворяне России получили

вольность (до того единственным вольным человеком на Руси был царь, а дворяне были у него в рабстве). В 60-х годах 19 века получили вольность и рабы рабов царя – крестьяне. А “шестидесятники” нашего века и сейчас на виду у всех нас. Тридцатые же годы всякого века – годы репрессий. И тот, кто знаком с историей знает, что Николая I “шестидесятники” прошлого века ругали за его преследования вольных литераторов (“ты был не царь, а лицедей!”). Конфликт мужских поколений (отцы и дети) – вещь объективная и суровая. Обвинять в репрессиях 30х годов одного Сталина может лишь не понимающий объективные законы истории человек. Точно так следует оценивать тех людей, которые оттепель 60-х годов нашего века связывают с именами Хрущёва, Брежнева или Кеннеди. Всякий век с точки зрения мужской логики определяется тремя узловыми точками (моментами): в начале (смутное время), в 30-х годах (время конфликтов) и в 60-х годах (время оттепелей). Последняя треть любого века благополучней первой и второй. Чётко выраженные узловые точки – признак НАРОДНОГО ЕДИНСТВА. Если узловых точек нет – нет и народа. Никакого иного доказательства реальности термина “народ” нет и быть не может. Система не есть простая сумма частей и “народ” больше суммы жителей страны. Если кто-то воображает, что “воля народа” есть “воля живых людей” – то такое представление справедливо лишь относительно. В каждом из нас живут наши предки, и всякий человек есть представитель Трёх Родов: Homo sapiens, Народа и Фамилии (семьи). Или, говоря словами Христа, всякий из нас есть представитель мира, отечества и дома своего (фамилии). Очевидно, что все живые люди в действительности есть и представители мертвецов. Поэтому “глас народа” есть фольклор и литературная классика. И чем яснее всякий из нас осознает себя представителем мертвецов, тем выше его индивидуальная ступень перехода **ОТ СТИХИЙНОСТИ К СОЗНАТЕЛЬНОСТИ**. А “отечественная ступень” определяется чёткостью выражения узловых моментов развития Отечества и их наложением друг на друга. Про Мировой Цикл поговорим позднее, а пока следует осознать, что сгладить “остроту моментов” в истории Отечества может лишь наложение на мужской “треугольник” женского “четырёхугольника” с образованием семи четырнадцатилетних или четырнадцати семилетних циклов, относящихся к обоим половинам человечества. Семилетние циклы впервые возникли в Израиле, но теперь хорошо известны и на Руси. Узловые точки в 7, 14, 21, 28 и 35 лет и, естественно, 50 летний юбилей – известны нам с детства. Не случайно в конце своего правления “большевики” заменили формальные “пятилетки” на реальные “семилетки”. Если бы, однако, большевики читали Библию, то семилетки никогда бы не ввели. Введение «семилеток»

следствие невежества большевиков (Библия ими была запрещена для чтения). Семилетние циклы впервые замечены Моисеем. Он, естественно, не знал современной формулировки генетического закона: “Онтогенез повторяет филогенез”, но его формула: “Человек создан по образу и подобию Бога” вместе с формулой Христа: “Бог един в Трёх Родах: мир – отечество – семья” – есть предельно общая формулировка этого генетического закона. Удивляться семилетним циклам следует не больше, чем семизвучной октаве или семивалентной таблице Менделеева: Бог един для ВСЕЙ ПРИРОДЫ. Законы Психологии впервые возникли как законы геологии. И биогенетический закон: “развитие индивида повторяет историю развития рода” – действителен и для геологии и для психологии. В детстве мы думаем о будущем, затем начинаем мстить за прошлые обиды, а потом временно перестаем думать о прошлом и будущем и начинаем жить только настоящим. И лишь после “семи семилеток”, то есть в Юбилей – начинаем видеть жизненный Цикл и ощущаем себя составной частью фамильного, отечественного и мирового Циклов: онтогенез повторяет филогенез. Формулу Всеобщего генетического закона следует учиться применять к циклам Трёх Масштабов: Большого (мировой масштаб), Среднего (отечество) и Малого (фамильный цикл). Для начала скажем несколько слов о мировом, Большом 2000-летнем цикле.

Уже Платон, начавший академическое, фундаментальное изучение Циклов, говорит о тождестве Большого и Малого циклов. И, очевидно, заявление Платона, следует рассматривать как **геометрическое** выражение словесной формулировки генетического закона Моисея: История человечества подобна истории Бога или формуле друга Ч. Дарвина английского геолога Гексли: “Онтогенез повторяет филогенез”. Если начало нашей эры отмечено призывом Христа к Перестройке (Даю Новый Завет!), то такой призыв мы слышали и слышим в начале каждой семидневки, каждой семилетки и каждого столетия. А поскольку женский цикл поколений содержит 4 узловых момента, то к концу первой четверти 2000-летнего цикла благодаря женской моде на Христа учение Его прочно закрепилось на Юге Европы и стало распространяться на Север. Начиная с конца второй четверти Цикла под детски терпеливое ожидание Светлого Будущего сменилось отроческой жадной мести за прошлое. Начались крестовые походы и столетние войны, вдохновляемые женской модой на военных (рыцарей). И, соответственно, рыцари носили с собой иконы с женскими образами. Но кончилась третья четверть и женщины мира охладели к военным и воспылали любовью к живущим настоящим временем бизнесменам. И поскольку именно такая мода уже была в эпоху античного классицизма, то начало четвёртой четверти эры от Р.Х. назвали эпохой Возрождения [классицизма]. Тем кто превозносит светлую сторону сей эпохи

необходимо напомнить и о её тёмной стороне. Роскошь высших кругов обеспечивалась каторжным трудом геологов. Чтобы расторгнувшиеся и зотовы могли мыть в шампанском лошадей, идейные предки наши должны были сидеть в рудниках на цепях (см. труды М-Сибирика, Решетникова, Бажова). Но что было – то прошло: “Пусть – как говорит Христос – мёртвые хоронят своих мёртвых”. Сейчас наступает Новая Эра, то есть новый 2000-летний Цикл, и необходимо войти в Новую Эру не только стихийно, но и СОЗНАТЕЛЬНО. Помочь переходу от стихийности к сознательности в первую очередь может ГЕОМЕТРИЗАЦИЯ ЦИКЛОВ.

Четырёхмоментный, женский цикл зиждется, очевидно, на любви женщин к мужчинам и, наоборот, любви мужчин к женщинам. Такая взаимная любовь есть необходимая основа для продолжения рода человеческого в его циклах. Но благосостояние рода во всех его трёх сферах (мир, отечество, семья) зависит не от взаимной любви мужчин и женщин, а от взаимной любви мужчин к Матушке Природе и Богу. Объективная задача геологов не описание пород и минералов, а поиски, разведка и разработка МПИ. Тот кто говорит о любви к Природе или Богу должен думать о взаимности. Многие любят колбасу, но истинно любит не тот кто её любовно ест, а тот кто её любовно изготавливает и радуется тому, как её любовно едят другие. Кто истинно любит Природу и Бога, того любят и Они, открывая ему свои Тайны. Непосредственно Бог непознаваем и всегда открывается нам только и только через Природу как окружающую нас Среду. Природа, очевидно, есть Средний Термин между Богом и Человеком. И общие для всей Природы законы есть Законы Божьи. Четырёхмоментные Циклы не являются Всеобщими. А вот Трёхмоментные Циклы, к которым сводятся любые четырёхмоментные Циклы – суть Всеобщие Циклы. Или, говоря иначе, четырёхмерный цикл сводится к трёхмерному, трёхмоментному мужскому (по-латыни “виртуальному”) Циклу поколений. Применительно к столетним циклам узловыми годами тогда являются тридцатилетние, а в 2000-летнем цикле 700-летние отрезки. В ветхозаветное время 700-летние отрезки Большого цикла определяют собой Авраам, Моисей и Исайя-пророк. Христос открыл собой Новую эру. В Новую эру 700-летние узлы мирового цикла образуют Магомет и Дмитрий Донской с Сергием Радонежским. Если все вышеупомянутые “узловые” богатыри суть дальновидные политики, то союз Дмитрия Донского с Сергием Радонежским это уже союз Двух Богатырей – дальновидного политика Сергея Радонежского с народным мстителем

Дмитрием Донским. По русским сказкам, однако, узел Цикла определяется Тремя Богатырями, в которых дальновидные политики дополняются помнящими о прошлом военными и легко ориентирующимися в настоящем (конъюнктура) бизнесменами. Дружбе Дмитрия

Донского с Сергием Радонежским не хватает третьего участника. В сегодняшнее смутное время политики, военные и бизнесмены о дружбе вовсе не думают, откуда и беды наши. Можно объяснить “смутное время” непостоянством женской моды, но это будет не по-мужски.

Виртуальные Три Богатыря добывают богатства не из Природы, а получают их от людей (дань, налоги и добровольные взносы). Но первоисточник богатства – Природа и понимающие её люди Науки. И стереоскопический эффект понятия реальности возникает в том случае, если мы поймём Трёх Богатырей лишь как Вершину Пирамиды, как её высшие, узкие круги, Основание же пирамиды образуют “широкие круги”. Истинное понятие Пирамиды включает тождество обоих кругов (большого и малого). Или, говоря иначе, стереоскопическое понятие превращает плоский цикл в объёмную спираль, твёрдую форму которой определяет треугольная пирамида – ТЕТРАЭДР. Если стихийно мы сегодня все говорим об “общественной пирамиде”, то я лишь перехожу от стихийности к сознательности и ввожу в понятие “пирамиды” геометрический образ ТЕТРАЭДРА. Все действительно породообразующие минералы (кварц, оливин, полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды) отнюдь не случайно построены из тетраэдров. Сочетание спиралей и сфер разного размера геометрически описывается ТЕТРАЭДРАМИ. Если мы говорим об “общественных сферах”, о “кругах общественности” и “развитии по спирали”, то объединяющий их термин “общественная пирамида” определяется только и только ТЕТРАЭДРОМ. Это абсолютно строгий логический вывод. Никаких гипотез и “фигур умолчания” в этом выводе по второй фигуре силлогизма нет. А тем кто скажет, что по второй фигуре нельзя делать позитивных выводов следует возразить, что Реальность ОБРЕЗАНА. Так что, как показано ещё Гегелем, позитивный вывод по второй фигуре возможен в виде Отрицания Отрицания. Но все эти логические тонкости читатель может пока пропустить. Для начала необходимо и достаточно осознать, что общественная пирамида – **объективная реальность**, которую можно и нужно изучать стандартным геологическим методом. А этот метод есть определение временной последовательности развития геометрических образов. Геология и геометрия – слова однокоренные.

Как реализовать благие намерения?

*О, как убийственно мы любим,
Как в буйной слепоте страстей
Мы то всего вернее губим,
Что сердцу нашему милей!*

Ф. Тютчев

Лозунг о возрождении былого могущества Урала выдвинут отнюдь не мною. Но дальше поминок по былому реализации этого явно благого намерения дело не идёт: старые вывески возвратили, а могущество всё уходит. И даже современная поговорка: “Хотели как лучше, а получилось как всегда” – тоже **ухудшенный** вариант классики: “Благими намерениями вымощена дорога в Ад”. А вот слова Тютчева в эпиграфе хотя и выражают ту же идею, но идут дальше констатации фактов, раскрывая действующую причину нежелательных последствий: **истинная любовь** – плодотворна, но **СЛЕПАЯ ЛЮБОВЬ** – ведёт к гибели. Стихи Тютчева раскрывают и смысл слов Христа: “Слепые вожди слепых” – обращённые и к руководителям, и к руководимым. Если уж мы говорили о классике, то должны понимать, что без разделения на Классы термин “классика” не имеет реального смысла, обозначая лишь “благое намерение” любви к классикам. Понятие чего-либо начинается с **КЛАССИФИКАЦИИ**, то есть разделения рассматриваемого предмета **МИНИМУМ** на **ДВА ПРОТИВОПОЛОЖНЫХ КЛАССА**. И когда, к примеру, Наполеон заявляет, что “что стадо баранов под руководством льва лучше, чем стадо львов под руководством барана” – он лишь демонстрирует то явное непонимание сути вещей, которое видно в иной его поговорке: “Плох тот солдат, который не несёт в своём ранце маршальский жезл”. По логике слов Наполеона выходит, что режиссёр умнее актёра, а дирижёр умнее исполнителя. В действительности, однако, талантливый актёр или исполнитель ничем не глупее талантливого дирижёра или режиссёра. И наилучшее действие наступает тогда, когда каждый из них занят делом **своего класса** людей так, что между классами возникает **УРАВНЕНИЕ**. Без одинаковой любви к композитору или сценаристу равенство между актёром и режиссёром (или исполнителем и дирижёром) достигнуто быть не может. Так что тройное разделение военных на солдат, офицеров и генералов является делением по вертикали только в случае различия степени их образованности. При равенстве образования вертикальное деление исчезает и возникает Тройное Уравнение, результаты которого равным образом принадлежат этим Трёх Богатырям (квантовое число – 1/3). Так что слова Суворова о солдатах: “чудо богатыри” – не просто красивые слова. И как только Высшее Образова-

ние стало одинаково доступно не только сценаристам и режиссёрам, но и актёрам – вертикальность деления классов исчезла. Но, тем не менее, есть и объективное разделение людей на Два Класса по вертикали и это разделение высшее образование не уничтожает, но УСИЛИВАЕТ. Все талантливые люди Искусства **объективно** относятся к Вершине общественной пирамиды, а все талантливые Естествоиспытатели объективно принадлежат к основанию, Базису той же самой пирамиды. И если для людей Искусства карьера есть движение вверх, то для людей Науки прогресс состоит в движении в Фундамент общества. Первым научно определил это направление движения Науки Гегель и даже изобрёл для него новый глагол: *zugrundgehen* (идти в основание). Но само разделение им не изобретено, а открыто. Однако первым сделал это открытие Христос. Только в четвёртую четверть второго 2000-летнего цикла это открытие дошло до представителей Вершины пирамиды и началась эпоха Возрождения.

До эпохи Возрождения в вершине пирамиды находились лишь Два класса (сословия) – политики и военные. И, естественно, они богатели лишь за счёт налогов, продаж лицензий-индulgенций и обнищания масс. Массы работали без денег, а верхи получали деньги без труда. И протестанты (сначала Гус, а потом и Лютер с Кальвином) поняли наконец, что учение Христа касается в первую очередь трудящихся: “Кто из вас не работает, тот пусть и не ест!” Политики и военные отошли на второй план, а на первый план вышли бизнесмены. Началась ПРОМЫШЛЕННАЯ РЕВОЛЮЦИЯ, которая углубила разделение классов (наёмные работники и работодатели). Следует учиться видеть это классовое различие во всём, в том числе и в литературном творчестве. Весь фольклор, например, создан Базисом, а представители Вершины фольклор лишь собирают и обрабатывают. Если, к примеру, обычный взгляд на Горное Правление под “правлением” воспринимает только действия Вершины пирамиды (политиков, военных и бизнесменов), то в Уральских сказах под Горным Правлением понимается правление Хозяйки Гор, то есть правление самой Матушки Природы или, по-современному, правление Окружающей Среды. Если Вершину пирамиды интересует Экономика, то Базис интересуется Экологией. Реальная Экология есть наука о понятии и рациональном использовании окружающей среды. И следует осознать, наконец, что как ни умны и талантливы представители Вершины общественной пирамиды, но вопросы рационального использования земли и её недр – не в их компетенции: “Не гоже лилии прясть!” Точно таким образом решается вопрос о выдвижении талантливых представителей Науки в Вершину пирамиды – ничего хорошего от выдвижения ньютонов и платонов в депутаты и администраторы ждать не приходится. И, соответственно, если талантливый администратор начинает “лезть

в Науку”, то из него получается “князь Дундук”. Хорошие отзывы учёных о временах правления Академией княгиней Дашковой объясняются только тем, что она не изображала из себя “большого учёного”, но видела свою задачу в облегчении жизни действительным, фундаментальным академиком. Задача Вершины пирамиды – служить Базису “крышей”. Задача Базиса – рационально использовать землю и её недра. Очевидно, что представителей Базиса вовсе не интересуют искусственные законы (законотворчество). Искусственные законы обществу необходимы, но примат искусственных законов перед естественными ведёт в Ад, а примат естественных законов перед искусственными ведёт в Рай. Чем ощутимее наличие вертикальных классов в общественной пирамиде – тем выше её ПОТЕНЦИАЛ. Повышение разности потенциалов за счёт искусственного унижения представителей Базиса и столь же искусственного возвышения представителей Вершины – даёт эффект обратный желаемому. Столь же низка производительность и при искусственном, насильном уравнивании классов. Насильственное разделение классов при царях и насильственное уравнивание классов при генсеках привели к одинаковым результатам. Сто лет назад на Урале лопнуло крепостное Горное Правление, а теперь “почило в бозе” большевистское Горное Правление. В обоих случаях Горное Правление не хотело признавать в качестве первого правителя Матушку Природу и Бога. Великая Битва с Природой (высушивание болот, обводнение пустынь, поворачивание вспять рек и т.д.) и есть главная причина падения Горного Правления на Урале. Очевидно, что для Возрождения Горного Правления необходимо и достаточно научиться видеть в термине Горное Правление двойкий смысл и далее научиться УРАВНИВАТЬ идейный смысл Горного Правления с административным, материальным смыслом того же Правления. Когда объективные идеи идут снизу вверх, то такое идеальное Правление называется ДЕМОКРАТИЕЙ. Такая демократия есть “власть Земли” и “власть земляков”. В этом случае сверху вниз идут не идеи, а чёткие команды, подкрепляемые материальными ресурсами. А когда сверху идут искусственные идеи, а снизу вверх текут деньги, то такое искусственное правление со времён первой Академии называется ДЕМАГОГИЕЙ. Теперь, когда благодаря большевикам и низший класс получил доступ к Высшему Образованию, именно Базис начинает информировать высший класс, а последний получает возможность руководить Базисом без демагогии, то есть приказами. Информация, как это известно всем грамотным людям, неизбежно содержит **свободу выбора**. И когда экипаж корабля, к примеру, информирует офицеров – то это хорошо. Но когда офицеры вместо чётких команд начинают информировать экипаж о возникших ситуациях, то корабль садится на мель. Демократию следует отличать от демагогии, а инфор-

мацию от приказов. Если низы руководят верхами, а верхи информируют низы, то возникают “вечные выборы” или “вечная перестройка”. Такой путь решения проблем ведёт в Ад. Истинное решение любых проблем обнаруживается при разделении людей на два вертикальных класса: физиков (низы) и лириков (верхи), или, по-иному, на технарей (физики) и гуманитариев (лирики). И, далее, как верхи, так и низы общественной пирамиды объективно делятся на три класса, образуя ТЕТРАЭДР. Вверху это единый триумвират (триумвиры = “трое мужчин”) политиков, военных и бизнесменов, дополнительно делящихся на сценаристов, режиссёров и исполнителей. Внизу тетраэдра люди Науки делятся на Теоретиков, Критиков и Практиков, образуя три вершины Базиса. Описанная троичность выбора путей карьеры известна с древних времён и настолько очевидна, что стала ТРИВИАЛЬНОСТЬЮ (“три виа” = три пути). Эта тривиальность зафиксирована и в русских сказках (витязь на распутье). К этой очевидной тривиальности следует добавить лишь понятие того обстоятельства, что “выходить из народа” можно не только вверх, идя в бояре, князья или купцы (политика, военное дело, экономика), но и в низ, идя в естествоиспытатели. Народ, таким образом, не основание, а Ядро общественной пирамиды, откуда можно “выходить” не только вверх (схождение в триумвират), но и в низ (расхождение на теоретиков, практиков и критиков). Вершина в общественной пирамиде не одна, а четыре. И ни одна из этих четырёх вершин не хуже остальных, ибо в понятии пирамиды они дополняют друг друга до Целого. Четырёхмерность – высшее, наиболее трудное понятие. Началом же понятия является двоичность. Всякий из нас либо левый, либо правый. Центристские взгляды хороши лишь для детей (“дитя” – среднего рода). Левых представителей верхов интересует МИД (Пушкин, Тютчев, Блок), а правых – МВД (Гоголь, Достоевский и Лев Толстой). Правые люди Науки имеют своих Трёх Китов: Геологию, Биологию и Психологию. Левые люди Науки базируются на иных Трёх Китах: Механика, Физика, Химия. Левые люди Науки в познании идут от цифр к геометрии, а правые, наоборот, от геометрических образов к цифрам. Это объясняется тем, что правое полушарие нашего мозга образное, а левое – аналитическое. Разделение же людей Науки на теоретиков, критиков и практиков обусловлено различиями в действиях Большого, Среднего и Малого мозга. У теоретиков ведущей долей мозга является Большой, у критиков – Средний, а у практиков – Малый мозг. Такое тройное разделение мозга в Природе существует с времён Трилобитов. У всякого из нас работают все три доли мозга, но аргумент живёт лишь в одной из них. Остальные доли – функциональны. Так что когда, к примеру, Белинский называет критиков “людьми среднего ума”, то он интуитивно даёт точное определение сути критического мышле-

ния. Аргумент талантливых критиков – в Среднем мозге, где живёт Прошедшее Время. Настоящее Время живёт в Малом мозге, тогда как Будущее живёт в Больших Полушариях. Поскольку Большой мозг непосредственно с Малым мозгом не общается, то и теоретики с практиками непосредственно друг друга не любят. По той же причине начинающие актёры любят “отсебятину”, воображая, что они “улучшают” сценарий. Но начало сему разделению людей положено опосредованными, то есть необыкновенными (поляризованными) химическими реакциями в горных породах (см. “Энцикло-педию...” Гегеля). И, в конечном итоге, возрождению горного Правления на Урале способствует действительное понятие Окружающей Среды. Урал не Альпы, где отсутствие рудников способствует процветанию курортов. Уральские горы суть Рудные Горы. В любых Рудных Горах возникновение и возрождение Горного Правления неизбежно. И если дед мой учился в Горной Академии в Рудных горах Германии, то отец мой и я уже кончали открытую в начале нашего века Уральскую Горную Академию. Очевидно, что возрождение Горного Правления на Урале и возрождение былого престижа Уральской Горной Академии для меня синонимы. Для реализации этих благих намерений необходимо и достаточно осознать, что логика геологии выходит за пределы горных пород, захватывая биологию и психологию. Геологический метод приложим к истории Homo sapiens. Геологу для этого не надо переучиваться, а нужно лишь расширить кругозор. В связи с временным замораживанием геологоразведочных работ момент времени для расширения кругозора геологов сейчас самый что ни есть благоприятный (нет худа без добра).

Заключение

Старый ключ к новым проблемам

*Толпа глухая,
Крылатой новизны любовница слепая,
Надменных баловней меняет каждый день,
И катятся стуча с ступени на ступень
Кумиры их, вчера увенчанные ею.*
А.С. Пушкин (из стихов 1833г.)

Очевидно, что дитя любит свои игрушки. Но что он с ними делает? Удовлетворяя детскую склонность к анализу ребёнок разбирает игрушки на составные части, причём вовсе не на те части, из которых они сделаны взрослыми, а на произвольные. Поэтому обратная сборка

становится невозможной. Чем больше ребёнку нравится игрушка, тем быстрее он её “проанализирует”: чем сильнее любим, тем вернее губим. То же самое можно сказать о любви геологов к анализу горных пород и минералов. Геологи так ловко научились разбирать на части породы и минералы, что обратная сборка стала практически невозможной. Геологи напрочь забыли о том, что реальная цель любого анализа – понять происхождение полезных ископаемых с тем, чтобы облегчить их поиски. Все горные ВУЗ’ы всего мира созданы в надежде на то, что образование поможет поискам, разведке и разработке МПИ. И, естественно, все классификации горных пород и минералов должны облегчать поиски, разведку и рациональную эксплуатацию МПИ. Классификации, которые не имеют такой цели и даже не ведают путей к ближайшей геологической задаче – не имеют реального смысла. Кроме непосредственной задачи у геологии, однако, есть и опосредованная задача: поиски, разведка и разработка месторождений Древних Идей. Кроме материальных богатств Природа дарит и идейные, духовные богатства. Законы саморазвития людей повторяют законы саморазвития камней. Законы саморазвития человеческого общества записаны в Каменных Скрижалях. Такая предельно общая формулировка основного генетического закона известна со времён Ветхого Завета и возрождена в новом варианте Христом: “Когда умолкну Я и умолкнут Мои ученики, то возопят камни!” В уральских сказах узкую дверь решения всех человеческих проблем открывает “ключ-камень”. По новозаветным легендам ключ от Рая в руках Петрологии. И тот кто думает, что выход логики геологии за пределы камней не нужен или вреден – ошибается. По учению Гегеля логика имеет три ступени саморазвития:

1. Логика в себе и для себя. Человек работает молча и об Ином не думает.
2. Логика в себе и для иного. Человек начинает говорить об Ином.
3. Логика в ином и для иного. Человек может излагать мысли об Ином письменно.

Эти же три ступени можно описать тысячами способов, в том числе и способом Иоанна Богослова. Логика вначале была Логосом, а “Логос” вначале был Богом: от Бога через Логос к Логике. Тот кто действительно руководствуется логикой, тот не будет руководствоваться только случайной конъюнктурой. Тот факт, например, что сегодня Гумёшевский рудник с разведанными запасами в 2 миллиона тонн меди в очередной раз закрыт – свидетельствует лишь о том, что руководят нами недостаточно образованные люди. По известной английской поговорке достаточно образован лишь тот специалист, который имеет не одно, а ТРИ ВЫСШИХ ОБРАЗОВАНИЯ. Причём два

ВУЗ’а из трёх – кончили предки специалиста. Как говорилось во “Введении”, малый, вековой Цикл образуют три мужских поколения, занятых в одном производственном цикле. Четвёртое поколение всякий раз оказывается **новым поколением**. И если “новые русские” возлюбят своих предков, то результат будет тем, который все ждут. На Урале, очевидно, четвёртое поколение образованных трудящихся реально существует лишь в среде горняков. Если уж в собаках и кошках мы ценим родовитость, то человек не лучше ли собаки? Большевики ввели “бесклассовое” общество и благодаря им высшее образование смогли получить все желающие (нет худа без добра). Сегодня очевиден возврат к двухклассовому обществу, но поначалу представители верхов мыслят по-наполеоновски: внизу “бараны”, а сверху “светские львы” (бомонд). Сегодня, когда большинство образованных людей находится не в Вершине, а в Основании общественной пирамиды, такое наполеоновское представление об обществе нелепо. Каким судом судите о Базисе общественной пирамиды, таким судом и будете судимы. Все действительно Великие государи служили базису “крышей” и потому были признаны историей Великими. Исключение – Ирод Великий, служивший заграничным “дядям” на Западе. От верхов следует ждать не “идей” как таковых, а лишь понятия объективных идей, идущих снизу вверх. Сократы рождаются и живут в Базисе.

Итак, уже к 14 годам учащихся легко разделить на физиков и лириков (на технарей и гуманитариев). Уральские гуманитарии в прошлом веке учились в духовных училищах и семинариях, а технари в то же время учились в горных училищах, а с начала нашего века для них был открыт Горный Институт. Хотя формально в открытии последнего участвовал царь, но объективной основой открытия Горного ВУЗ’а на Урале является наличие здесь рудных месторождений. Брошенные или неграмотно эксплуатируемые рудники – особая статья, ибо они вместо пользы наносят вред Окружающей Среде. К брошенным рудникам относятся слова Сент-Экзюпери: “Мы в ответе за тех, кого приручили”. Уральцам не уйти от Горного Дела и спасение всех и всего – в возрождении Горного Правления на логической основе. Логика геологии зиждется на геометрическом понятии циклов. Не случайно основатель правой логики “отец” Академии Платон над входом в Академию укрепил лозунг: “Не знающим геометрию вход воспрещён!” Знать об объективном идеализме Платона и понимать то обстоятельство, что все без какого либо исключения “идеи” Платона суть ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ ОБРАЗЫ – вещи разные. Многие сегодня риторически говорят об общественных пирамидах, слоях общества, общественных кругах и сферах, говорят о потенциалах людей и общества и т.д., но кто из говорунов хотя бы попытался ортодоксально геометризовать эти образные представления? Многие сегодня называ-

ют себя “академиками”, но кто из таких “академиков” при этом вспоминает реального основателя Академии? Я с детства не люблю риторических вопросов и риторики вообще и потому даю на риторические вопросы нериторические, НАУЧНЫЕ ответы. И если при этом я ссылаюсь на труды Платона и Гегеля, то вовсе не из тщеславия, а по той простой причине, что среди живых опереться пока не на кого. Поневолле приходится ВОСКРЕШАТЬ МЁРТВЫХ. И когда мне заявляют: “Ты один так говоришь!” – отвечаю: “Читай медленнее!” Ещё раз повторяю, что в моих трудах нет никаких новых идей вовсе. Кого интересуют новые идеи в Науке – почитай геофизику. А геологический метод есть метод ВОСКРЕШЕНИЯ МЁРТВЫХ. Нужно любить новинки науки и техники, но базис, фундамент всего нового заведомо древний и “новое” залегает на нём ПОСЛОЙНО. Учение о циклах Возрождения в Истории древнее не только Гегеля и Платона, но и авторов Ветхого завета. Авторы ещё не было, а циклы уже были. Именно в этом ключе следует понимать “непонятные” слова Христа: “Я был до Авраама!” И именно в этом ключе можно понять и отрицательное отношение к “новизне” Пушкина (см. эпиграф).

Понявший смысл всего сказанного мной поймёт, что начать Возрождение Урала следует с разделения трудящихся (все “нетрудящиеся” разделяются лишь по количеству денег в кармане) на технарей и гуманитариев, на правых и левых. А после такого разделения можно и объединиться. Если бы не только Тютчев, но и Пушкин с Блоком работали в МИД’е, а Гоголь, Достоевский и Толстой работали бы в МВД, то освободившиеся, благодаря всеобщей занятости, от военной суеты талантливые военачальники возглавили бы, по примеру Татищева и Геннина, Горное Правление на Урале. И, естественно, талантливые бизнесмены стали бы прибыльно и без страха торговать переработанным уральским сырьём. А мы, геологи, в условиях Горного Правления легко бы нашли пути к восстановлению на Урале экологического равновесия. Но для этого каждому из нас следует найти свою Вершину в базисном треугольнике. “Геологов вообще” – нет. Как и в любой иной науке геологи естественно делятся на теоретиков, критиков и практиков. Задача критиков не ругаться, а соединять теорию с практикой. На сегодняшний день теоретическую вершину геологической науки занимает “сумрачный германский гений” – Г.В.Ф. Гегель. Я открыто претендую на вторую вершину. Если кто-то не согласен – выступи письменно. А кто согласен – молчи. Понятие начинается с отрицания.

© Комарский В.Я.

КАРЖАВИН Николай Акимович
(к 100-летию со дня рождения)



Горный инженер-геолог. Первооткрыватель бокситовых месторождений “Красная Шапочка”, Кальинского и Черемуховского, а также Белкинского месторождения огнеупорных глин. Директор геологической службы. Лауреат Сталинской премии Первой степени. Почетный гражданин г. Североуральска.

Николай Акимович Каржавин родился 1 мая 1899 г. в пос. Ново-Уткинского завода (г. Первоуральск Свердловской обл.) в семье рабочего. После окончания в 1913 г. двухклассного училища поступил в Ирбитскую учительскую семинарию, после ее окончания в 1917 г. - в учительский институт. Осенью 1918 г. был мобилизован в Белую армию, служил писарем. С января 1919 г. по апрель 1920 г. работал учителем школы II ступени в поселке Ревдинского завода. В январе-августе 1920 г. учился на рабфаке, затем поступил в Уральский университет, окончил его (как Уральский горный институт) в июне 1929 г. Одновременно с 1925 г. работал в Уральском геологоразведочном тресте в должностях коллектора, геолога, начальника геологоразведочных партий (с. Байны, пос. Турьинские рудники, г. Каменск-Уральский).

С 1934 по 1946 г. работал в системе “Главалюминия” начальником геологического бюро строительства Уральского алюминиевого завода (УАЗ) в г. Каменск-Уральском, главным геологом Североуральских бокситовых рудников (СУБР), начальником партии Салаирской бокситовой экспедиции на Алтае (1942-1945), главным геологом УАЗа.

В 1946-1950 гг. Н.А. Каржавин работал главным геологом и

начальником вновь организованной Шабровской экспедиции на радиоактивное сырье, затем в течение 12 лет (1951-1963) был старшим инженером по бокситам аппарата Уральского геологического управления и начальником тематической партии по бокситам Уральской геологосъемочной экспедиции. Последние пять лет перед выходом на пенсию в 1958 г. работал директором Уральского геологического музея при Свердловском горном институте.

При проведении в 1931 г. геологических исследований по выявлению бокситоносности в пределах бывшего Богословского горного округа на Северном Урале, в результате ревизии каменного и графического материалов Федоровского музея (пос. Турьинские Рудники) Н.А. Каржавиным было открыто крупнейшее месторождение бокситов “Красная Шапочка”, затем в 1933 г. - Кальинское и Черемуховское бокситовые месторождения. Этим было положено начало геологическому изучению Североуральского бокситоносного бассейна. Ранее, в 1927-1929 гг. он разведывал Курьинское и Троицко-Байновское месторождения огнеупорных глин, в 1930 г. открыл Белкинское месторождение аналогичных глин.

Бокситовые месторождения Североуральского бассейна вскоре после открытия и разведки начали эксплуатироваться, вначале открытым способом, затем - шахтами: Южный рудник - с 1934 г., Второй Северный рудник - с 1939 г., Третий Северный рудник - с 1942 г. (все три - на базе месторождения “Красная Шапочка”); Кальинское месторождение введено в эксплуатацию в 1942 г., Черемуховское - в 1943 г. Во время Великой Отечественной войны 1941-1945 гг. эксплуатация указанных месторождений (наряду с разработкой бокситовых месторождений Среднего Урала) обеспечила работу Уральского алюминиевого завода в г. Каменск-Уральском. В настоящее время месторождения бассейна являются основной сырьевой базой и для Богословского алюминиевого завода. Также эксплуатируются Белкинское, Курьинское и Троицко-Байновское месторождения огнеупорных глин, являющиеся основной сырьевой базой предприятий черной металлургии Урала.

В 1946 г. Н.А. Каржавин был удостоен Сталинской премии Первой степени за открытие и разведку бокситовых месторождений Северного Урала. Он также награжден орденами Ленина (1952) и Трудового Красного Знамени (1944, 1949). В 1948 г. ему было присвоено персональное звание “Директор геологической службы”, равное воинскому званию полковника. Н.А. Каржавину присвоено звание “Почетный гражданин г.Североуральска”; в этом городе одна из улиц носит его имя.

Скончался 14 марта 1974 г.; похоронен на Ширококореченском кладбище г. Екатеринбурга.

ЛИДЕР Виктор Александрович
(к 80-летию со дня рождения)



Виктор Александрович Лидер родился 3 мая 1919 г. в д. Шаховка Федоровского района Саратовской области, в крестьянской семье обрусевших немцев. Начальную школу окончил на родине, среднюю школу - в г. Ленинграде. В 1938 г. поступил в Ленинградский государственный университет, весной 1942 г. вместе с университетом был эвакуирован в г. Саратов, где и окончил в июле этого года географический факультет с присвоением квалификации геоморфолога. В первые месяцы Великой Отечественной войны работал на строительстве оборонных рубежей, во время блокады - в штабе местной противоздушной обороны.

После окончания университета был направлен на работу в Уральское геологическое управление, где и работал до последних дней жизни - в течение 42 лет (1942-1984). В течение первых 2,5 лет (ноябрь 1942 - март 1945) участвовал в работе Катав-Ивановской съёмочно-поисковой партии по разведке одноименной группы железорудных месторождений и изучению геоморфологии этого района.

В последующий 15-летний период (1945-1960) работал в геологосъёмочных и поисковых партиях в Северном, Среднем и Приполярном Зауралье, осуществляя геологическое картирование масштаба 1:200 000 и занимался в основном изучением геологии мезозойских и кайнозойских отложений и геоморфологии региона. В результате проведенных работ были составлены геологические карты масштаба 1:200 000: листы Р-40-118 (вост. половина) и Р-40-130 (вост. половина), 1948; О-41-XXVII (Камышлов), 1953; Р-41-XIX (сев. половина), 1955 и ряд других (всего восемь листов), а также открыты Северо-

Сосьвинский бассейн солитовых железняков, Усть-Маньинское месторождение монтмориллонитовых глин и Оторьинское месторождение бурых углей (последнее - самое крупное в Северососьвинском бурогольном бассейне). По результатам исследований написал и защитил в 1950 г. кандидатскую диссертацию на тему "Геология Северососьвинского бурогольного бассейна", изданную в 1954 г. в виде самостоятельной монографии.

В течение последующих 10 лет (1960-1970) в должностях начальника партии и главного геолога группы отрядов занимался картированием и изучением четвертичных отложений Урала. Под его руководством и при непосредственном участии были проведены крупнообъемные полевые работы, усовершенствованы методы изучения и картирования четвертичных отложений, разработана принципиально новая схема стратиграфии антропогена, составлена серия общеуральских карт четвертичных отложений масштабов 1:200 000, 1:500 000 и 1:1 000 000 с объяснительными записками (1965, 1978).

В 1963 г. под редакцией В. А. Лидера издано "Методическое руководство по изучению антропогена Урала", а в 1976 г. - монография "Четвертичные отложения Урала". В изданном в 1969 г. XII-ом томе "Геологии СССР" (Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области). В. А. Лидером написаны разделы "Четвертичная система" и "Юрская система" (последний раздел в соавторстве с Н. Н. Архангельским. В 1965 г. участвовал в составлении монографического отчета ВСЕГЕИ "Палеогеография Урала в четвертичное время", иллюстрированного литолого-палеогеографическими картами масштаба 1:2 500 000, составленными для шести временных срезов. В 1965 г. участвовал в составлении "Геологической карты Северного, Среднего и восточной части Южного Урала" масштаба 1:200 000 (главный редактор И. Д. Соболев). В 1979 г. был редактором "государственной геологической карты СССР" масштаба 1:200 000, лист 0-41-XXVII, Камышлов (составители В. С. Зонов и Н. Б. Малютин).

Начиная с 1971 г. занимался также инженерно-геологическим картированием Урала и обобщением материалов по месторождениям естественных строительных материалов. Под его руководством составлены "Инженерно-геологическая карта Среднего Урала" масштаба 1:500 000: листы О-41-В, Свердловск (1973); О-41-А, Серов (1976); О-41-Г, Нижний Тагил (1978), а также серия карт месторождений строительных материалов масштаба 1:500 000 Свердловской, Челябинской, Пермской, Курганской областей с пояснительными записками.

В 1980 г. в соавторстве с Е. С. Синицких составил монографический отчет по стратиграфии плиоцена и нижнего плейстоцена восточного склона Урала и Зауралья.

Высоким признанием научно-производственных заслуг

В. А. Лидера является его участие в работе межведомственных геологических организаций: он был членом редколлегии “Карты четвертичных отложений СССР”, членом бюро Постоянной четвертичной комиссии МСК (Межведомственного стратиграфического комитета), членом Сибирской секции Ученого совета по инженерной геологии и грунтоведению АН СССР и др.

В. А. Лидер воспитал целый ряд высококвалифицированных геологов, создал уральскую школу четвертичной геологии (среди его учеников - четыре кандидата геолого-минералогических наук). Его отличали исключительная работоспособность, умение сосредоточиваться на главном, упорство и настойчивость в достижении поставленных целей.

Скончался В. А. Лидер скоропостижно 22 февраля 1987 г.; похоронен на Лесном кладбище г. Екатеринбурга.

Виктор Александрович Лидер и его жена - Соловьева Александра Семеновна (р. 1919) воспитали двоих детей: сына Вячеслава (р. 1944) и дочь Анну (р. 1952).

Вячеслав Викторович Лидер и его жена - Шерстюк Людмила Александровна (р. 1942) вырастили дочь Ольгу (р. 1973). Анна Викторовна Лидер и ее муж - Незнанский Евгений Исаакович (р. 1950) - оба архитекторы, воспитывают двух сыновей: Михаила (р. 1974) и Марка (р. 1988), проживают в Израиле.

ДЕМИДОВЦЕВ Алексей Сергеевич
(к 70-летию со дня рождения)



Алексей Сергеевич Демидовцев (р. 22.05.1929), горный инженер-геофизик, заслуженный геолог Российской Федерации, лауреат премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники. Окончил Ленинградский горный институт в 1953 г.

С 1954 г. по настоящее время работает на Урале: 1954-1963 гг. в Южно-Уральской геофизической экспедиции (начальник партии, главный инженер экспедиции, с 1958 г. - начальник экспедиции), с 1963 г. по настоящее время руководит Средне-Уральской геолого-разведочной экспедицией (начальник экспедиции, с января 1995 г. - генеральный директор ОАО “Среднеуральская геологоразведочная экспедиция”).

В 1977-1980 гг. находился в заграничной командировке в качестве начальника Советской геологической экспедиции (Иран).

Возглавляемые А.С.Демидовцевым коллективы за время его многолетней производственной деятельности (стаж работы в качестве руководителя более 40 лет) неизменно отличались высокой геологической эффективностью при положительных технико-экономических показателях. Из наиболее крупных результатов работ этих коллективов, имеющих федеральное значение, являются:

— открытие Сафьяновского медноколчеданного месторождения — новой сырьевой базы для медеплавильных заводов Среднего Урала;

— выявление нескольких групп золотоносных россыпей в Невьянском и других районах Среднего Урала с общими балансовыми запасами золота около 35 тонн;

— доразведка и коренная переоценка крупнейшего Баженовского месторождения хризотил-асбеста с обеспечением комбината “Ураласбест” подготовленными для промышленного освоения запасами волокна хризотил-асбеста на период более 60 лет;

— выявление провинции бентонитов на Урале, открытие и разведка Зырянского месторождения бентонитовых глин - самой крупной сырьевой базой России по этому виду сырья;

— создание мощной сырьевой базы промстройиндустрии на Среднем Урале (открыто и разведано около 200 месторождений различных строительных материалов, часть продукции которых поставляется в центральные регионы России и Тюменскую область);

— выявление промышленных запасов 28 месторождений природных агрономических руд в Свердловской области;

— организация и проведение геологических съемок масштаба 1:50 000 на площади 160 тыс. кв. км на Среднем Урале;

— проведение гидрогеофизических исследований на всей территории Курганской области и сопредельных частях Свердловской и Челябинской областей на общей площади 85 тыс. кв. км и решение проблемы хозяйственно-питьевого водоснабжения за счет подземных вод (работа удостоена премии Правительства России в области науки и техники);

— создание и внедрение системы долговременного механизированного складирования и хранения каменного материала;

— расширение перспектив Гайского медноколчеданного, Буруктальского никелевого месторождений в Оренбургской области;

— в Центральном Иране Советской экспедицией организована и выполнена съемка масштаба 1:100 000 на площади 45 тыс. кв. км; на ряде выявленных перспективных участков проведены эффективные поисковые работы на цветные и благородные металлы;

Кроме того, выявлены и подготовлены к проведению работ последующих стадий десятки рудопроявлений меди, рудного и россыпного золота, хромитов, никеля, угля, различных видов нерудного сырья.

Следует отметить значительную роль и личное участие А.С.Демидовцева в следующих направлениях:

— организовал широкое внедрение в практику съемочных и поисковых работ высокопроизводительного метода бурения на базе буровых установок с гидротранспортом керна (КГК-100, КГК-300), что значительно повысило геологическую эффективность исследований (один из примеров - ведущая роль в открытии Сафьяновского медноколчеданного месторождения картировочного бурения установками КГК в Режевском районе Свердловской области);

— один из авторов оригинальной системы долговременного хранения каменного материала, получившей положительную оценку в странах СНГ и международной геологической общественности; активно содействовал внедрению системы на Среднем Урале, в других регионах, а также за рубежом (за разработку и внедрение системы награжден серебряной медалью ВДНХ СССР);

— один из основных организаторов гидрогеофизических исследований для решения проблемы хозяйственно-питьевого водоснабжения за счет подземных вод на большей территории Зауралья и Среднего Урала, за что удостоен звания Лауреата премии Правительства РФ в области науки и техники;

— разработал и внедрил методику поисков золотохрусталоносных россыпей на Южном Урале (ответственный исполнитель и автор отчета);

— автор и соавтор ряда опубликованных научных статей по различным проблемам геологии, сырьевого потенциала, методики работ и использования недр.

Краткие генеалогические сведения.

Отец - Демидовцев Сергей Николаевич (1902-1998), агроном, кандидат сельскохозяйственных наук, более 40 лет работал в Предуралье, где занимался проблемой повышения урожайности различных сельскохозяйственных культур.

Мать - Демидовцева Наталья Александровна (1904-1994), лаборантка.

Брат - инженер-геофизик (окончил СГИ), работал в урановых экспедициях в Якутии и на Дальнем Востоке. Ныне - главный радиолог Хабаровского края.

Жена - Демидовцева Алевтина Ивановна, инженер-геофизик (окончила СГИ), работала в НИП'е Уралгеолуправления.

Сын - Демидовцев Сергей Алексеевич, инженер-механик (окончил УПИ), работает на Уралмашзаводе.

Внучка - Демидовцева Елена Сергеевна, ученица 10-го класса, неоднократный призер различных олимпиад и конкурсов.

БЕРЗОН Роберт Оскарлович
(к 65-летию со дня рождения)



Роберт Оскарлович Берзон родился 10 апреля 1934 г. в г. Москве, в семье служащих (отец работал тогда в Наркомате тяжелой промышленности СССР). Поступил в школу в 1943 г. и первые пять классов окончил в поселке Железнодорожном (Коми АССР), где в это время находилась вся семья, т. к. отец принимал участие в строительстве Северо-Печорской железнодорожной магистрали, а затем работал в Управлении по эксплуатации Крайнего Севера. Десятилетку окончил в 1953 г. в пос. Салават (Башкирская АССР), где отец в это время работал на строительстве объектов в Салавате и Ишимбае.

В 1954 г., после перевода отца в 1953 г. в Рустави (Грузинская ССР) на строительство Закавказского металлургического комбината, поступил в Тбилисский политехнический институт, окончил его в 1959 г. по специальности “Геология и разведка месторождений полезных ископаемых”. Был направлен на работу в Северо-Восточное геологическое управление. В течение четырех лет (1959-1963) работал в Сеймчанском районном геологоразведочном управлении (Сеймчанской геологоразведочной экспедиции) прорабом, старшим геологом, начальником полевой партии на золото и редкие металлы.

В течение последующих 13 лет (1963-1976) Р. О. Берзон работал в Уральской геолого-тематической экспедиции (Уральской комплексной съемочной экспедиции) Уральского геологического управления геологом, старшим геологом отряда по золоту Центральной поисковой партии. Явился инициатором и одним из первых занялся изучением продуктивных минеральных ассоциаций золоторудных место-

рождений Урала. В апреле 1974 г. защитил в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР кандидатскую диссертацию на тему “Особенности геологического строения, минералогия и геохимия Быньговского золоторудного месторождения”. Месторождение отнесено к золото-теллуридному минеральному типу кварцево-жильной формации; выделены четыре стадии минерализации и 15 минеральных ассоциаций.

Опубликовал более 25 научных статей, участвовал в составлении не менее 12 научно-производственных отчетов (в четырех из них был основным соавтором).

В опубликованных работах раскрыта связь золоторудных месторождений с определенными магматическими комплексами; основное внимание уделено вопросам металлогении золота западного склона Урала и методам поисков золоторудных месторождений по элементам-спутникам и особенностям метасоматических преобразований окорудных пород.

В отчетах и разработках на основании количественного подсчета прогнозных запасов переоценены перспективы ряда площадей и месторождений, в частности, в зоне Сугомакско-Кацбахского разлома на Южном Урале. Разработана программа поисков золоторудных месторождений метаморфогенного и гидротермального генезиса в пределах древних толщ Урала. В 1976 г. под руководством Р. О. Берзона была дана оценка прогнозных запасов золота и серебра в месторождениях различного генетического типа на территории деятельности Уральского геологического управления (Пермская, Свердловская и Челябинская области).

С 1977 г. работал в Тульском отделении ЦНИГРИ, а затем в самом Институте (г. Москва); продолжал изучение (в т.ч. методом объемного моделирования) уральских месторождений рудного золота.

Скончался 18 сентября 1995 г. в возрасте 61,5 лет; похоронен на Введенском кладбище г. Москвы.

ПАМЯТИ ИЛЬИ ЗАЛМАНОВИЧА ШУБА



5 октября 1999 г. скоропостижно оборвалась жизнь Ильи Залмановича Шуба, одного из пытливых исследователей уральских недр, крупного специалиста по геологии россыпных месторождений золота Урала, талантливого представителя прославленной школы палеогеоморфологов, созданной А.П. Сиговым.

Илья Залманович родился 7 апреля 1936 года в Свердловске как тогда назывался Екатеринбург. Здесь он закончил среднюю школу, в 1959 г. Горный институт по специальности «Геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых» и поступил на работу в Уральскую комплексную съемочную экспедицию. С этой экспедицией была связана вся сознательная трудовая деятельность И.З.Шуба. В его трудовой книжке сохранились только записи о переводе из одной партии в другую и прохождении всех ступенек служебной лестницы от старшего техника-геолога до ведущего геолога геологического отдела ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция».

Наиболее полно талант Ильи Залмановича Шуба раскрылся во время работы старшим геологом и начальником партии по поискам россыпных месторождений золота в Челябинской и на юге Екатеринбургской области, когда им были открыты и переоценены десятки золотоносных россыпей, это позволило существенно укрупнить минерально-сырьевую базу золотодобывающей промышленности Среднего и Южного Урала, а сам И.З. Шуб был удостоен почетного звания «Первооткрыватель месторождения»

Большой вклад внес Илья Залманович в разработку и усовершенствование методики построения палеогеоморфологических карт масштаба 1:200000 и крупнее, в оценку прогнозных ресурсов и подсчет запасов россыпного золота, в изучение кор выветривания Урала и их рудоносности, в исследования по стратиграфии рыхлых отложений Урала.

Своими знаниями он щедро делился с молодежью, подготовив немало первоклассных специалистов. Им подготовлено более 15 научных статей и несколько коллективных монографий, наиболее крупная из которых «Россыпные месторождения золота Урала».

Илья Залманович пользовался большим уважением и авторитетом у всех, кто знал его лично, за высокий профессионализм, глубокие знания, честность и принципиальность, большое трудолюбие и верность избранной специальности горного инженера-геолога, верность традициям школы А.П. Сигова.

Труд И.З. Шуба удостоен присвоением ему звания «Отличник разведки недр».

Группа товарищей.

Список членов Уральской академии геологических наук

В соответствии с Уставом Уральской академии геологических наук (УАГН) Оргкомитет по созданию УАГН принял решение присвоить звание действительных членов УАГН следующим исследователям геологии Урала за:

Екатеринбург

Автоноев Станислав Васильевич - начальник экспедиции ГП УГОМЭ

- 1) Составление карты магматических формаций Урала
- 2) Составление серии геологических карт масштаба 1 : 50000
- 3) Содействие развитию геологии на Урале

Гладковский Борис Александрович – геолог Воронцовской партии

Открытие Воронцовского золоторудного месторождения

Григорьев Николай Алексеевич – д.г.м.н., г.н.с. ИГИГ УрО РАН

- 1) Открытие новых минералов глюцина и уралолита
- 2) Открытие ряда новых для Урала минералов (моразит, никельгексагидрит, тодорокит)
- 3) Детальную работу по геохимии бериллия
- 4) Работу по минеральным балансам элементов
- 5) Сводку «Минералогическая геохимия»

Гурков Игорь Анатольевич – геолог, Нейво-Шайтанская ГРП

- 1) Изучение петрологии пегматитовой жилы Мокруша и получения новых данных
- 2) Содействие в изучении минералогии пегматитовых жил Мурзинки

Жученко Андрей Григорьевич – геолог АО УГСЭ

- 1) Открытие Липовского месторождения силикатного никеля
- 2) Геологическое картирование Среднего Урала
- 3) Создание и развитие космо-аэрогеологических исследований на Урале

Иванов Кирилл Святославич – д.г.м.н., зав. лаб. ИГИГ УрО РАН

- 1) Детальное изучение геологии палеозоя Урала
- 2) Большое число возрастных датировок многих толщ уральского региона
- 3) Уточнение тектонической зональности Урала
- 4) Предложение новой геодинамической модели развития Урала

- 5) Работу «Основные черты геологической истории и строения Урала»
- 6) Объяснение природы северо-западных сдвиговых деформаций на Урале

Иванов Олег Константинович – д.г.м.н., проф., Уральская минералогическая ассоциация

- 1) Открытие новых минералов шуйскита, меташуйскита, покровскита
- 2) Открытие 36 новых для Урала минералов
- 3) Исследование минералогии и петрологии Сарановской расслоенной интрузии и доказательства существования нового типа расслоенных интрузий
- 4) Изучение петрологии дунит-пироксенитовых массивов Платиноносного пояса, составления серии карт дунит-пироксенитовых массивов масштаба 1:25000, установления постмагматической перекристаллизации дунитов и контактово-метасоматического генезиса пироксенитовой оболочки
- 5) Открытие и описание новых горных пород – сарановита и мокрушита
- 6) Разработку рациональной классификации постмагматических горных пород
- 7) Открытие Уктусского платиноносного района

Кайнов Валерий Иванович – к.г.м.н., доцент УГГГА

- 1) Открытие нового минерала (Ti, Cr) (OH)₃
- 2) Открытие новых для Урала минералов
- 3) Изучение минералогии хрусталеносных кварцевых жил Южного Урала
- 4) Участие в изучении ряда новых минералов

Канонеров Александр Анатольевич – научный сотрудник, Тагильский краеведческий музей

- 1) Открытие нового минерала канонеровита
- 2) Открытие Бертевского месторождения гипергенных хроматов
- 3) Открытие многих новых для Урала минералов
- 4) Активное участие в пополнении коллекций минералогических музеев Урала
- 5) Создание геологического отдела Тагильского краеведческого музея

Клейменов Дмитрий Алексеевич – к.г.и.н. м.н.с. Уральско-геологического музея

- 1) Открытие ряда новых для Урала минералов
- 2) Изучение минералогии коры выветривания Березовского месторождения

Козин Борис Павлович – ведущий геолог УГОМЭ

- 1) Картирование палеозойских вулканических аппаратов Тагильского прогиба
- 2) Составление геологических карт семи листов масштаба 1: 50000 Северного Урала
- 3) Составление и издание Геолкарты 1: 200000

Комарский Владимир Яковлевич – геолог, Геологическое общество

Серию работ по истории геологии Урала и биографиям уральских геологов

Корепанов Николай Семенович – н.с. Ин-та истории и археологии УрО РАН

- 1) Доказательства более раннего обнаружения золота на Урале
- 2) Серию работ по истории геологии в начале русской колонизации Урала

Левин Виктор Яковлевич – к.г.м.н., чл.-корр. Нью-Йоркской АН, геолог УКСЭ

- 1) Изучение петрологии щелочных пород Урала
- 2) Изучение геологии и минералогии пироклоровых карбонатитоподобных пород Вишневых гор
- 3) Открытие и оценку новых карбонатитоподобных месторождений

Мурзин Валерий Владимирович – д.г.м.н., в.н.с. ИГИГ УрО РАН

- 1) Сводку по минералогии золота в «Минералогии Урала»
- 2) Изучение типоморфизма золота зоны гипергенеза
- 3) Изучение минералогии нескольких золоторудных месторождений Урала
- 4) Открытие нового минерала клерита
- 5) Открытие ряда новых для Урала минералов

Поляков Владимир Леонидович – к.г.м.н., Уральская минералогическая ассоциация

- 1) Исследование петрологии гранито-гнейсовых комплексов Урала
- 2) Работы по золотоносности Урала
- 3) Работы по гранит-аплитам и их генезису
- 4) Сводную работу по геологии Каркадинских демантоидных месторождений

Панков Юрий Дмитриевич – к.г.м.н.

- 1) Систему доказательств палеозойского возраста Ильменского гранито-гнейсового комплекса
- 2) Исследования петрологии Тараташского комплекса
- 3) Исследование петрологии и минералогии магнетитовых месторождений Тараташского комплекса и новую гипотезу их образования

Папулов Георгий Николаевич – д.г.м.н., проф., г.н.с. ИГИГ

УрО РАН

- 1) Работу «Меловые отложения Урала»
- 2) Активное содействие развитию геологии, стратиграфии и палеонтологии на Урале

Прокин Василий Александрович – д.г.м.н., проф. г.н.с. ИГИГ УРО РАН

- 1) Открытие нового медноколчеданного месторождения
- 2) Детальное изучение геологии колчеданных месторождений Урала
- 3) Работу «Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале»
- 4) Составление трехтомной сводки по геологии, вещественному составу и условиям образования медноколчеданных месторождений Урала

Пумпянский Александр Михайлович – к.г.м.н.

- 1) Составление 13 листов геологических карт масштаба 1: 200000 Южного Зауралья
- 2) Подготовку к изданию 10 листов Госгеолкарты-200 Зауральской серии
- 3) Разработку стратиграфической схемы вулканогенно-осадочных образований карбона Тюменско-Кустанайского прогиба
- 4) Определение восточной границы Уральской складчатой системы

Рапопорт Михаил Семенович – д.г.м.н., проф., КПП по Свердловской области

- 1) Изучение гранитоидов Урала, эволюции гранитоидного магматизма и связанного с ним оруденения
- 2) Исследования по региональной геологии Урала
- 3) Изучение металлогении железа, редких металлов, алмазов и других полезных ископаемых Уральского региона
- 4) Составление геологических карт масштабов 1:50000 и 1:200000 восточного склона Урала, карт специального геологического содержания Урала масштаба 1:500000 и 1:1000000
- 5) Организацию геологосъемочных и геолого-геофизических работ в регионе
- 6) Организацию Уральского координационного Совета по геологии и недропользованию (УКСОГЕН)

Сазонов Владимир Николаевич – д.г.м.н., проф., ИГИГ УрО

РАН

- 1) Детальное изучение процесса лиственитизации и березитизации
- 2) Изучение геохимии хрома в гидротермальном процессе
- 3) Детальное изучение геологии и условий образования Светлинского и Воронцовского месторождений золота
- 4) Обобщения по геологии золоторудных месторождений Урала

213

Самаркин Геннадий Иванович – к.г.м.н., с.н.с., ИГИГ УрО РАН, д.чл. Нью-Йоркской академии наук

- 1) Формационную систематику гранитоидов Южного Урала
- 2) Изучение петрохимии уральских гранитов
- 3) Вклад в изучение петрологии магматических пород Зауралья
- 4) Изучение геохимии золота в гранитоидах

Шилов Владимир Александрович - геолог, АО УКСЭ

- 1) Геологическое картирование Ревдинского и Тагильского многофазных интрузивных комплексов
- 2) Подготовку к изданию нескольких геологических карт масштаба 1: 200000.

3) Картирование дунитового ядра Нижнетагильского массива

Штейнберг Дмитрий Дмитриевич – геолог, АО Уралцветметразведка

За глубокое философское осмысление геологии и демонстрацию ее общенаучного значения в работе «Геология как идейная база науки...»

Пермь

Ехлаков Юрий Александрович – к.г.м.н., с.н.с., КамНИИ-КИГС

- 1) Выделение холодноложского горизонта нижней перми в Предуралье
- 2) Описание шести новых видов фораминифер
- 3) Участие в составлении раздела «зоны и комплексы фораминифер нижней перми»

Перевозчиков Борис Васильевич – к.г.м.н., с.н.с., КамНИИ-КИГС

- 1) Геологическую съемку Вольинского комплекса, Щучьинского синклинория и массива Рай-Из
- 2) Проведение поисков и оценки хромитоносности массива Рай-Из
- 3) Составление реестра хромитопроявлений в альпинотипных ультрамафитах Урала

Сташкова Эмилия Константиновна – с.н.с., КамНИИКИГС

- 1) Разработку стратиграфии франско-турнейского карбонатного комплекса по фораминиферам

- 2) Построение карт структурно-фациальных типов разреза франско-турнейской карбонатной толщи Пермской области и Поволжья

Шестов Иван Никандрович – к.г.м.н., с.н.с., КамНИИКИГС

- 1) Составление карты минеральных вод Пермской области
- 2) Характеристику минеральных лечебных вод и грязи Пермской области

- 3) Установление условий образования месторождений известковых туфов и серы
- 4) Открытие редких типов подземных вод – сульфатных, бромидных рассолов, хлоркальциевых

Щербakov Олег Анатольевич – д.г.м.н., проф., Пермский технический университет

- 1) Разработку детальной биостратиграфии карбона Урала
- 2) Создание биолитостратиграфического метода
- 3) Палиноспатические реконструкции территории Вишеро-Чусовского Урала
- 4) Подготовку к изданию геологических карт листов О-40-ХVI и О-40-Х масштаба 1:200000
- 5) Открытие Чаньвинского месторождения химически чистых известняков

Челябинск

Афанасьев Юрий Николаевич – директор, Челябинское УГФП

- 1) Активное содействие развитию геологии в Челябинской области
- 2) Содействие развитию юношеского геологического движения на Южном Урале
- 3) Содействие изданию Уральского геологического журнала

Сурин Тимофей Николаевич – к.г.м.н., геолог КПР Челябинской области

- 1) Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса
- 1) Изучение петрологии и рудоносности Александринского медно-цинково-колчеданного месторождения
- 2) Изучение геологии, геохимии, минералогии и петрогенезиса Саратюбинской базальт-пикритовой толщи на Ю.Урале
- 3) Научный критический подход к проблеме алмазности пикритов и лампроитов Челябинской области, существования Челябинского континентального рифта и методике определения абсолютно-го возраста гранитоидов по цирконам

Миасс

Баженов Альфред Григорьевич – к.г.м.н., в.н.с. Ин-т минералогии УрО РАН

- 1) Открытие новых минералов группы амфиболов
- 2) Открытие новых для Урала минералов
- 3) Работы по петрологии Ильменского комплекса

- Баженова Людмила Федоровна** – химик, ИМИН УрО РАН
- 1) Исследование химического состава многих новых минералов
 - 2) Содействие изучению минералогии Ильменских гор
- Белковский Анатолий Иванович** – д.г.м.н., г.н.с., Имин УрО РАН
- 1) Исследование петрологии Уфалейского метаморфического комплекса
 - 2) Работы по минералогии Южного Урала
- Бушмакин Анатолий Филиппович** – к.г.м.н., с.н.с., Имин УрО РАН
- 1) Открытие и изучение новых для Урала минералов
 - 2) Участие в исследовании новых минералов
 - 3) Исследование минералогии Березовского золоторудного месторождения
 - 4) Серию работ в области археологической минералогии Урала
- Варлаков Александр Сергеевич** – д.г.м.н., г.н.с., Имин УрО РАН
- 1) Петролого-кристаллохимическую классификацию серпентинов
 - 2) Характеристику процессов контактового и регионального метаморфизма ультрамафитов и условий образования хризотил-асбеста
 - 3) Выделение и характеристику рифтогенных офиолитов
 - 4) Установление условий формирования краевой дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации офиолитовых ультрамафитов.
- Зайков Виктор Владимирович** – д.г.м.н., г.н.с., Имин УрО РАН
- 1) Исследование палеовулканизма Южного Урала
 - 2) Установление палеоаналогов «черных курильщиков»
 - 3) Решение проблемы пиропиллитового сырья на Урале
- Кобяшев Юрий Степанович** – с.н.с., Ильменский заповедник
- 1) Находки многих новых для Урала минералов
 - 2) Открытие новых минеральных видов
 - 3) Сводку – список минералов Ильменских гор
 - 4) Активное содействие развитию минералогии на Урале
 - 5) Активную работу в развитии и пополнении минералогических музеев на Урале
 - 6) Создание Ильменского Минералогического музея
- Кориневский Виктор Григорьевич** – д.г.м.н., в.н.с., Имин УрО РАН
- 1) Исследование палеовулканизма Южного Урала
 - 2) Расчленение палеозоя Мугоджар
 - 3) Открытие новой горной породы – чанчарита
 - 4) Выделение и описание вулканоклловия

- 5) Первое описание на Урале параллельных долеритовых даек
 - 6) Сводку «Эффузивы Урала»
- Ленных Владимир Иванович** – к.г.м.н., в.н.с., Имин УрО РАН
- 1) Исследование метаморфизма Максютковского комплекса
 - 2) Работы по петрологии Тараташского комплекса
 - 3) Серию работ по минералогии метаморфических горных пород
- Масленников Валерий Владимирович** – д.г.м.н., г.н.с., Имин УрО РАН
- 1) Работы по палеовулканизму Южного Урала
 - 2) Работу по петрологии Александринского медно-цинково-колчеданного месторождения
- Никандров Сергей Николаевич** – к.г.м.н., в.н.с., Ильменский заповедник
- 1) Открытие ряда новых для Урала минералов
 - 2) Изучение и описание низкотемпературной постмагматической минерализации Вишневогорского массива
- Попов Владимир Анатольевич** – д.г.м.н., г.н.с., Имин УрО РАН
- 1) Кристалломорфологическое исследование уральских минералов
 - 2) Открытие ряда новых минералов
 - 3) Открытие многих новых для Урала минералов
 - 4) Исследования по минералогии и онтогении уральских пегматитов
 - 5) Новый взгляд на генезис кальцифиров
- Попова Валентина Ивановна** – к.г.м.н., в.н.с., Имин УрО РАН
- 1) Участие в описании ряда новых минералов
 - 2) Открытие и описание ряда новых для Урала минералов
 - 3) Исследования по анатомии уральских минералов
- Чесноков Борис Валентинович** – д.г.м.н., г.н.с., Имин УрО РАН
- 1) Работу «Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов»
 - 2) Исследования по минералогии Вишневых гор
 - 3) Работы по минералогии Максютковского комплекса
 - 4) Работу по минералогии Березовского месторождения
 - 5) Работы по гипергенной минералогии Ильменских гор
 - 6) Работы по минералогии горящих отвалов
 - 7) Открытие многочисленных новых минералов
 - 8) Открытие многих новых для Урала минералов
 - 9) Общие работы по минералогии с привлечением уральского материала
- Щербакова Елена Павловна** - к.г.м.н., с.н.с., Имин УрО РАН
- 1) Открытие новых минералов годовиковита и ефремовита
 - 2) Открытие многих новых для Урала минералов

- 3) Работы в области минералогии горелых отвалов
- 4) Выдвижение и обоснование гипотезы сульфуризации Земли

Воркута

Озеров В.С. – начальник партии, АО Полярноуралгеология
Открытие нескольких золоторудных месторождений на Полярном Урале

Москва

Бегизов Виктор Дмитриевич – к.г.м.н., с.н.с., МГГА

- 1) Открытие ряда новых минералов
- 2) Открытие многих новых для Урала минералов
- 3) Участие в изучении уральских минералов

Генкин Александр Дмитриевич – д.г.м.н., г.н.с., ИГЕМ

- 1) Открытие новых минералов родплюмсиита и родиевого пентландита
- 2) Изучение платиновых минералов Урала
- 3) Работы в области генезиса платиновой минерализации дунитовых массивов

Дымкин Александр Михайлович – д.г.м.н., чл.-корр РАН

- 1) Исследование петрологии и вещественного состава Соколовско-Сарбайских магнетитовых месторождений
- 2) Разработку новой модели генезиса скарновых месторождений Урала
- 3) Восстановление научных норм деятельности в Институте геологии и геохимии Екатеринбург
- 4) Содействии развитию уральской минералогии

Еськова Евдокия Михайловна – к.г.м.н., в.н.с., ИМГРЭ

- 1) Открытие многих новых для Урала минералов
- 2) Изучение петрологии Вишневогорского щелочного массива
- 3) Сводку по редкоземельной минерализации щелочных комплексов Урала

Ефимов Анатолий Федорович – к.г.м.н., ИМГРЭ

- 1) Находку и описание ряда новых для Урала минералов
- 2) Работы по минералогии щелочных комплексов Урала

Жабин Аркадий Григорьевич – д.г.м.н., г.н.с., ИМГРЭ

- 1) Открытие новых минералов на Урале
- 2) Открытие многочисленных новых для Урала минералов
- 3) Классическое изучение петрологии и минералогии Вишневогорского щелочного массива
- 4) Открытие на Урале карбонатитоподобных пород
- 5) Исследование генезиса колчеданных месторождений Урала

218

Завьялов Е.Н. - к.г.м.н., с.н.с., МГГА

- 1) Открытие новых минеральных видов теллуридов на Урале
- 2) Открытие новых для Урала минералов

Малинко Светлана Вячеславовна – д.г.м.н., г.н.с., ВИМС

- 1) Открытие новых минеральных видов нифонтовит, уралборит, пентагидроборит, коржинскит, вимсит, клинокурчатовит
- 2) Открытие нескольких новых для Урала минералов
- 3) Изучение боратоносности Ауэрбаховского магнетитового месторождения

Новгородова Маргарита Ивановна – д.г.м.н., директор Минералогического музея РАН

- 1) Открытие новых минералов
- 2) Открытие новых для Урала минералов
- 3) Изучение минералогии элементов и интерметаллидов Кумакского месторождения

Овчинников Лев Николаевич - д.г.м.н., чл.-корр. РАН, ИМГРЭ

- 1) Классическое исследование геологии, петрографии и минералогии скарновых месторождений Урала
- 2) Открытие многих новых для Урала минералов
- 3) Сводку «Рудные месторождения Урала»
- 4) Содействие развитию исследовательской работы в Институте геологии и геохимии в Екатеринбурге

Пеков Игорь Васильевич – к.г.м.н., МГУ

- 1) Открытие и описание многих новых для Урала минералов
- 2) Издание книги «Минералы впервые открытые на территории Советского Союза»

Перфильев Александр С - д.г.м.н., г.н.с. ГИН

- 1) Переинтерпретацию геологического строения и развития Урала в духе теории плит

Савельев Александр Александрович – д.г.м.н., г.н.с. ГИН

- 1) Геологическое картирование Войкаро-Сыньинского габбро-гарцбургитового массива
- 2) Изучение хромитоносности Войкаро-Сыньинского массива

Савельева Галина Николаевна – д.г.м.н., г.н.с., ГИН

- 1) Изучение петрологии Войкаро-Сыньинского дунит-гарцбургит-габбрового массива

Спирidonов Эрнст Максевич – д.г.м.н., проф., МГУ

- 1) Открытие новых минеральных видов
- 2) Открытие многих новых для Урала минералов
- 3) Новую интерпретацию образования Кочкарского золоторудного месторождения
- 4) Организацию Уральской минералогической школы

219

- 5) Активное содействие развитию уральской минералогии
Чуканов Николай Васильевич - к.х.н., с.н.с., ИЭМ
- 1) Участие в изучении ИК спектров многих новых для Урала минералов
Юшко-Захарова Оксана Евгеньевна – д.г.м.н., г.н.с., ИМГРЭ
- 1) Открытие ряда новых для Урала минералов
 2) Сводку по платиноносности Урала
 3) Работы по минералогии колчеданных месторождений Урала

Санкт-Петербург

- Григорьев Дмитрий Павлович** – д.г.м.н., проф., Горный ин-т
- 1) Открытие новых для Урала минералов
 2) Изучение минералогии колчеданных месторождений Урала
 3) Книгу «Онтогения минералов» основанную на уральском минералогическом материале
 4) Серию работ по истории минералогии
 5) Активное содействие уральским минералагам

Лукьянова Людмила Ивановна – к.г.м.н., в.н.с., ВСЕГЕИ
 Тщательное изучение минералогии алмазоносных образований Урала

Львов Борис Константинович – к.г.м.н., доцент, СПб ун-т
 Изучение петрологии гранитоидов Южного Урала

Рудашевский Николай Семенович – д.г.м.н., г.н.с., МЕХАНОБР

- 1) Открытие многих новых минеральных видов на уральском материале
 2) Открытие многих новых для Урала минералов
 3) Детальное изучение платиновой минерализации из россыпей Урала

Румянцева Нора Алексеевна – к.г.м.н., в.н.с., ВСЕГЕИ

1) Открытие щелочных вулканитов дворцовой свиты на западном склоне Урала
 2) Работы по вулканизму Урала

Шеманина Евгения Ивановна – к.г.м.н., в.н.с., ВСЕГЕИ

1) Детальное изучение минералогии потенциально алмазоносных образований Урала
 2) Сводку по минералогии алмаза в «Минералогии Урала»

Почетные члены УАГН

Попов Борис Алексеевич – б. главный геолог Уралгеолкома
 За активное развитие геологической службы и геологического исследования Урала

Пудовкин Александр Егорович – преподаватель Исовского геологического техникума
 За активное содействие изучению геологии Северного Урала и помощь геологическим и научным организациям

Семенов Владислав Борисович – писатель
 За создание фотоальбомов «Яшма», «Селенит», «Агат» и «Малахит»

Супруновский Григорий Николаевич – генеральный директор Запрудгеологии, Казахстан
 За активное содействие изучению геологии Западного Казахстана и развитию геологической службы Казахстана

Фатыхов Талгат Габдулхакович – горный мастер, Сарановская шахта
 За активное содействие изучению минералогии Сарановского месторождения и пополнение минералогических музеев

Федин Геннадий Иванович – горный мастер Сарановская шахта
 За активное содействие изучению минералогии Сарановского месторождения

Фищенко Александр Николаевич – горный мастер Сарановская шахта
 За активное содействие изучению минералогии Сарановского месторождения

ISBN 5-7385-0028-8

Международный научный журнал, посвященный геологии Урала в границах Пермской, Екатеринбургской, Челябинской, Оренбургской, Курганской и Тюменской областей, Башкирии, Коми, а также Кустанайской и Актыбинской областей Казахстана

Учредители: Уральское отделение Всероссийского Минералогического общества при Российской Академии Наук;
Екатеринбургский независимый научный центр;
Екатеринбургская минералогическая ассоциация;
Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие «Челябинскгеосъемка», г. Челябинск;
ОАО «Запрудгеология», г. Актыбинск, Казахстан;
ГФУП «Уральская опытно-методическая экспедиция»
Уральский региональный информационный компьютерный центр
Уральский координационный совет по геологии и недропользованию;
Рудничный индустриальный институт, г. Рудный;
Академия минеральных ресурсов Казахстана.

Главный редактор: проф. О.К. Иванов
Зам. гл. редактора: проф. А.И. Ивлев

Редколлегия: д.г.-м.н. **Белгородский Е.А.** (ФГУП «Челябинскгеосъемка»), к.г.-м.н. **Бушмакин А.Ф.** (Институт минералогии, УрО РАН), главный геолог **Глушков А.Н.** (УралРИКЦ), чл.-корр. АМР **Едигенов Б.А.** (Казахстан), к.г.-м.н. **Жернаков В.И.**, к.г.-м.н. **Логинов В.Н.** (УПИ), к.г.-м.н. **Макаров А.Б.** (УГГГА), к.г.-м.н. **Наумов В.А.** (Пермский университет), д.г.-м.н. **Пыстгин А.М.** (Институт геологии УрО РАН), проф. **Рапопорт М.С.** (УралРЭС), проф. **Спиридонов Э.М.** (МГУ), к.г.-м.н. **Сурин Т.Н.** (КПР Челябинской области), к.г.-м.н. **Федоров В.И.** (Запрудгеология, Казахстан), к.г.-м.н. **Юшков Ю.Н.** (АО «Родонит»).

Уральский геологический журнал является восприемником Журнала «Записки Уральского общества любителей естествознания» (основанного в 1873 г. О.Е. Клером) и «Записки Уральского геологического общества» (1948 г.)

Адрес редакции: 620085, г. Екатеринбург, а/я 244.
Тел.: (3432) 22-60-85 **Факс:** (3432) 29-41-05
E-mail: uricc@mail.ur.ru

© Редакция УГЖ,
© Авторы статей

УРАЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ 1999, 5 (11)

Научное издание

Компьютерный набор авторов и Н.Ю. Краевой
Компьютерная верстка Н.Ю. Краевой

Подписано к печати 18.10.1999 г.

Тираж 300 экз.