

AZƏRBAYCAN MİLLİ ELMLƏR AKADEMİYASI
GEOLOGİYA İNSTİTUTU
AZƏRBAYCAN GEOLOQLARININ MİLLİ KOMİTƏSİ

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНА
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ КОМИТЕТ ГЕОЛОГОВ АЗЕРБАЙДЖАНА

AZERBAIJAN NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGY INSTITUTE
AZERBAIJAN NATIONAL COMMITTEE OF GEOLOGISTS

AKADEMIK M.Ə.QAŞQAYIN ELMI İRSİ

XXI ƏSRDƏN BAXIŞ

*Akademik M.Ə.Qaşqayın anadan olmasının
100-illiyinə həsr olunmuş Elmi Sessiyanın
MATERİALLARI*



НАУЧНОЕ НАСЛЕДИЕ АКАДЕМИКА М.А.КАШКАЯ ВЗГЛЯД ИЗ XXI ВЕКА

МАТЕРИАЛЫ

*научной сессии, посвященной 100-летию
со дня рождения академика М.А.Кашкая*



SCIENTIFIC HERITAGE OF ACADEMICIAN M.A.KASHKAI OUTLOOK FROM XXI CENTURY

PROCEEDINGS

*of scientific session dedicated to 100th anniversary
of academician M.A.Kashkai*

*Azərbaycan Milli Elmlər Akademiyası
Geologiya İnstitutunun Elmi Şurasının qərarı ilə çap olunur*

*Печатается по решению
Ученого совета Института геологии
Национальной Академии наук Азербайджана*

*It is published by resolution of Scientific Council of
Geology Institute of Azerbaijan National Academy of Sciences*

Redaktor Редактор Editor
akademik Ak.A.Əlizadə академик Ак.А.Али-Заде academician Ak.A.Ali-Zadeh

Məsul redaktor Ответственный редактор Responsible Editor
professor C.Ə.Azadəliyev профессор Дж.А.Азадалиев professor J.A.Azadaliyev

Redaksiya heyəti:

A.C.İsmayılzadə
C.Ə.Azadəliyev
F.A.Axundov
Ç.M.Qaşqay
M.M.Məmmədov
K.A.Pənəhi
M.Y.Həsənquluyeva

Редакционная коллегия:

А.Д.Исмаил-Заде
Дж.А.Азадалиев
Ф.А.Ахундов
Ч.М.Кашкай
М.М.Мамедов
К.А.Панахи
М.Я.Гасангулиева

Editorial:

A.J.Ismail-Zadeh
J.A.Azadaliyev
F.A.Akhundov
Ch.M.Kashkai
M.M.Mammedov
K.A.Panakhi
M.Y.Qasanquliyeva

266333

Rəy verənlər:

Akademik A.C.İsmayılzadə
Professor C.Ə.Azadəliyev
Professor Ç.M.Qaşqay

Рецензенты:

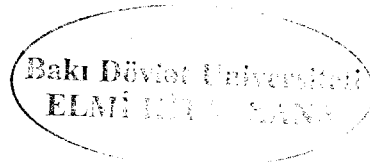
Академик А.Д.Исмаил-Заде
Профессор Дж.А.Азадалиев
Профессор Ч.М.Кашкай

Reviewers:

Akademician A.J.Ismail-Zadeh
Professor J.A.Azadaliyev
Professor Ch.M.Kashkai

ISBN 978 – 9952 – 437 – 16 – 4

A 1804030000 – 3
071(2007) Qrifli nəşr.



© «Nafta-Press» nəşriyyatı, 2007

Академик Мирали Кашкай
(07.01.1907–23.04.1977)

Академик Мирали Сеидали оглы Кашкай родился 7 января 1907 года в г.Гяндже Азербайджанской Республики. Всю свою жизнь выдающийся азербайджанский ученый посвятил изучению геологии, тектоники, магматизма и полезных ископаемых Кавказа. В 1934 году он защитил кандидатскую диссертацию, а в 1942 году – диссертацию на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Многогранна была научная деятельность этого талантливого ученого. Минералогия и геохимия, тектоника и магматизм, петрология и металлогения, минеральные и термальные воды, стратиграфия и литология, строительные материалы – вот неполный перечень областей геологии, исследованиям которых посвятил себя М.А.Кашкай.



Его по праву можно назвать основоположником азербайджанской минералого-геохимической школы. Он является первооткрывателем ряда месторождений металлических и неметаллических полезных ископаемых и крупных месторождений перлитов на Малом Кавказе. Им решен ряд фундаментальных проблем рудообразования. М.А.Кашкай был не только талантливым ученым, но и крупным организатором науки: в 1938 г. он – один из организаторов Института геологии, а в 1945 г. – один из учредителей Академии наук Азербайджана и первый академик-секретарь. При его содействии были организованы также геолого-географический факультет, кафедра петрографии, минералогии и кристаллографии, музей геологии и полезных ископаемых в Бакинском государственном университете. Им подготовлены сотни высококвалифицированных кадров-геологов. В течение многих лет М.А.Кашкай возглавлял в Институте геологии отдел металлогении, геохимии и минералогии рудных месторождений. Научное наследие М.А.Кашкайа огромно. Под его руководством были защищены 35 кандидатских и 10 докторских диссертаций. Им опубликовано более чем 600 научных трудов и 35 монографий. Такие его труды, как «Основные и ультраосновные породы Азербайджана», «Минеральные источники Азербайджана», «Перлиты и обсидианы и их физико-химические особенности», «Петрология и металлогения Даикесана», «Алуниты, их генезис и использование» (в 2-х томах), «Листвениты, их генезис и классификация» и др. внесли неоценимый вклад в мировую геологическую науку.

Незаурядная личность, высокообразованный, эрудированный ученый с энциклопедическими знаниями, крупный общественный деятель и Гражданин – таким запомнился академик М.А.Кашкай всем, кто его знал.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>От главного редактора</i>	6
<i>И.А.Ибрагимов</i> – Воспоминания	8
<i>Ак.А.Ализаде</i> – Классик геологической науки (к 100-летию со дня рождения академика Мир-Али Сеидали оглы Кашкая)	11
<i>А.Д.Исмаил-Заде</i> – Гибридизм – возможный механизм металлогенической специализации мезозойского магматизма Малого Кавказа	15
<i>И.Х.Хамрабаев, Р.Ахунджанов, А.И.Усманов, Л.И.Хамрабаева</i> – «Обеленные» породы и сопряженное с ними оруденение срединного Тянь-Шаня	28
<i>А.И.Кривцов</i> – Актуальные проблемы развития прикладной металлогении	40
<i>В.М.Бабазаде, В.Г.Рамазанов, З.И.Мамедов, А.М.Исмайлова, Ш.Ф.Абдуллаева</i> – Геолого-геофизические и геохимические основы модели рудно-магматических систем медно-порфировых месторождений Гядабейского рудного района	58
<i>Дж.А.Азадалиев</i> – Геолого-генетические модели и конвергентность рудоносных кальциево-скарновых формаций (на примере Малого Кавказа)	85
<i>Дж.А.Азадалиев, Ф.А.Керимов</i> – Активизированные структуры Ордубадского рудного района, их роль в процессах магматизма и рудообразования (Нахчыванская АР, Азербайджан)	101
<i>Дж.А.Азадалиев, М.М.Мамедов, Ф.А.Керимов</i> – Роль разломно-блоковой тектоники в процессах осадконакопления, магматизма и формирования структур Ордубадской складчатой зоны (Нахчыванская АР, Азербайджан)	128
<i>Н.А.Имамвердиев, М.Я.Гасангулиева, А.А.Велиев</i> – Геохимия верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма Малого Кавказа: петрогенезис, характеристика мантийного источника	139
<i>Н.В.Короновский, Л.И.Демина</i> – Особенности химического состава и петрогенезис коллизионных магматитов Большого Кавказа	153
<i>Ч.М.Кашкай</i> – Перспективы применения новых природосберегающих геохимических технологий для добычи металлов из месторождений и рудопроявлений Азербайджана	166
<i>Н.М.Заири</i> – Современные горно-геологические технологии моделирования месторождений в формате 3D и проблемы рационального использования недр	179
<i>Н.К.Курбанов</i> – Особенности рудно-энергетических систем гетерогенных и конвергентных рядов месторождений благородных и цветных металлов	192
<i>Ф.А.Ахундов</i> – Закономерности размещения и генезис агатгелиотроповых месторождений и проявлений Агджакенд-Тоданского агатоносного поля Агджакендского прогиба Малого Кавказа	207

<i>Ч.М.Халифа-Заде</i> – Сравнительный анализ гидрогеохимических аспектов происхождения среднеюрских рассолов Прикаспийской впадины и верхнемеловых, палеогеновых геотермальных вод Евлах-Агджабединского прогиба.....	210
<i>М.И.Чирагов, К.Г.Рагимов, А.Ф.Ширинова</i> – Сравнительная кристаллохимия силикатов с крупными катионами	223
<i>Н.А.Асланикашвили, Г.В.Гигиадзе, Р.Г.Кофман, Г.А.Магалашвили, И.О.Сирбиладзе, Б.К. Чичуа</i> – Минерагеническая специализация литогеодинамических комплексов Грузии в альпийском цикле	233
<i>М.М.Мамедов, В.К.Халил-заде, Т.Д.Исрафилов</i> – Научные и эко-технологические аспекты развития алюминиевой промышленности в Азербайджане (на базе алунитов).....	246
<i>Ю.В.Михайлова, М.М.Мансуров, С.К.Смирнова, Т.М.Воронич, О.Т.Шамаев</i> – О генетическом единстве золотого и вольфрамового оруденения Кызылкум-Нуратинского региона южного Тянь-Шаня (Западный Узбекистан).....	252
<i>В.В.Надирадзе</i> – Баритовые месторождения Средиземноморского альпийского складчатого пояса.....	266
<i>М.Н.Мәтмәдов, G.С. Babayeva, К.А.Рәнәһи, F.Н. Mehdiyev</i> – Kiçik Qafqazın və Talış zonasının üst təbəşir və eosen yaşlı maqmatik komplekslərinin dəmir-titan oksidi minerallarının tipomorf xüsusiyyətləri	279
<i>İ.Ş. Məmmədov, H.A. Vəliyev</i> – Böyük Qafqazın şərğ davamının filizliyinin bəzi aspektləri (Azərbaycan ərazisi)	288
<i>Z.A. Vəliev</i> – Filizyerləşdirici süxurların geokimyəvi xüsusiyyətləri və onların gizli filizləşmənin proqnozlaşdırılmasında rolu (Levçay filiz sahəsi təmsalında, Kiçik Qafqaz)	293
<i>Y.R.Şirinov, H.M.İbrahimov</i> – Filiz yataqlarının geoloji-iqtisadi qiymətləndirilməsinin əsas prinsipləri və iqtisadi-statistik modelləri	303
<i>С.А.Бекташи, Б.Г.Каландаров, А.И.Хасаев, Т.Г.Тахмазова</i> – Гранитоидные формации и особенности металлогенической специализации плутонов юго-западной части Малого Кавказа.....	312
<i>Н.А.Новрузов</i> – Минералого-геохимические особенности руд колчеданных месторождений Филизчайского типа (Большой Кавказ).....	320
<i>И.П.Ратман, М.С.Квиникадзе, Р.Г.Кофман, В.А.Киракосян, И.О.Сирбиладзе</i> – Геолого-генетическая модель Дамблудского золото-полиметаллического месторождения	333
<i>И.А.Абдуллаев, О.Д.Багирбекова, Р.С.Джафарова, Р.А.Самедова</i> – О радиологическом возрасте Чичеклидагского щелочного интрузивного массива Гейча-Гарабагской офиолитовой зоны Малого Кавказа	344
<i>А.Б.Алекперов, А.Г. Керимов</i> – Проблемы минеральных вод Азербайджана в начале XXI века.....	348
<i>А.А.Байрамов</i> – Шахдаг в восприятии М.А.Кашкая – «белое пятно»	356
<i>А.М.Дадашев</i> – Природные газы в минеральных источниках Азербайджана	360

ОТ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

Современные модели геологических процессов строятся, в основном, на базе данных фундаментальных исследований классической геологии прошлых лет. Созданные трудами многих поколений геологов различные геолого-геофизические карты, профили, блок-диаграммы совместно с монографическими трудами являются неоценимой основой геологии будущего. Главный результат этих исследований – выявление закономерностей в эволюционной повторяемости геологических процессов на протяжении миллионов лет формирования структурных систем Земли. Благодаря этому получил признание метод «Актуализма», позволивший воссоздать геологические события прошлых эпох, исходя из позиций существующей ныне геодинамики тектоно-магматических процессов.

Возможно, что именно, уловив идентичность геологических процессов и учитывая концентрацию в пределах сравнительно небольшой структурной зоны Малого Кавказа месторождений различных генетических типов и возрастов, академик Национальной Академии наук Мир-Али Сеидали оглы Кашкай назвал Малый Кавказ – Малым Уралом. Глубокие познания в области геологии и петрологии, правильная интерпретация геохимических и физико-химических условий зарождения магмы, позволили ему рассмотреть генетические особенности формирования и установить закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Именно поэтому в предлагаемом читателю сборнике, посвященном 100-летию со дня рождения выдающегося ученого-геолога, одного из учредителей Национальной Академии наук Азербайджана, академика М.А.Кашкая, нашел отражение широкий круг различного профиля геологических проблем.

Взаимосвязанные процессы, протекавшие в определенных сегментах литосферы, в ряду геодинамика – зарождение магмы – ассимиляция, гибридизм, дифференциация, а в завершение – различные аспекты проблем петрологии и металлогении способствовали формированию рудно-магматических систем, отражающих особенности проявления тектоно-магматических процессов на определенных стадиях развития Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса.

Академику М.А.Кашкаю было свойственно широкое освещение проблемных вопросов геологии при исследовании определенных структурных зон. Детальное изучение магматизма в структурах северного обрамления Малого Кавказа раскрыло его исследовательские способности как специалиста-ученого в области геохимии, петрологии, металлогении с глубокими освещенными процессами дифференциации, гибрийдизма и метасоматизма. Особенно подробно рассмотрены им процессы магматизма и контакт-метасоматического скарнообразования для Дашкесанского интрузива, вошедшего в геологическую литературу как скарново-магнетитовое месторождение. Исследованный им процесс скарнирования для этого интрузива (гранат-эпидотовый скарн) привел к выявлению в ореоле Гядабейского интрузива везувиянового скарна. Позже в пределах южнее расположенной меланжевой офиолитовой

Гейча-Акеринской зоны последователями академика М.А.Кашка был определен родингитовый скарн.

Процесс гибридизма, установленный академиком М.А.Кашкаем для Дашкесанского интрузива, впоследствии был принят исследователями и для других интрузивных комплексов Лок-Гарабагской зоны – Гядабейского, Агдамского и др. В настоящем сборнике этот процесс нашел дальнейшее подтверждение, в результате чего он предложен как один из возможных вариантов металлогенической специализации мезозойского магматизма Малого Кавказа. Детальное изучение магнетитового оруденения Дашкесанского месторождения, завершившегося кобальтовым оруденением, и установление парагенетической связи последнего с дайковым комплексом магматической деятельности выдвинуло перед исследователями ряд труднообъяснимых вопросов, в первую очередь связанных с дайками диабазовых порфиритов. Последние по А.Ф.Шипулину – малые интрузивы, а по М.А.Кашкаю – IV интрузивная фаза. Согласно обоим исследователям, они не имеют непосредственной связи с гранитоидным интрузивом Дашкесана и являются самостоятельными образованиями с кобальтовым оруденением.

Интерес представляет также проблема полихронности и полигенности рудных месторождений, отображающая стадийную связь рудообразования с тектоно-магматической активизацией. При этом металлогенические особенности магмы формируются как в результате приобретенной геохимической специализации при гибридизме, так и в процессе ремобилизации рудных компонентов ранних этапов.

Несомненно, проблемные вопросы складчатой системы в свете современных представлений плитовой тектоники требуют новых разработок, и в этом аспекте Малый Кавказ, как регион с хорошо изученной базисной геологией, является прекрасным полигоном для решения спорных вопросов петрологии и металлогении.

Академик Ак.А.Али-Заде

MİLLİ ELMİMİZİN ÖZÜLÜNDƏ DURAN BÖYÜK ŞƏXSİYYƏT

Bu il Milli Elmlər Akademiyasının, xüsusilə onun Yer Elmləri Bölməsinin təşəbbüsü ilə akademik Mirəli Seyidəli oğlu Qaşqayın anadan olmasının 100 illik yubileyi təntənəli surətdə qeyd edilmişdir. Bu, minnətdarlıq hissi ilə qəbul olunan tədbirdir.

Geologiya İnstitutu rəhbərliyinin təşəbbüsü ilə keçirilən tədbirlərə qatılanda Yer elmləri üzrə böyük axtarışlar aparmış, kəşflər etmiş Azərbaycanın korifey alimlərinin akt salonunun divarlarını bəzəyən portretlərinə baxanda dərin mənəvi hissiyyat altında oluram. Həqiqətən də, xalqımız başqa sahələrdə olduğu kimi, elm sahəsində də tarix üçün güclü şəxsiyyətlər yetişdirmişdir və onların ön sırasında Mirəli Qaşqay xüsusi yer tutur.

Əgər bu gün Elmlər Akademiyamız müstəqil Azərbaycan dövlətinin aparıcı qüvvələrindən biridirsə, bunu biz, ilk növbədə, akademiyanın yaratıcılarının ünvanına yazmalıyıq. Onların arasında birinci sırada Mirəli Qaşqay durur. Birinci sözünü işlətməkdə əsasım var. Belə ki, 1945-ci ilin mart ayında akademiya təsis olunandan sonra onun ilk akademik-katibi 38 yaşlı, məsuliyyətli milli alimimiz Mirəli Qaşqay olmuşdur. Düşünürəm ki, yeni yaradılmış elm mərkəzinin ilk aparıcı şəxsiyyətlərinin vəzifələrini oxucuya izah etmək artıqdır.

O zaman Mirəli Qaşqayın, ilk prezident seçilmiş, unudulmaz şəxsiyyət, akademik Mirəsədulla Mirqasımovun və onun başqa köməkçiləri ilə bir yerdə akademiyanın yaranmasında xalqımız qarşısında böyük xidmətləri vardır və bunu xalqımızın bugünkü və gələcək nəsilləri minnətdarlıqla qəbul edir və edəcəkdir.

Həqiqətən, akademiya yaranandan sonra o zamankı Azərbaycan hökuməti onlara bina vermiş, müəyyən pul vəsaiti ayırmışdır. Qalan bütün işləri akademiyanın yeni seçilmiş tərkibi etməli idi və bu işlərin əsası, şübhəsiz ki, akademik-katib Mirəli Qaşqayın üzərinə düşmüşdür. Bu vəzifələri o, layiqincə yerinə yetirmişdir. Yaşadığım həyat dövrüm mənə xoşbəxtlik gətirmişdir ki, mən Mirəli müəllimlə akademiya təsis olunan günlərdə tanış olmuşam. Sonra da yaranmış əlaqələrimizi davam etdirmiş və bu gün də onun unudulmaz xatirəsinə böyük hörmət və məhəbbətlə baş əyirəm.

1945-ci ildə döyüşən sovet ordusu sıralarında idim və həmin ilin aprel ayının ortalarında mənə diviziyanın komandiri, general Radionov yanına çağıraraq dedi: «Azərbaycan Respublikası rəhbərliyindən respublikada sovet hakimiyyətinin yaradılmasının 25-ci ildönümünə həsr edilmiş yubileydə iştirak etmək üçün bizim diviziyadan nümayəndə heyəti dəvət olunur. Belə qərara gəlmişik ki, siz Azərbaycana göndərəcəyimiz nümayəndə heyətinə rəhbərlik edəsiniz» (77-ci diviziya SSRİ məkanında 20-ci ildə yaradılmış SSRİ tərkibinə daxil olunan respublikalar içərisində birinci milli diviziyadır. Mən o zaman diviziyanın 136-cı rabitə batalyonunun komandiri idim). Şübhəsiz ki, mən bunu minnətdarlıq hissi ilə qəbul etdim və 4 azərbaycanlı əsgərlə birlikdə Azərbaycana qonaq gəldik.

Bizim Bakıda qarşılanma mərasimi və o təntənəli bayramın gedişi haqqında vaxtilə öz yazılarımda oxuculara söhbət açmışam. Burada o sətirlərin bir hissəsi akademiyanın prezidenti Mirəsədulla Mirqasımov və akademik-katibi Mi-

rəli Qaşqayla əlaqədən olduğundan aşağıdakı sətirləri təkrar etməyi özümə borc sanıram.

Bakıya, yubiley tədbirlərinə gələndən sonra bizi, yadımdadır, 1945-ci il aprel ayının 23-də respublikada yeni yaradılmış Elmlər Akademiyasının prezidenti Mirəsədulla Mirqasımov qəbul etdi. Qəbul günlərində mən Mirəli Qaşqayla tanış oldum. O da yaxşı yadımdadır ki, təntənəli günlərin birində Azərbaycan hökuməti yubiley münasibətilə Azərbaycan Dövlət Filarmoniyasında ziyafət verdi. Bu ziyafətdə Azərbaycan rəhbərliyi və Moskvadan gəlmiş SSRİ İcraiyyə Komitəsinin sədri, demək olar ki, dövlət başçısı Kalininin əyləşdiyi masaya yaxın Azərbaycan ziyalıları əyləşmişdi. Masanın başında Mirəli Qaşqayı gördüm. Ziyafət başlandıqdan sonra çıxış üçün ziyalılar adından Mirəli Qaşqaya söz verildi. O öz məntiqi çıxışı ilə məni valeh etdi. Bu tarixi hadisə onu göstərirdi ki, Mirəli Qaşqay Azərbaycan ziyalıları arasında ön sırada gedən və xalqımızı dünya miqyasında layiqincə təmsil edə biləcək Azərbaycan oğludur. İllər keçib, bu hadisə və Mirəli Qaşqayın çıxışı mənim hafizəmdə əbədi həkk olaraq qalıb.

Müharibədən sonra, 1946-cı ildə vətənə qayıtdım. Ali məktəbdə baş laborant vəzifəsinə qəbul olundum. İnkişaf yolum tədris və elmlə əlaqədən olduğundan tez-tez rəsmi yığıncaqlarda Mirəli Qaşqayla rastlaşmışam. Onun çıxışları ilə tanış olmuş, apardığı işləri müşahidə etmiş və onun inkişaf yolunu izləyə bildim. Şübhəsiz ki, Mirəli Qaşqay böyük intellektə malik bir şəxsiyyət idi. Məsuliyyətlə deyə bilərəm ki, əgər müstəqil dövlətimizin Milli Akademiyası dünya elmində bu gün yaxşı səhifələr yazırsa, deməli, Mirəli Qaşqayın iştirakı ilə yaranan akademiya çox güclü binövrənin üstündə dayanmışdır.

Həyatımın əsas hissəsi Neft Kimya İnstitutu (indiki Dövlət Neft Akademiyası) ilə əlaqədən olduğundan bu tədris müəssisəsində başqa ixtisaslar olmaqla yanaşı, Azərbaycan və dünyanın başqa ölkələri üçün mühəndis və elmi kadrlar hazırlanmasında xüsusi xidmətləri vardır. Bununla əlaqədən 20 il rektorluq etdiyim institutun tədris və elmi işlərində iştirak etmək üçün biz Elmlər Akademiyasının akademiklərini, o cümlədən Mirəli Qaşqayı dəvət edirdik. Mirəli Qaşqay minstitutla təmasda olmasını və bizə etdiyi elmi-metodik məsləhətlərini qiymətləndirərsək, inamla deyə bilərəm ki, onun Azərbaycan geologiya mühəndisləri, geoloq alimlərinin hazırlanmasında institut qarşısında olan xidmətləri misilsizdir. Bu dövrdə mən Mirəli Qaşqayla dostluğa çevrilən əməkdaşlıq etmişəm.

M.Qaşqayın özəl xüsusiyyətlərindən danışsam, deməliyəm ki, o çox təmiz, işgüzar, yüksək intellektual səviyyəli şəxsiyyət idi. Onun əhatəsində olmaq, çıxışlarını dinləmək, onunla söhbət etmək bizə bir nümunəvi məktəb təsiri bağışlayırdı.

M.Qaşqay barədə bu qədər ürəkdən, inam və qətiyyətlə danışa bilməyimin başqa bir əsası da var. Axı, məni onunla həm də qohumluq əlaqəsi bağlayırdı. Onun bacısı Rəxşəndə xanımın oğlu həkim Səlahəddin Məryam xanım tərəfdən bizim ailəyə qohumdur. Onunla hərdənbir ailə şəraitində görüşərdik. Görüş zamanı etdiyi söhbətlər, verdiyi məsləhətlər mənə bir dərs olardı. İndi mən özüm yaş zirvəsində olsam da, etiraf etməliyəm ki, bu söhbət və məsləhətlər həm elmi işçi, həm də bir şəxsiyyət kimi formalaşmağымda öz izini qoymuşdur. Səmiyyətlə deyirəm, mən bunu özüm üçün fəxarət sanıram.

M.Qaşqay dünyasını tez dəyişmiş, 70 yaşında sıralarımızdan getmişdir.

Akademiyanın Yer Elmləri Bölməsi, Geolojiya İnstitutu onun xatirəsini əbədləşdirir, bu isə M.Qaşqayın, 20-ci əsrdə yaşayıb yaratmış onun kimi dahi şəxsiyyətlərimizin həyati təcrübəsi cəmiyyətimizə, xüsusilə formalaşan gənc nəslin tərbiyyəsinə böyük təsir göstərir.

Hərdən düşünürəm ki, əgər 1945-ci ildə akademiya yaranmasaydı və onun rəhbərliyinə M.Qaşqay kimi şəxsiyyətlərin gəlişi olmasaydı, bəlkə də elmimizdə bu cür yüksək nailiyyətlər qazana bilməzdik.

M.Qaşqayın və başqa elm dahilərimizin yaratdığı elmin özülünü daha da möhkəmləndirməyi, onu davam etdirməyi arzulayıram. Neft strateqiyasına daxil olmuş Azərbaycan elminin, o cümlədən M.Qaşqayın yaratdığı geokimya elminin böyük əhəmiyyəti olduğunu bir daha xatırlatmaq istərdim.

Mən Milli Elmlər Akademiyası Yer Elmləri Bölməsində, daha sonra Geolojiya İnstitutunda fəaliyyət göstərən bütün alimləri əldə etdikləri nailiyyətlərə görə təbrik edir və M.Qaşqay kimi dahilərin yolunu davam etdirməkdə onlara cansağlığı və uğurlar diləyirəm.

Akademik İsmayıl Əli oğlu İbrahimov,
Sosialist Əməyi Qəhrəmanı.
19 iyul 2007-ci il.

КЛАССИК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

К 100-летию со дня рождения
академика Мир-Али Сеидали оглы Кашкай

Ак.А.Али-Заде

*"Я ощущаю себя патриотом и науки, и
Азербайджана, и поэтому мое постоянное,
непреходящее желание – служить науке
и привлекать в науку побольше молодых
людей, готовых к настоящему труду".*

М.А.Кашкай

Величаво возвышающиеся древние горы Большого и Малого Кавказа, так же, как и покрытые «одеялом» современных отложений межгорные впадины, представляют собой «свод закодированных тайн» грандиозных эндогенных процессов, которые господствовали на протяжении миллионов геологических лет на данном сегменте Средиземноморского складчатого пояса, создавая Кавказские горы и начиняя их месторождениями полезных ископаемых. Познавая эту природу, человек развивается и, как всегда, велико его желание «объять необъятное».

Вот таким человеком «необъятной геологической души» запомнился нам выдающийся азербайджанский ученый и организатор науки академик Мир-Али Сеидали оглы Кашкай, столетие со дня рождения которого отмечает геологическая общественность нашей Республики и многие коллеги - геологи за рубежом.

Многогранна и широка была научная деятельность ученого: минералогия и геохимия, тектоника и магматизм, петрология и металлогения, минеральные и термальные воды, стратиграфия и литология, строительные материалы и техническая петрография – вот таков неполный перечень переплетающихся научных направлений и областей геологии, исследованиям которых посвятил всю свою сознательную жизнь М.А.Кашкай. Его по праву можно назвать одним из основоположников минералого-геохимической и петролого-металлогенической школ в Азербайджане.

Уроженец г. Гянджа, он с юных лет стремился к познанию: тарист в театре, дирижер национального оркестра, студент геологического факультета Азербайджанского Политехнического Института, затем аспирантура в Ленинграде и учеба в Петрографическом институте под руководством академиков Ф.Ю.Левинсона-Лессинга, А.Е.Ферсмана.

Все это было началом его большого восхождения к пику геологической науки. В 1934 г. М.А.Кашкай защитил кандидатскую, а в 1942 г. – докторскую диссертации и с 1945 по 1960 гг. преподавал в вузах и руководил кафедрой кристаллографии, минералогии и петрографии Азербайджанского Государственного Университета.

Научные работы молодого исследователя постоянно охватывали все больший круг проблем, связанных с науками о Земле. Его ранние исследования были посвящены алунитовым месторождениям, формирование которых он увязывал с деятельностью мезозойского магматизма, широко проявленного на Малом Кавказе. Азербайджан, как известно, по запасам алунита занимает одно из ведущих мест в мире. Итогом этих работ явились двухтомная монография «Алуниты, их генезис и использование», а также создание основы для строительства первого в мире Гянджинского глиноземного завода. Эта фундаментальная монография, освещающая алунитовые проявления всего мира, послужила базисной работой для изучения этого редкого вида полезного сырья.

Занимаясь проблемой взаимосвязи магматизма на Малом Кавказе с рудными и нерудными месторождениями, академик М.А.Кашкай увязывал процесс алунитизации с предшествовавшим ему формированием серно- и медноколчеданных месторождений. Выдвигая гипотезу о парагенетической связи рудных и нерудных месторождений с очагами мезозойского вулканизма, он выявил закономерности в их формировании и тем самым обосновал модель взаимосвязи процессов магматизма и рудогенеза – основного закона о формировании месторождений полезных ископаемых. С этой позиции ученым детально были исследованы петрология, структурные условия формирования, минералогия и геохимия месторождений колчеданной рудной формации Малого Кавказа.

Следующим этапом геологической деятельности М.А.Кашкай стало исследование уникальных по характеру проявлений ультраосновных и основных пород офиолитовой ассоциации и связанных с ней месторождений золота, хромитов и ртути на Малом Кавказе. Интерес к ультраосновным породам, их минеральному составу, процессам серпентинизации и лиственитизации красной нитью проходит через все творчество ученого. Большое внимание уделял он изучению ртутоносности офиолитовой формации Малого Кавказа. Им, в частности, было установлено, что ртутная минерализация на Малом Кавказе приурочена, в основном, к узлам пересечения разрывных нарушений общекавказского и антикавказского направлений. Разработанная М.А.Кашкаем теория фазовости проявления офиолитовых образований нашла отражение в монографической работе «Ультраосновные и основные породы Азербайджана» (1947г.). Однако в более поздние годы (1970г.) под влиянием идей глобальной тектоники литосферных плит М.А.Кашкай стал придерживаться мнения об их протрузивном генезисе. По этой же проблеме он совместно со своим учеником доктором геолого-минералогических наук Ш.И.Аллахвердиевым опубликовал монографию «Листвениты, их генезис и классификация».

Особенно раскрылся многогранный характер исследований М.А.Кашкай в период изучения Дашкесанского гранитоидного интрузива и связанных с ним железорудного и кобальтового месторождений. Изучив в единстве процессы тектоники, магматизма, металлогении, петрологии и минералогии, М.А.Кашкай дал стройную картину формирования этого месторождения, относящегося к контактово-метасоматическому генетическому типу,

что существенно отличало его от колчеданных месторождений соседних Гядабейского и Мехманинского месторождений. Итогом этих работ явилась монография «Петрология и металлогения Дашкесана» (1965 г.).

Глубокие знания и интуитивное чутье исследователя позволили М.А.Кашкаю прогнозировать возможное наличие месторождений в высокогорных районах Малого Кавказа. Там, в Кяльбаджарском районе, в процессе изучения четвертичного вулканизма им были обнаружены (он является первооткрывателем) крупные месторождения перлитов и обсидианов, впоследствии нашедших широкое применение в народном хозяйстве.

Исследованиями академика М.А.Кашкая в аспекте геологии, петрологии и металлогении были охвачены также регионы Большого Кавказа и Талыша. На примере Балакен-Загатальского рудного участка он предложил решение проблемы размещения рудных районов в узлах сопряжений разрывных структур различной ориентировки. В Талышской складчатой зоне М.А.Кашкай установил наличие ультраосновных и основных пород, изучил авгит-магнетитовые пески Лянкяранского побережья Каспия и обосновал возможность их использования в металлургической промышленности.

Расширяя круг изучения проблемных вопросов, академик М.А.Кашкай занялся исследованием подземных вод Республики с акцентом на исследование минеральных вод. Анализ условий формирования различных типов минеральных вод, установление их генетической связи с вулканическими процессами позволили выявить геохимические особенности лечебных минеральных вод, на базе которых впоследствии были созданы бальнеологические курорты.

Академик М.А.Кашкай впервые в Азербайджане обратил внимание на возможность получения ценных химических продуктов (мышьяк, сурьма, бром, стронций и др.) из высококонцентрированных Дарыдагских термальных и пластовых вод, а также на необходимость использования глубинного тепла для нужд народного хозяйства. Итогом всех этих работ явилась монография «Минеральные источники Азербайджана».

М.А.Кашкай являлся одним из основных авторов ряда карт различных масштабов, в том числе «Карты минеральных источников Азербайджана», «Карты полезных ископаемых Азербайджана» и созданной по его же методике «Геохимической карты Азербайджана» и др.

Научная работа его тесно была сопряжена с педагогической и организационной деятельностью. Он – профессор Азербайджанского Государственного Университета (ныне БДУ), где по его инициативе были созданы геолого-географический факультет с кафедрой кристаллографии и петрографии, а также музей полезных ископаемых Азербайджана. Он – преподаватель и в Институте Нефти и Химии (ныне Нефтяная академия).

М.А.Кашкай был крупным организатором науки в Азербайджане, одним из учредителей Академии наук Азербайджана. Избранный в 1945г. на общем собрании Академии наук академиком-секретарем Академии наук, он занимал эту должность с перерывами более 30 лет. М.А.Кашкаю были присущи качества человека, желающего объединить людей науки.

Он принимал активное участие в организации и развитии Сектора геологии АзФАН'а СССР. В 1938 г. он был одним из организаторов Института геологии АзФАН'а СССР. М.А.Кашкай был организатором одного из ведущих отделов Института геологии – Отдела минералогии, геохимии и металлогении, которым руководил до конца жизни, одним из основателей геолого-географического факультета АГУ, организовав в его составе кафедру кристаллографии, минералогии и петрографии, которой руководил долгие годы. Он являлся почетным руководителем музея полезных ископаемых, организованного им же при геолого-географическом факультете.

М.А.Кашкай проводил большую и весьма важную научно-организационную работу, в частности, на протяжении многих лет он – член Президиума АН Азербайджана, председатель КЕПС'а при Президиуме АНА, председатель территориальной редколлегии Комиссии по геологической изученности СССР, член Петрографического комитета при отделении геологии, геофизики и геохимии АН СССР.

Свою научно-организационную деятельность и руководство наукой М.А.Кашкай осуществлял непосредственно сам, а также через проблемные советы, ученые советы вузов, научно-технические советы НИИ и производственных организаций, редакции журналов, комитеты и комиссии и т.д.

М.А.Кашкай был одним из основателей научной школы в области минералогии, геохимии рудных месторождений, металлогении и петрологии в Азербайджане. Широта научного кругозора, чистота человеческой души, умение заинтересовать молодежь научными идеями и в дальнейшем ориентировать их динамику в науке – являлись основными чертами характера этого ученого-исследователя.

В течение долгих лет он возглавлял в Институте геологии отдел минералогии, петрографии и геохимии рудных месторождений. Подготовленные им кадры – около 50 кандидатов и более 10 докторов наук – ныне возглавляют институты, кафедры вузов, работают за рубежом.

Многие из тех, кто знал М.А.Кашкаю, отмечают его доброжелательное отношение к людям, преданность общественным интересам. Всякий, кто общался с М.А.Кашкаем, сразу же попадал в атмосферу высокой культуры и большой эрудиции. Доброта и необыкновенная терпимость в отношениях со своими учениками, сотрудниками и коллегами сопровождали всю огромную созидательную научную и научно-организационную деятельность этого крупного ученого.

За большие заслуги перед Родиной он был награжден орденами Трудового Красного Знамени, Октябрьской революции, «Знак почета», медалями СССР, Почетными грамотами Президиума Верховного Совета Азербайджанской ССР, получил звание «Заслуженный деятель науки и техники».

М.А.Кашкай был выдающимся ученым XX века, охватившим своими исследованиями многие проблемные вопросы геологии. Велика его роль в геологическом изучении Кавказа. Академик М.А.Кашкай, его школа и современники создали, по существу, базис геологической модели Кавказа, который надстраивает нынешнее поколение геологов, шагнувших в XXI век.

ГИБРИДИЗМ – ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА МАЛОГО КАВКАЗА

А.Д.Исмаил-Заде

*Институт геологии НАН Азербайджана,
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А*

Исмаил-Заде А.Д. Гибридность – возможный механизм металлогенической специализации мезозойского магматизма Малого Кавказа. Мезозойский вулcano-плутонический пояс Малого Кавказа – производная окраинно-подвижного микроконтинента с обдуцированной на него в карбоне-перми аллохтонной гипербазитовой пластиной. Тектоно-магматическая активизация обусловлена погружением микроконтинента в мантию под воздействием напoлзающей аллохтонной пластины, плавлением и образованием гранитной магмы, слагающей крупные интрузивные тела в основании. Дифференциаты гранитной магмы вступали во взаимодействие с вышележащей гипербазитовой пластиной, и возникшая гибридная диоритовая магма слагает гипабиссальные фации гранитоидных интрузивов. Переход ознаменовался сменой халькофильной специализации расплава сидерофильной, выразившейся в формировании полиформационных, нередко золотосодержащих, типов месторождений: серно-колчеданных, медно-колчеданных, медно-порфировых и колчеданно-полиметаллических на поднятиях, железорудных и кобальтового в прогибах.

Ismail-zade A.J. Hybridism is a possible metallogenic specialization mechanism of the Minor Caucasian Mesozoic magmatism. The Mesozoic volcano-plutonic belt of the Minor Caucasus is a derivative of the marginal-mobile microcontinent with obducted on it allochthonous ultrabasic plate during Carboniferous-Permian period. Tectono-magmatic activation is caused by the microcontinent settling into the mantle under allochthonous plate action, melting and formation of granitoid magma composed the large intrusive bodies at the basement. Differentiates of granitic magma entered into an interaction with overlying ultrabasic plate and arisen hybrid dioritic magma composes hypabyssal facies of granitoid intrusives. This transition was marked by change of the melt chalcophile specialization onto siderophile one what was expressed in formation of the following polyformative and, not seldom, gold – containing types of deposits: sulphur pyritic, copper pyritic, copper-porphyric and pyrito-polimetallic on the uplifts, and iron-ore and cobaltic in the troughs.

İsmayılzadə A.C. Hibridizm – Kiçik Qafqazın mezozoy maqmatizm metallojenik ixtisaslaşmasının mexanizmi kimi. Kiçik Qafqazın mezozoy vulkanik-plutonik qurşağı karbon-perm dövründə onun üzərinə obduksiya olunmuş kənar-mütəhərrik mikrokontinentin törəməsidir. Tektonik-maqmatik aktivləşmə mikrokontinentin mantiyaya gömülməsi, onun əriməsi və bünövrədə intruziv kütlələri təşkil edən qranit maqmasının yaranması ilə şərtlənmişdir. Qranit maqmasının diferensiatları üstdəyatan hiperbazit plitəsilə qarşılıqlı təsirə məruz qalmış və bunun nəticəsində əmələ gəlmiş hibrid diorit maqması qranitoid intruzivlərinin hibabissal fasiyalarını təşkil edir. Belə keçid çox vaxt qızıl saxlayan poliformasion tipli qalxımlarda - kükürd kolçedanı, mis kolçedanı, mis-porfir və kolçedan-polimetallik, çökəklərdə - dəmir filizi və kobalt yataqlarının formalaşması ilə təzahür edən, xalkofil mənsubiyətli ərintinin siderofilə keçməsilə tamamlanmışdır.

Мезозойский вулcano-плутонический пояс Малого Кавказа пространственно связан с СЗ разломами вдоль Лок-Гарабагской зоны и формировался в процессе проявления кислого магматизма, преимущественно последовательно-дифференцированного базальт-андезит-дацит-риолитового ряда с

плутонической фацией, выраженной плагиогранит – гранодиорит – кварцевый диорит – диоритовым рядом. Металлогеническая специализация рудно-магматических комплексов пояса обнаруживает обусловленные проявлением мезозойского магматизма продольную и поперечную зональности.

Продольная зональность выражена сменой во времени с ЮЗ на СВ байосского базальт-риолитового вулканизма с плагиогранит-лейкогранитовыми интрузивами и серно-колчеданным оруденением позднеюрско-раннемеловым последовательно-дифференцированным базальт – андезит – дацит – риолитовым с медно-колчеданным, медно-цинково-колчеданным и медно-порфировым оруденением с золотом и далее в позднем мелу дифференцированным базальт–андезит–риолитовым вулканогенным комплексом сенман – верхнего сантона с субвулканическими телами альбитизированных андезитов с золото-полиметаллическим оруденением.

Поперечная зональность связана с осложняющими зону поднятиями и прогибами, а именно: преимущественно медно-колчеданные и медно-полиметаллические оруденения с золотом – на поднятиях (Алавердское, Шамкирское, Мехманинское) и железорудно-кобальтовое – в прогибе (Дашкесанский).

Особенностью рудоносных магматических комплексов мезозойского вулкано-плутонического пояса Малого Кавказа является широкое развитие в интрузивах признаков гибридизма. Проявление последних исследователями увязывается с воздействием кислого расплава II фазы интрузивов на габброиды I фазы, имевшим место в пределах каждого интрузива в отдельности.

Металлогения мезозойского вулкано-плутонического пояса наиболее полно отражена в ряде монографических работ – Дзоценидзе Г.С., Твалчрелидзе Г.А., 1965; Твалчрелидзе Г.А., 1972; Магакьян И.Г., 1961; Мовсесян С.А., 1979; Абдуллаев Р.Н. Азизбеков Ш.А., и др., 1962; Керимов Г.И., 1963; Керимов А.Д., 1965; Баба-Заде В.М., Махмудов А.Э., Рамазанов В.Г., 1990; Мустафаев Г.В., 2002 и др. Однако ряд проблемных вопросов в аспектах – петрологические критерии формирования рудоносных комплексов, роль гибридизма в металлогенической специализации, палеотектонический анализ и геодинамика процесса, остается дискуссионным.

Петрологическими исследованиями прежних лет установлена обусловленность эволюции магматизма проявлением глубинного и гипабиссального гибридизма (Абдуллаев 1963; Кашкай, 1965; Керимов, 1963; Мустафаев, 2002; Исмаил-Заде, 2006).

В петрографическом отношении гибридизм устанавливается неравновесным распределением минеральных ассоциаций в породах вулканогенного и интрузивного комплексов, заключающимся: в совместном присутствии в габбро лабрадора, гиперстена, калишпата, кварца, биотита и обилии переработанных ксенолитов ультрабазитов (орх+срх+mgt); присутствии в диоритах плагиоклазов контрастного битовнит-олигоклазового состава и др. Для риолитов вулканогенного комплекса среди порфировых выделений наряду с кварцем, щелочным полевым шпатом и плагиоклазом выделяются биотит, гиперстен, амфибол, магнетит. Все это свидетельствует об интенсивно проявленном гипабиссальном гибридизме. При этом наряду с гибридными

266333

породами отмечаются также и чистые разности пород – плагиограниты и лейкограниты с характерным кварц-полевошпатовым минеральным составом.

Смена байосского вулканоплутонизма батским и позднеюрско-неокомским сопровождается сменой месторождений: серно-колчеданных – медно-колчеданными, медно-порфировыми, колчеданно-полиметаллическими и барит-полиметаллическими с золоторудными проявлениями.

Для металлогенического анализа данной системы большое значение имеет геодинамическая реконструкция региона.

Начавшееся замыкание океана Палеотетис в конце карбона-перми (Белов и др., 1982; Рустамов, 2001) сопровождалось обдукцией толстой, насыщенной флюидами аллохтонной гипербазитовой пластины (океанической коры) на северную окраину Закавказского микроконтинента, приведшей к погружению последнего в мантию и плавлению основания литосферного блока (Исмаил-Заде, 2006).

В результате этого происходит формирование палингенного магматического расплава плагиогранит-лейкогранитового состава, который на протяжении пермь-триасового периода продвижения магмы в верхние структурные этажи в процессе ассимиляции вещества коры подвергся дифференциации с образованием пород адамелит-гранодиорит-тоналитового ряда. Последующая тектоно-магматическая активизация в юрское время (J_2 - J_3) способствовала подъему дифференциатов кислого магматического расплава вверх и контакту с аллохтонной гипербазитовой пластиной, залегающей непосредственно на континентальной коре (рис.3).

Процесс взаимодействия привел к проплавлению ультракислой магмой холодной пластины ультраосновного состава с образованием гибридной магмы кварцевый диорит-диоритового состава (Исмаил-Заде, 2006). Интенсивность этого процесса была обусловлена рядом причин: 1) раздробленностью гипербазитовой пластины при перемещении, в особенности на поднятиях, и брекчированной скученностью в прогибах; 2) насыщенностью водой вследствие серпентинизации; 3) контрастностью взаимодействующих сред.

В результате этого произошло формирование мезозойских вулканоплутонических комплексов Малого Кавказа: в средней юре (J_2 bj₁-bj₂) – контрастного базальт-риолитового с плагиогранит-лейкогранитовыми интрузивами и далее – последовательно дифференцированного базальт-андезит-дацит-риолитового (J_2 bt) и андезибазальт-дацитового (J_3 ocf+km) с гранодиоритовыми и кварц-диоритовыми интрузивами (J_3). Лишь на самом ЮЗ Шамкирского поднятия в пределах Мровдагского хребта сформировались мелкие субвулканические тела габбро-диабазов.

Обогащение магматических расплавов рудными металлами происходило в процессе гибридизма. Возникший первоначально в процессе плавления основания литосферного блока кислый лейкогранит-плагиогранитовый расплав по геохимической специализации характеризовался крайней деплетированностью рудными элементами (Co, Ni, Cr, V, Cu, Pb, Zn), между тем как гранодиориты, кварцевые диориты и диориты, являющиеся производными

гибридной магмы, характеризуются значительным содержанием этих элементов (табл.1). Из исследователей лишь Г.В.Мустафаев (1972) отмечал «гибридизм магм мезозойских интрузивов Малого Кавказа и фемический профиль эндогенного оруденения», увязывая его с «базальтоидным характером магматизма с последующей контаминацией базальтовой магмы кислыми породами сиала».

Таблица 1

Средние химические составы (мас.%) и содержание редких элементов (г/т)
в главных типах пород среднеюрских и позднеюрских
интрузивов Малого Кавказа (Мустафаев, 1972)

	1	2	3	4	5	6	7
N	17	19	15	11	45	20	33
SiO ₂	75.54	75.26	65.53	64.75	60.13	55.96	50.57
TiO ₂	0.20	0.33		0.43	0.50	0.42	0.41
Al ₂ O ₃	11.62	11.79	15.35	15.86	16.13	17.83	16.99
Fe ₂ O ₃	1.89	2.33	2.29	2.69	3.42	3.04	5.71
FeO	1.12	1.12	1.98	1.69	2.99	4.30	4.92
MnO	0.02	0.03	0.09	0.05	0.07	0.10	0.14
MgO	1.13	1.11	2.28	2.81	3.45	4.75	5.51
CaO	1.26	1.93	3.94	3.51	6.36	7.06	9.71
Na ₂ O	3.91	4.40	3.88	4.23	3.69	3.30	2.73
K ₂ O	2.70	0.79	2.49	1.13	1.14	0.72	0.48
Nnn	1.12	1.11	1.64	2.31	2.14	2.30	2.70
Σ	100.49	100.22	99.90	99.44	100.00	99.85	99.86
Cu * 20	15	68	51	100	129	220	322
Zn 60	37	47	32	114	88	89	129
Pb 20	4	4	6	10	6	7	7
Co 5	2	2.4	7	20	29	35	13
Ni 8	3	7	6	31	20	84	85
Cr 25	6	11	12	28	15	76	109
V 40	12	18	58	98	176	209	167
Sn 3	1	1.5	1.8	1.6	1.9	2.5	1.7
Mo 1	0.5	3.1	0.8	0.7	0.4	0.5	0.6

Примечание: 1–лейкограниты (Атабекский); 2–плагиограниты (Атабекский); 3–гранодиориты (Барумский); 4–тоналиты (Мехманинский); 5–кварцевый диорит (Габагтапинский); 6–диориты (Гядабейский); 7–габбро Гядабейский); n–количество анализов; x–кларки кислых пород (г/т) по А.П.Виноградову (1962).

Наличие элементов группы железа в нижекларковых значениях в кислых негибридизированных дифференциатах и увеличение их содержания в диоритах, кварцевых диоритах, габбро-диоритах гибридизированных разновидностей, с учетом петрологических данных, подтверждают несомненное участие

в процессе гибридизма ультракислой плагиогранит-лейкогранитовой и ультраосновной гипербазитовой серий.

Сформированные в процессе гибридизма породы – результат не просто одноразового смешения контрастных по составу магм, а последовательного взаимодействия образующихся на разных стадиях гранитизации дифференциатов кислой магмы – плагиогранитов и гранодиоритов с контрастным по составу комплексом. Соответствие последних гипербазитам и наличие аллохтонной гипербазитовой пластины между доюрским фундаментом и мезозойским вулканогенным комплексом обосновываются данными по геологии, петрохимии, геохимии и геофизики (Исмаил-Заде, 2006).

Вынос тонкодисперсных рудных элементов происходил в процессе возникновения гибридной магмы, в которой ассимилированное из гипербазитов первично мантийное рудное вещество составляло значительную часть гидротермального рудогенеза. Данный процесс протекал в условиях, близких к гипабиссальным.

К зоне смены плагиогранит-лейкогранитовой ассоциации на гибридные диоритовые приурочены основные месторождения: в первом случае – серно-колчеданные, а во втором – медно-колчеданные, медно-порфиновые, колчеданно-полиметаллически-баритовые, сопровождаемые во всех случаях золоторудным оруденением. При этом констатируется последовательность, характерная в целом для колчеданных месторождений (Смирнов, 1968; Горжевский, 1986; Твалчрелидзе, 1972; Бородаевская и др., 1979; Чекваидзе, 1984): серно-колчеданная; медно-колчеданная; медно-порфировая; медно-цинко-колчеданная; медно-полиметаллическая.

Полихронность и полигенность месторождений (Мустафаев, 2002) затушевывают последовательность их проявлений. Намечаемое в приведенном ряду понижение роли медных формаций по отношению к свинцово-цинково-колчеданным, возможно, отражает подавление в расплаве металлогенической специализации среднеюрского основного профиля негибридизированным кислым расплавом позднего мела.

Данная закономерность может проявляться на различных уровнях в зависимости от уровня зарождения магматических очагов, состава магмы и генерируемых ими растворов. В целом, констатируется ведущая роль тектоно-магматических процессов в определении генетических параметров формирования руд.

На ранних этапах (пермь-триас) первичные магматические расплавы, формировавшиеся в условиях плавления низов коры с образованием крупных интрузивов плагиогранит-лейкогранитового состава, относятся к коровым палингенным известково-щелочным гранитоидам со слабо выраженным халькофильным профилем металлогенической специализации (Hg, Sn, As, Sb).

На промежуточном этапе (байос-бат) наблюдается тектоно-магматическая активность, свойственная окраинно-континентальным структурам рифтогенного типа. Магматизм сопровождается малыми интрузивами адаметит-гранодиорит-тоналитового состава, сформированными в процессе переработки интрузируемой коры (глубинный гибридизм), из которой про-

изошла экстракция рассеянных элементов флюидным фронтом продвигающейся магмы. На этом этапе вышеотмеченный геохимический профиль обогатился также слабо литофильными элементами (Si, Al, Mg, Ca, Na, K и др.), что выразилось в широком проявлении вторичных кварцитов с образованием маломощных серно-колчеданных месторождений.

На заключительном этапе (поздняя юра – ранний мел) наблюдается взаимодействие кислых магм с аллохтонной гипербазитовой пластиной, способствовавшее гипабиссальному гибридизму с формированием интрузивов тоналитов – кварцевых диоритов – диоритов с т.н. «гибридными» габбро. Последние, принимаемые исследователями за первую «габброидную» фазу в становлении гранитоидных интрузивов, оказались фрагментами метасоматически преобразованных гипербазитов (Исмаил-Заде, 2006). Для данного типа гибридных расплавов характерна обогащенность сидерофильными элементами (Fe, Co, Ni, Cr, V), экстрагированными из гипербазитовой пластины. С ними сопряжены золоторудные, медно-порфиновые, медно-колчеданные, медно-полиметаллические оруденения на поднятиях и железорудно-кобальтовое – в прогибе.

Впоследствии (поздний мел) в металлогенической специализации отмечается преобладание медно-цинковых, медно-полиметаллических и барит-полиметаллических месторождений, свидетельствующее о превращении в магматизме роли негибридизированной или слабогибридизированной кислой магмы (увеличение халькофильных элементов Zn, Pb, Mo, As, Sb).

При всей общности гибридизма – в данном случае взаимодействия сухой ультракислой магмы с обводненной ультраосновной пластиной и образования гибридной магмы с высоким содержанием воды, возможно, даже превышающим содержание железа, проявления этого процесса в прогибах и на поднятиях данной зоны имеют отличительные особенности, обусловленные поперечной зональностью.

В прогибе (Дашкесанский), где процесс плавления происходил более интенсивно, ввиду большей прогнутости и скученности большого количества серпентинизированных гипербазитовых фрагментов наблюдалось увеличенное количество окисного железа, широко распространенного в зоне приповерхностного окисления. В процессе воздействия горячей кислой магмы, в условиях высокого содержания воды происходило восстановление окисного железа -гематита во вторичный магнетит ($3\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O} = 2\cdot\text{FeO}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{OH}^-$), что приводило к образованию большого количества магнетита и водного остатка OH^- . Это способствовало формированию на вулканогенной стадии лавовых потоков магнетита, переслаивающихся с вулканитами киммериджского возраста. Более позднее внедрение Дашкесанского гранодиорит-диоритового интрузива (поздняя юра – ранний мел) привело к разрушению магнетитовых потоков и способствовало их скарнированию – образованию эпидот-гранатового скарна. Подобные взгляды о возможном соответствии Дашкесанского железорудного месторождения вулканогенно-осадочному генетическому типу высказывались и ранее (Дзоценидзе Г.С., Григорьев И.Ф.). Кобальтовое оруденение Дашкесанского прогиба, увязываемое исследователями (Кашкай, 1965; Шипулин, 1968) с IV габбро-диабазовой

дайковой фазой, по всей вероятности, также имеет непосредственное отношение к магматическому очагу, формировавшемуся в пределах гипербазитовой пластины «в основаниях гранитоидных интрузивов» (Шипулин, 1968), и соответствует более глубинным его дифференциатам.

По-иному процесс флюидно-магматического взаимодействия протекал на поднятиях. Вследствие относительно малой скученности здесь гипербазитов, воздействие ультракислой магмы на твердое холодное насыщенное водой вещество ультрабазитов сопровождалось переходом закисного железа в окисное $2\text{FeO} + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\uparrow$ со смещением равновесия в сторону $\text{H}_2\uparrow$, что приводило к росту Pn_2 и понижению Pn_2O . Полученная разность в парциальном давлении водорода вызывала направленное перемещение в магматическом очаге постмагматических растворов.

Несомненно, этот процесс флюидно-магматического взаимодействия, прослеженный для интрузивного комплекса, имел место и в вулканической деятельности средне- и позднеюрского магматизма. В его проявлении весьма значительна роль пирокластических фаций, что связано с формированием водородных флюидов, возникающих в процессе окисления железа. Последние ввиду высокой миграционной способности аккумулировались в верхних частях магматических очагов совместно с родственными им фтором и хлором (Маракушев, 1976). Данный процесс, весьма интенсивный в зоне смены гранитоидных серий на гибридные диоритовые, сопровождался выносом в составе водородно-галогенных эманаций также и золота, имеющего с ними и геохимическое сродство.

Таким образом, в процессе флюидно-магматического воздействия ультракислой магмы на холодное тело ультрабазитов на вулканическом этапе проявления магматической деятельности возможно образование и золоторудных месторождений.

Согласно исследованиям И.Д.Рябчикова (1975), в процессе дальнейшей эволюции высокожелезистых хлоридных растворов-расплавов при флюидно-магматическом взаимодействии на плутоногенном этапе развития магматического очага возможно формирование рудных месторождений «железистой линии» – ртутно-сурьмяной, полиметаллической формаций, также приуроченных к зоне проявления гибридных серий пород. Возможно, именно низкотемпературным оруденением зонально-проявленного мезозойского рудогенеза объясняется наличие в Севано-Акеринской зоне сурьмяно-ртутных месторождений.

Предлагаемая модель позволяет скоррелировать наблюдаемые парагенетические ассоциации магматических пород, сформированных в процессе гибридизма, с закономерностями пространственного размещения оруденения в пределах рудного района и подтвердить роль гибридизма, как основного механизма металлогенической специализации магматических комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

- АБДУЛЛАЕВ Р.Н., АЗИЗБЕКОВ Ш.А. и др. 1962. Металлогения Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- АБДУЛЛАЕВ Р.Н. 1963. Мезозойский вулканизм СВ части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 220.
- АЛИЕВ В.И. 1976. Колчеданная формация СВ части Малого Кавказа. Авт. докт. дисс., Баку.
- АБДУЛЛАЕВ Р.Н., МУСТАФАЕВ Г.В., ГАСАНОВ Р.К. 1978. Доорогенные эндогенные рудные формации СВ части Малого Кавказа. Изв. АН Аз. ССР. сер. Науки о Земле, 2, 31-38.
- БЕЛОВ А.А., МОСАКОВСКИЙ А.А., СОКОЛОВ С.Д., ШВОЛЬМАН В.А. 1982. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса. В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. Наука, М., 21-30.
- БАБАЗАДЕ В.М., МАХМУДОВ А.И., РАМАЗАНОВ В.Г. 1990. Медно - и молибден-порфиновые месторождения Азербайджана. Азгосиздат, Баку, 376.
- БОРОДАЕВСКАЯ М.Б., ГОРЖЕВСКИЙ Д.И., КРИВЦОВ А.И. и др. 1979. Колчеданные месторождения мира. Недра, М.
- ГОРЖЕВСКИЙ Д.И. 1986. Рудные месторождения, т. 16. ВИНТИ, М., 124.
- ГУСЕЙНОВ Д.А. 1991. Рудоносность субвулканических образований Гызылбулагского рудного поля Малого Кавказа. Автор. канд. дисс., Баку, 23.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ Г.С., ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ Г.А. 1965. О типах рудных месторождений, связанных с вулканизмом геосинклинальных зон (на примере Кавказа) В сб.: Рудоносность вулканогенных формаций. Недра, М.
- ИСМАИЛ-ЗАДЕ А.Д., ВЕЛИЕВ М.М., ГАСАНОВ Р.Н., ГЕЙДАРОВ А.С. 1997. Петрологическая модель формирования золоторудных проявлений в офиолитовом поясе Малого Кавказа. Тр. ИГ НАНА, Баку, 26, 76-85.
- ИСМАИЛ-ЗАДЕ А.Д. 2006. Петрологическая интерпретация процесса гибридизма в мезозойских гранитоидных интрузивах Малого Кавказа. Известия НАНА. Науки о Земле, 2, 9-19.
- КАШКАЙ М.А. 1965. Петрология и металлогения Дашкесана. Недра, М.
- КЕРИМОВ А.Д. 1965. Петрография и рудоносность Мехманинского гранитоидного интрузива. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- КЕРИМОВ Г.И. 1963. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 219.
- КУРБАНОВ Н.К., КУЛАКОВ В.В., ЗАРЯНОВ Ю.П., АНТОНОВ В.А. 1978. Юрско-меловые магматические формации СВ части Малого Кавказа. Советская геология, 5, 99-113.
- МАРАКУШЕВ А.А. 1976. Геохимический анализ процессов экзогенного и эндогенного сульфидного оруденения. Геол. рудн. м-ий, 6.
- МАГАКЪЯН И.Г. 1961. Рудные месторождения. Изд. АН Арм.ССР.
- МОВСЕСЯН С.А. 1979. Закономерности размещения рудных месторождений Армении. Недра, М., 218.
- МУСТАФАЕВ Г.В. 1972. О гибридизме магм мезозойских интрузивов Малого Кавказа и фемическом профиле эндогенного оруденения. В кн.: Магматизм формации кристаллических пород и глубины земли. Ч.П. Наука, М., 25-27.
- МУСТАФАЕВ Г.В. 1977. Мезозойские гранитоидные формации Азербайджана и особенности их металлогении. Элм, Баку, 234.

- МУСТАФАЕВ Г.В. 2002. Основные черты металлогении Азербайджана. Баку, 231.
- МУСТАФАЕВ М.А. 2006. Закономерности проявления магматизма и геодинамика Кавказского региона в юрском периоде (Азербайджана). Изв. НАНА. Науки о Земле, 3, 21-31.
- РУСТАМОВ М.И. 2001. Палеотектоника и геодинамика Палеотетиса Каспийско-Кавказского региона. Тр. ИГ, Баку, 29, 136-147.
- РЯБЧИКОВ И.Д. 1975. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. Наука, М.
- СМИРНОВ В.И. 1968. Колчеданные месторождения В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 586-645.
- СУЛЕЙМАНОВ Э.С. 1982. Золоторудные формации Малого Кавказа. Элм, Баку, 281.
- ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ Г.А. 1972. О типах колчеданных месторождений и провинций. Изв. АН СССР, сер.геол., 10, 15-28.
- ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ Г.А. 1984. Металлогеническая эволюция Кавказа. В кн.: Тектоника и металлогения Кавказа. Мецниереба, Тбилиси, 266-322.
- ФРОЛОВА Т.И., БУРИКОВА И.А. 1977. Геосинклинальный вулканизм. Изд. МГУ, М., 216-240.
- ЧЕКВАИДЗЕ В.Б. 1984. О рудно-метасоматических ассоциациях колчеданных месторождений. Тр. ЦНИГРИ, вып.191, М., 23-35.
- ШИПУЛИН Ф.К. 1968. Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). Наука, М., 215.
- ШИХАЛИБЕЙЛИ Э.Ш. 1966,1967. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т.1, т. III. Изд. АН Азерб. ССР. Баку.

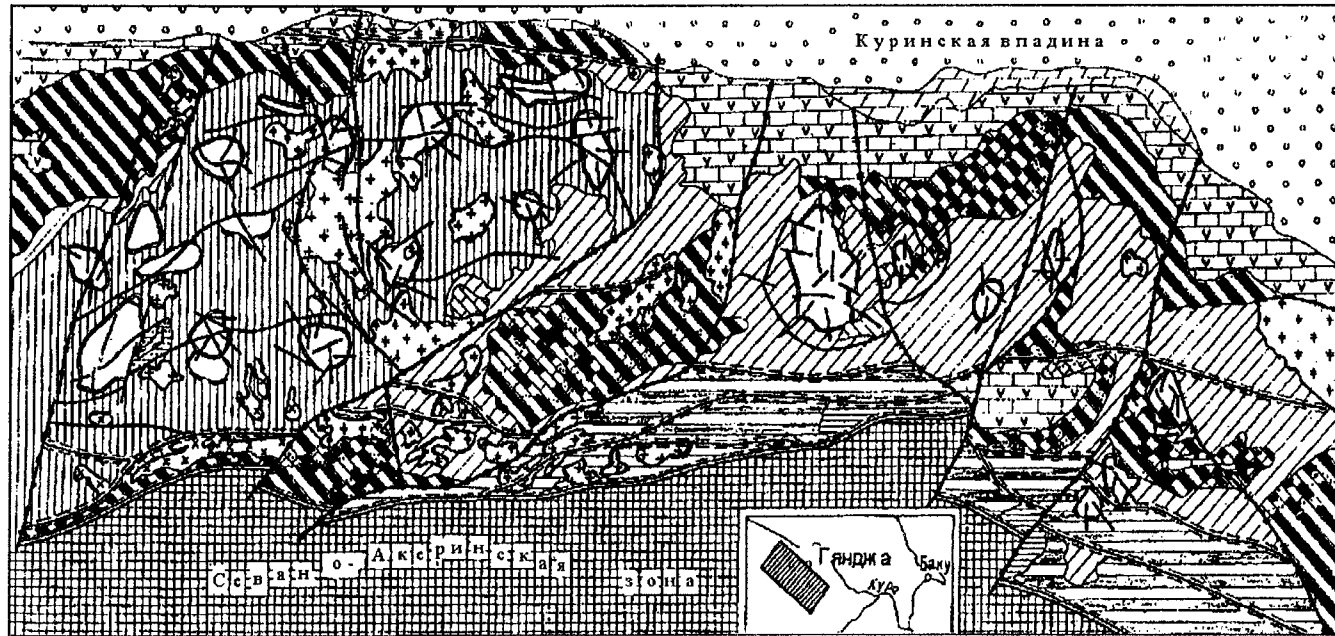


Рис.1. Схематическая геологическая карта Лок-Гарабагской зоны Малого Кавказа (Курбанов и др., 1978)

1-12-Газах-Агдамский район внешней полосы развития юрско-меловых пород, Южная подзона: 1-вулканиты лейаса – нижнего доггера; 2-вулканиты байоса; Северная подзона; 3-кристаллические сланцы докембрия; 4-сланцы и песчаники лейаса-аалена; 5-вулканиты байоса; 6-вулканиты бата; 7-среднеюрские гранитоиды; 8-верхнеюрские вулканогенные (а) и карбонатные (б) породы; 9-верхнеюрские-нижнемеловые (?) гранитоиды; 10-меловые вулканогенно-осадочные отложения; 11-верхнемеловые щелочные граниты; 12-палеоцен-эоценовые отложения; 13-Севано-Акеринская зона офиолитового меланжа; 14-Кури́нская впадина; 15-17-продольные (северо-западные) разломы; 15-границы зон, 16-границы подзон, 17-прочие; 18-поперечные (северо-восточные) разломы; 19-диагональные (субмеридиональные) разломы; 20-разломы вулканического происхождения; 21-вулканические постройки: нижнебайосского (а) и байос-батского (б) возраста.

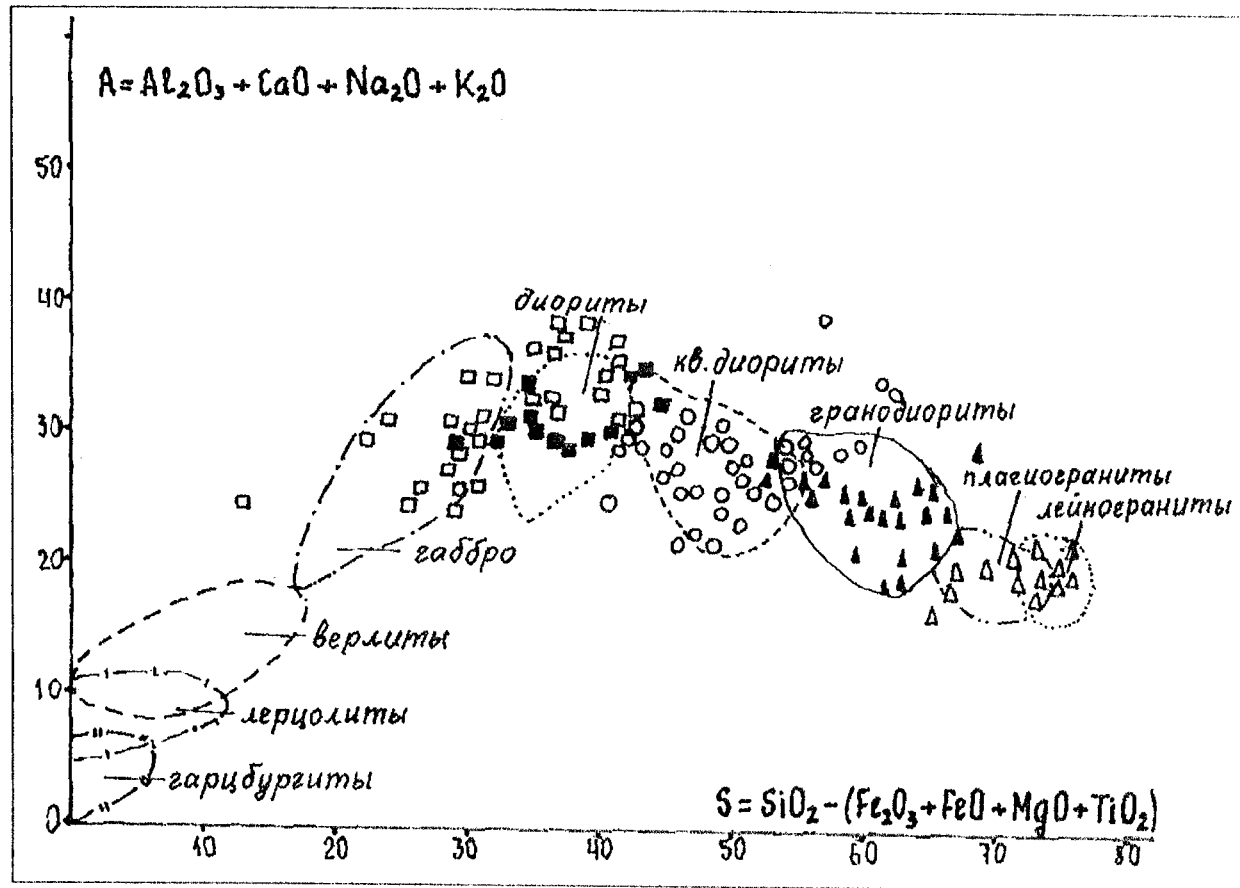


Рис.2. Положение мезозойских гранитоидных интрузивов Малого Кавказа в полях статистического распределения химических составов главных типов пород.

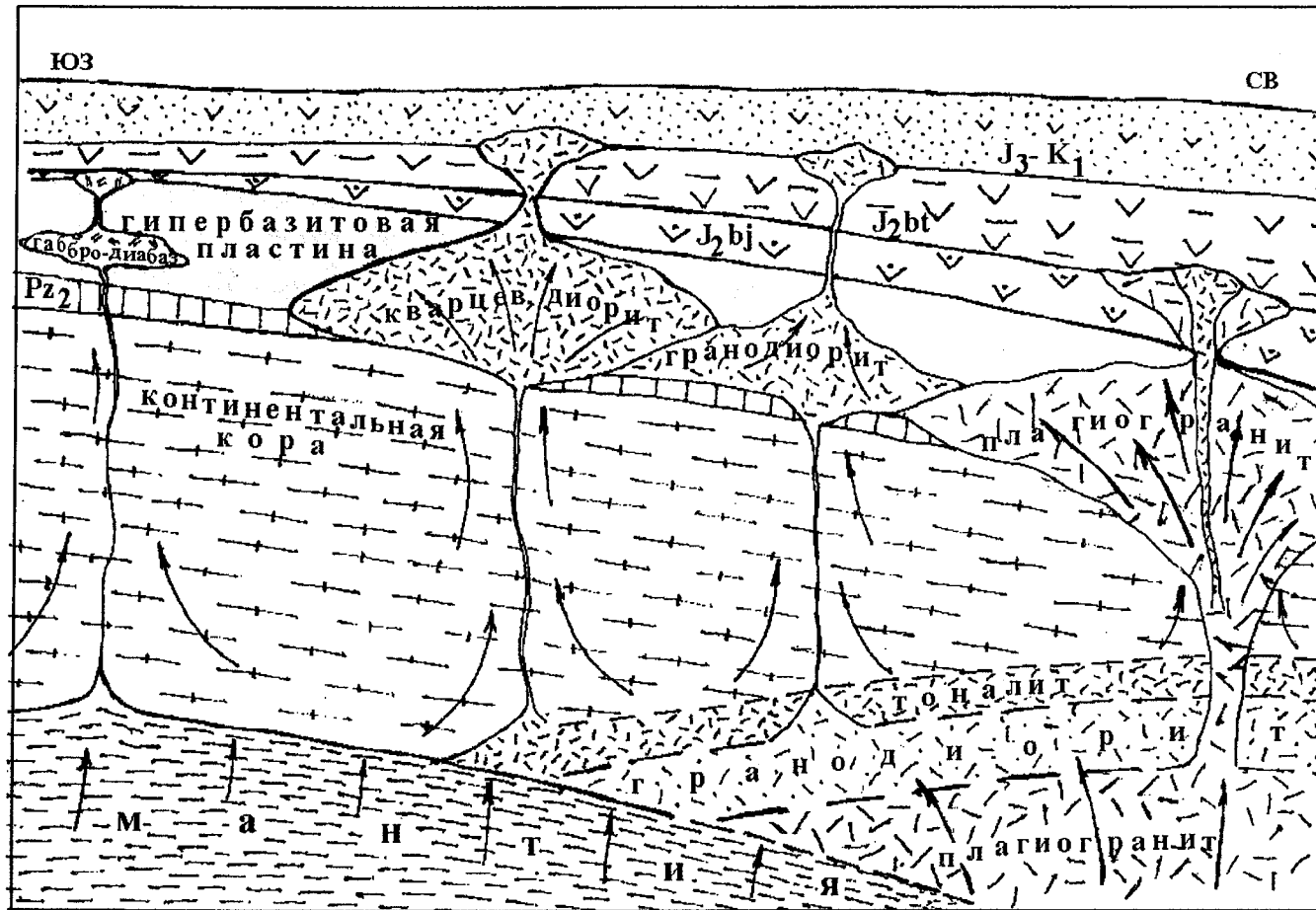


Рис.3. Схема взаимодействия гранитоидной магмы с гипербазитовой пластиной.

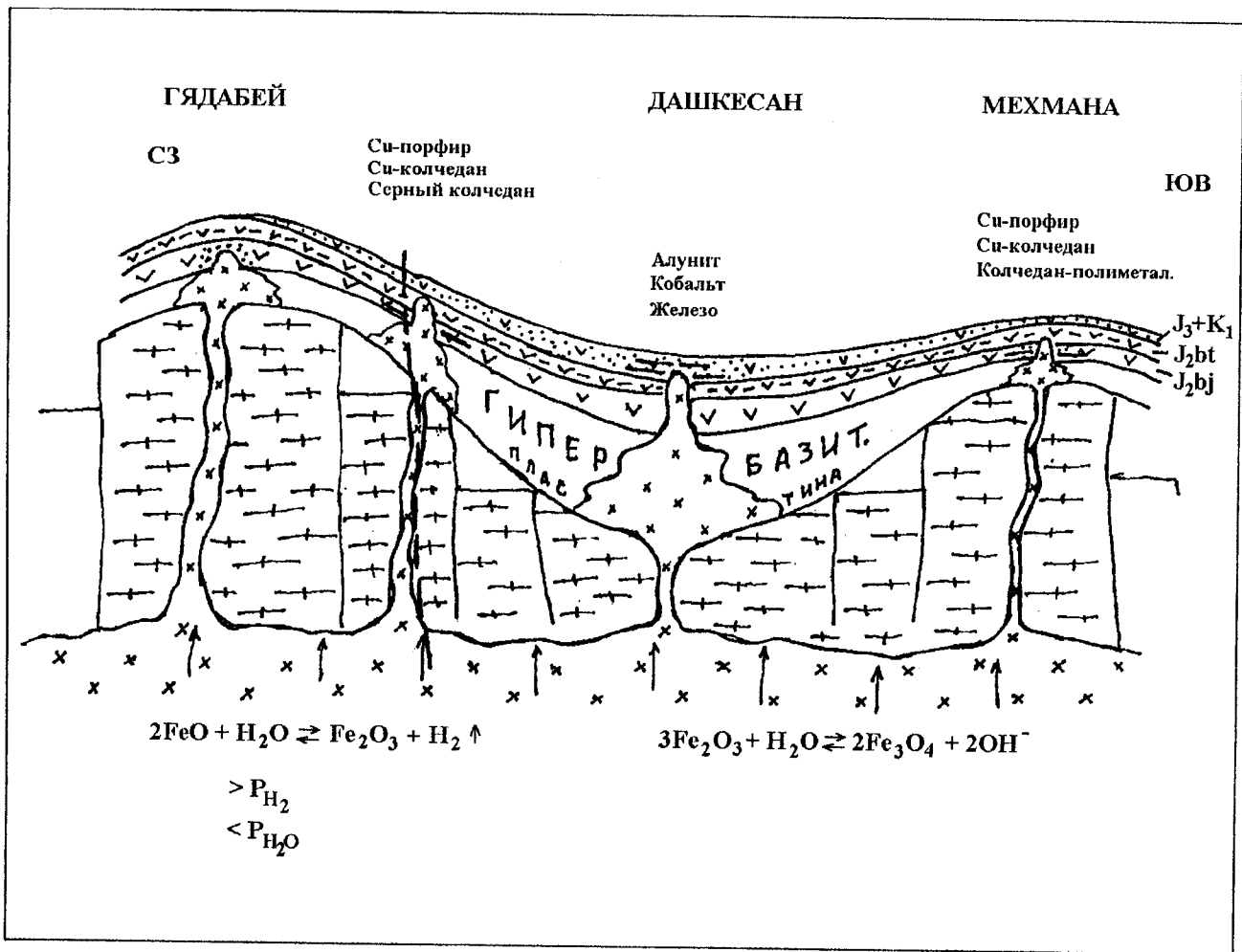


Рис.4. Схема формирования мезозойских рудных комплексов Малого Кавказа на поднятиях и в прогибах.

«ОБЕЛЕННЫЕ» ПОРОДЫ И СОПРЯЖЕННОЕ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЕ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

И.Х.Хамрабаев, Р.Ахунджанов,
А.И.Усманов, Л.И.Хамрабаева

*Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева АН РУз,
Ташкент, ул. Сулеймановой, 33*

Хамрабаев И.Х., Ахунджанов Р., Усманов А.И., Хамрабаева Л. И. «Обеленные» породы и сопряженное с ними оруденение Срединного Тянь-Шаня. Приводятся сведения об «обеленных» породах, представленных монокварцитами, каолинитами, серицитовыми, алунитовыми, пиррофиллитовыми кварцитами, аргиллизитами и березитами, развитых в Чаткало-Кураминских горах. Встречаются они в основном в районах распространения верхнепалеозойских магматических пород. Широко развиты в период позднего карбона и перми. Магма подвергшихся метасоматическому «обелению» трахидацитов и риолитов обладала высокой калиевоcтью, обогащенностью барием и ванадием и характеризуется первичной металлоносностью (золото, серебро, теллур, медь и др.), которая реализуется в дальнейшем, образуя рудные скопления в обеленных зонах.

Khamrabayev I.Kh., Akhunjanov R., Usmanov A.I., Khamrabayeva L.I. The “whiten” rocks of Median Tien-Shan and connected with them mineralization. The paper focuses on the “whiten” rocks presented by monoquartzites, kaolinites, sercitic, alunitic, pyroplitic quartzites, argillizites and beresites developed in the Chatkalo-Kuraminian mountains. As a rule they are developed in the regions of the Upper Paleozoic magmatic rocks distribution and more widely developed in the Late Carboniferous and Permian periods. Trachydacitic and rhyolitic magma subjected to the metasomatic “whitening” had possessed high potassium content, enriched with barium and vanadium and characterized by initial metal content (gold, silver, tellurium, copper, etc.) which forms in the future ore bodies within the “whiten” zones.

Xamrabayev I.X., Axuncanov R., Usmanov A.I., Xamrabayeva L.I. OrtaTyan-Şanın «ağarmış» süxurları və onlarla əlaqədar filizləşmə. Çatqal-Kurama dağlarında intişar tapmış və monokvarsitlərlə, kaolinitli, serisitli, alunitli, pirofillitli kvarsitlər, argillitizitlər və beresitlərlə təmsil olunmuş «ağarmış» süxurlar haqqında məlumat verilir. Onlara, əsasən, yuxarı paleozoy maqmatik süxurlarının yayıldığı rayonlarda rast gəlinir. Gec karbon və perm dövrlərində geniş yayılmışdır. Metasomatik «ağarmaya» məruz qalmış traxidasitləri və riolitləri yaradan maqma yüksək kaliumluğa malik olaraq, barium və vanadiumla zənginləşməklə ilkin metallılıqla (qızıl, gümüş, tellur, miss və b.) xarakterizə olunur və sonradan «ağarmış» zonalarda filiz yığıntıları yaratmışdır.

«Обеленные» породы Чаткало-Кураминских гор Срединного Тянь-Шаня, представленные монокварцитами, каолинитами, серицитовыми, алунитовыми, пиррофиллитовыми кварцитами, аргиллизитами и березитами, относятся к типичным рудоносным метасоматитам, широко развиты и на Малом Кавказе. Квалифицированным и комплексным изучением (геологические и физико-химические условия, минералогия и парагенетический анализ типоморфных минеральных ассоциаций, геохимия и рудоносность, метасоматическая зональность и разработка региональных и локальных критериев прямого поиска и др. вопросы) процессов метасоматизма и ру-

дообразования и их продуктов долгие годы занимался М.А.Кашкай и особенно Дж.А.Азадалиев (1998). Надо отметить, что ряд интересных работ Дж.А.Азадалиева (1997, 1998, 2000, 2003а,б,в, 2005а,б) опубликован в Ташкенте, и эти работы нам хорошо знакомы. Изучение закономерностей проявления магматизма Азербайджана отражено в томе III «Магматизм» книги «Геология Азербайджана» (2005). Это итоги более чем полувекового петрологического изучения Кавказа, начатого М.А.Кашкаем. Значительным вкладом в петрологию и металлогению является его монография, посвященная исследованиям геологического строения, тектоники и петрологии магматических пород, генезиса скарново-железородного, сульфидно-арсенидно-кобальтового, алунитового, алунитово-пиррофиллитового и других типов оруденения Дашкесанского рудного района (Кашкай, 1965).

С шестидесятых годов прошлого столетия в Узбекистане проводится петрологическое изучение зон вторичных кварцитов, являющихся продуктом фумарольно-сульфатарной деятельности, и проведена оценка их на глинозёмистое сырьё. В последние годы сотрудниками лаборатории петрологии Института геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева Академии наук Республики Узбекистан по гранту 113-00 Фонда поддержки фундаментальных исследований АН РУз проведено исследование «обеленных» зон вулканитов, сопряженных с золото-серебряным оруденением Чаткало-Кураминских гор Среднего Тянь-Шаня. Ниже приведены основные итоги этих работ.

В Чаткало-Кураминском регионе широко распространены так называемые «зоны обеления или осветления», сложенные монакварцитами, алунитовыми, пиррофиллитовыми, каолинит-монтмориллонитовыми и серицитовыми породами (рис.1). На площадях активной фумарольно-сульфатарной деятельности известны месторождения золота и серебра, пространственно сопряженные с вторичными кварцитами и аргиллизитами, связанными с проявлением средне-верхнекарбонového вулканизма (Антонов, 1971; Арапов, 1983; «Геология...», 1998; Жариков и др., 1998; Исламов, 1997; Коржаев, 1976). По мнению А.Е.Антонова (1971), существует структурный контроль вулканическими аппаратами андезитовой формации ($C_{1,2}$) – алунитового, андезидацитовой формации ($C_{2,3}$) – золото-сульфидного и риолитовой формации (Р-Т) – серебро-полиметаллического оруденения. Петрологическая, минералого-геохимическая и временная связи различных типов месторождений (Al, Au, Ag, Te и др.), окolorудных метасоматитов с конкретными этапами и фазами магматизма до сих пор остаются нераскрытыми. Известны отрывочные сведения о формировании крупных золоторудных месторождений (Кочбулак) в интервале 317-244 млн.лет, что соответствует времени между средним карбоном и ранним триасом (Жураев, 1998; Исламов, 1997; Коваленкер и др., 1997; Томсон, Поляков, 1978). Это совпадает с собственно орогенным - батолитовым этапом (C_2-C_3) и этапом малых порфировых интрузий (C_3-P) развития магматизма в Чаткало-Кураминском регионе (Абдуллаев и др., 1958). Установленная последовательность формирования оруденения свидетельствует о полистадийности

образования зон обеления и размещенных в них руд. Так, абсолютный возраст пород, слагающих субсогласные межформационные пластообразные осветленные оруденелые тела, соответствует C_2-C_3 (307-299 млн.лет), секущие жильные рудные (Au, Ag, Te и др.) – C_3-P_1 (301-276 млн.лет) и трубчатые эксплозивные рудные (Au, Ag, Te, Sn и др.) тела – P_1 (263 млн.лет). Наличие в некоторых вторичных кварцитах наряду с кварцем, серицитом, каолинитом, пиррофиллитом андалузита и диаспора свидетельствует о термальном воздействии на них более поздних магматических процессов. Для региона в целом геологический возраст обеления, обусловленного магматическим фактором, определяется довольно отчетливо. Вторичные кварциты месторождений Акташ и Аксагата образованы по андезитам среднего карбона. В Акташе они термально метаморфизованы Оясайским интрузивом лейкократовых гранитов пермского возраста. Следствием его воздействия является развитие во вторичных кварцитах диаспора, андалузита, корунда, турмалина и дномортьерита. На месторождении Аксагата зоны обеления перекрываются кислыми вулканидами пермского возраста и пересекаются дайками слюдяных лампрофиров и жилами кварца, содержащими вкрапленность сульфидов (пирита, галенита). На Гушсай-Кочбулакской площади зоны обеления развиты по андезитам (C_2), эксплозивным брекчиям и экструзивным телам трахидацитов (C_3). Судя по развитию мощных сульфидных жил во вторичных кварцитах, обелению и сульфидизации в граносиенит-порфирах (P_1) и пересечению их дайками диабазов, предполагается, что здесь в позднекарбонново-раннепермское время происходил более «молодой» процесс обеления. Он сопутствовал формированию основных запасов руд в трубчатых телах. Ранее образованные зоны вторичных кварцитов могли служить экраном и дополнительным источником рудогенных элементов и серы.

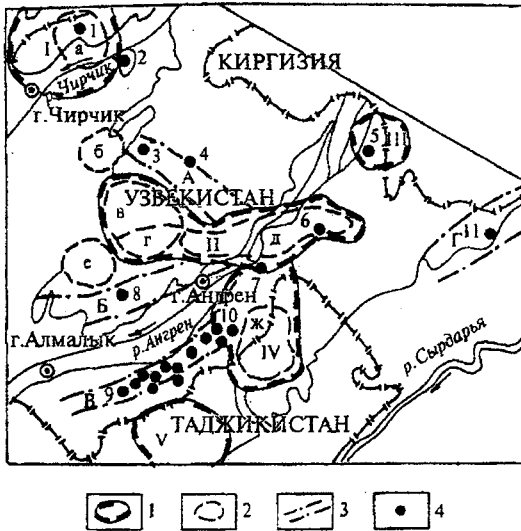


Рис. 1. Схема размещения позднепалеозойских вулканотектонических структур (по А.Е.Арапову, 1983; П.Коржаеву, 1987) и проявлений вторичных кварцитов (по «Эндогенные...», 1968; Е.Завьялову, 1974) в Чаткало-Кураминском регионе.

1 – мульды проседания: I – Каржантауская, II – Камчикская, III – Кугалинская, IV – Лашкерекская, V – Адрасманская; 2 – кальдеры: а – Оясайская, б – Майгашканская, в – Кызылнурунская, г – Чильтенская, д – Бабайтаудорская, е – Карабашская, ж – Акшуранская; 3 – грабены: А – Тереклинский, Б – Шаваз-Дукентский, В – Алмалыкский, Г – Гавасайский; 4 – месторождения и проявления

алунита (цифры на рисунке): 1 – Акташское, 2 – Ализарское, 3 – Аксагатинское, 4 – Зиннан-Тереклинское, 5 – Кугалинское, 6 – Суппаташское, 7 – Джервашинское, 8 – Акчинское; Алмалык-Ангренские зоны обеления с месторождениями: 9 – Ургаз, 10 – Гушсай; 11 – Гавасайское

Золотое оруденение – полихронное, а для площадей размещения промышленных месторождений золота представляется их связь с магматическими породами известково-щелочного и субщелочного рядов C_2 - P_1 возраста (Коваленкер и др., 1997; Кременецкий и др., 1996).

Многочисленны и бесспорны факты формирования на позднепалеозойском этапе развития региона сначала нормального гомодромного ряда вулканогенных пород (базальт-андезит-дацит-риодацит), а затем субщелочного ряда (трахибазальт-трахиандезит-трахидацит-риолит). Их пространственная совмещенность в пределах локальных площадей, особенно вулканических кальдер и грабенов, регионально проявлена, но не достаточно изучена. В пределах вулканоструктур отмечается широкое развитие пород в основном андезитовой (C_2) и андезидацитово-иоцитово-риолитовой ($C_{2,3}$) формаций и сопряженных с ними вторичных кварцитов (рис. 1), несущих признаки формирования в результате фумарольно-сульфатарной и гидротермальной деятельности экструзивного вулканизма (Гушсайское месторождение алунита и золото-серебряные месторождения Кочбулак и Кайрагач). Эти обеленные породы сложены в основном кварцем, халцедоном, серицитом, алунитом, пирофиллитом, каолинитом, дикситом, иногда гетитом и ярозитом, спорадически присутствуют сульфиды железа, меди, цинка и др. Выделяются нижеследующие фации вторичных кварцитов: монокварцевая, корундовая, андалузитовая, диаспоровая, алунитовая, пирофиллитовая, каолинитовая и серицитовая. Переход от пропилитов к вторичным кварцитам происходит через серицитовую (аргиллизитовую) фацию. В покровных телах вторичные кварциты сверху вниз последовательно сменяются аргиллизитами и пропилитами. Вертикальная зональность в самих вторичных кварцитах выражена неотчетливо. Вторичные кварциты, образованные при фумарольно-сульфатарной деятельности, связанной с образованием андезитовой формации и при более поздних магматических явлениях, трудно различимы, если они совмещены в пределах одних (возрожденных) вулканических кальдер. Типы метасоматитов и их минеральные ассоциации, характерные для золото-серебряных месторождений, приведены в таблице 1. Анализ её показывает, что во вторичных кварцитах отсутствует пирофиллит, присутствуют минералы, характерные для формации гидротермальных аргиллизитов (серицит, каолинит), а в аргиллизитах есть ассоциация минералов, свойственная формации березитов (кальцит, анкерит, пирит, серицит), кварц-полевошпатовых метасоматитов (КПШ), пропилитов (адуляр) и даже грейзенов (мусковит). Эти данные указывают на наложенный характер процессов кислотного метасоматоза, сопровождавшего золотое оруденение, на ранее образованные вторичные кварциты и сульфатарные аргиллизиты. Отмеченное многими исследователями снижение с глубиной сульфидности руд золото-серебряных месторождений мы объясняем сменой на их нижних уровнях алунитовых кварцитов – источников части серы сульфидов – гидротермальными аргиллизитами и березитами.

Таблица 1

Минеральные ассоциации метасоматитов эпитеpмальных
золото-серебряных месторождений Кураминской зоны

Метасоматические фации и формации	Внешних зон	Внутренних зон	Рудные формации и месторождения
Дорудные			
Пропилиты. Фации: серицитовая, <u>альбитовая, карбонат-хлоритовая, эпидотовая</u>	<u>Альбит, эпидот, хлорит, серицит, кальцит</u>	В жилах кальцит, <u>эпидот</u>	Все золоторудные поля
Вторичные кварциты. Фации: <u>монокварцевая, альбитовая, диаспоровая, каолиниговая, серицитовая</u>	<u>Кварц, алунит, каолинит, серицит, пирит</u>		Все рудные поля
Рудосопровождающие			
Аргиллизиты. Фации: <u>кварц-серицитовая, кварц-гидрослюдисто-каолиниговая</u>	<u>Кварц, гидрослюда, серицит, анкерит, кальцит, мусковит, калиевый полевой шпат, апатит, пирит.</u> В жилах <u>кварц, карбонат</u>	<u>Кварц, гидрослюда, серицит, карбонаты, мусковит, калиевый полевой шпат, апатит, пирит и др. сульфиды.</u> В жилах <u>кварц, адуляр, пирит, серицит</u>	Золото-теллуpовая (с селеном). Месторождения: Кочбулак, Кайрагач, Гульдрама, Самарчук, Каульды
Околорудные			
Березиты. Фации: (по Г.Е.Завьялову) те же, что в аргиллизитовой формации	<u>Карбонат, серицит, кварц, пирит.</u> В жилах <u>кальцит, кварц</u>	Кварц, серицит, мусковит, пирит. В жилах кварц, анкерит	Золото-теллуpовая (с селеном). Месторождения Кочбулак, Кайрагач. Золото-мышьяковая. Месторождение Кызылалма
Кварц-полевошпатовые метасоматиты	<u>Альбит, калиевый полевой шпат, хлорит, кварц (серицит, мусковит, гидрослюда, кальцит, актинолит, эпидот, гранат, волластонит).</u> В жилах <u>калиевый полевой шпат, кварц, хлорит</u>	Кварц, ортоклаз, адуляр, альбит, эпидот, хлорит, актинолит, пироксен, волластонит, гранат, анкерит, серицит, биотит, гематит	Золото-серебряная. Месторождение Чадак

Примечание. Таблица составлена по данным Ф.И.Исламова, Г.Е.Завьялова, В.А.Коваленкера, Р.И.Конеева, В.Л.Русинова. Нами подчеркнуты минеральные парагенезисы и фации, типоморфные для формации согласно характеристике типов метасоматических пород по В.А.Жарикову и др. (Жариков и др., 1998).

Эксплозивные, экстррузивные и субвулканические породы верхнего карбона – нижней перми Гушсай-Кочбулакской площади являлись средой и фактором возникновения более поздних зон обеления. Химический состав исходных пород соответствует главным петротипам – андезитам, дацитам, трахиандезитам и трахидацитам.

Покровы кристаллокластических эксплозивных брекчий трахидацита назывались разными авторами «туфолавами», «игнимбритами», «кристаллокла-

стическими порфиритами», «кварцевыми диоритовыми порфиритами», «литокристаллокластическими туфами», «кристаллокластическими экструзивными игнимбритами» и др. (Антонов, 1971; Далимов и др., 1971; Ткачев, Катъшев, 1971). На Гушсай-Кочбулакской площади – это массивные породы с характерным фиолетовым оттенком и витрокластической структуры. Порфиновые выделения и обломки минералов резко преобладают над стекловатой основной массой пород. Крупные фенокристы относятся к серицитизированному плагиоклазу и частично корродированным кварцу и калишпату. Мелкие выделения представлены амфиболом и биотитом. Характерно резкое преобладание биотита над роговой обманкой. Это практически слюдяные трахидациты. Пирокластическая часть породы имеет состав (%): плагиоклаз – 23, кварц – 14, калиевый полевой шпат (микропертит) – 12, биотит – 5, рудный минерал – 2.

Жерловая фация трахидацитов слагает гиабиссальные, экструзивные, субвулканические тела, имеющие форму штоков, силлов, даек и главным образом скрытых трубок взрывов (Хамрабаев и др., 2000). Они наиболее распространены в Кочбулаке и Гушсае. Эталонными типами пород являются литокристаллокластические автомагматические брекчии трахидацита, состоящие из относительно крупных обломков плагиоклаза – от альбита до лабрадора (25-30%), калиевого полевого шпата и кварца (менее 10-15%), биотита (8-10%), авгита и голубовато-зеленого амфибола с $C:N_{g} = 25^0$ (1-1,5%). Мелкие обломки (около 50% объема породы) представлены серицитизированным и карбонатизированным плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, роговой обманкой и чешуйками биотита (4%), которые погружены в стекловатую массу. Наблюдаются округлые шаровидные выделения (5-6%) рудного минерала – магнетита. Более мелкие такие включения есть в калиевом полевым шпате и кварце (табл.2). Кварц корродируется стеклом и также содержит включения рудного минерала (0,1-0,5 мм). На микрозонде (табл.3) установлено наличие халькопирита и золота, содержащего теллур (4,02%). Акцессорные минералы представлены С1-апатитом, цирконом, титанитом и баритом. Стекло проникает по трещинам в плагиоклаз. Зерна плагиоклаза, амфибола и биотита резорбированы стеклом основной массы. Химический состав стекла – кремнещелочной с преобладанием калия над натрием около двух раз. В нем присутствует также примесь железа, марганца, фосфора и бария.

Эксплозивные брекчии трахидацитов (С₃) являются спекшимися туфами, образованными при игнимбритовых извержениях, и залегают в виде покровов, перекрывающих андезиты (С₂). Наблюдаемые в этих породах в виде субвулканических тел и трубок пирокластические (магматические) брекчии образованы в результате скрытых взрывов в магматической камере, по пути внедрения и на месте становления. Они отнесены нами к автомагматическим брекчиям, в понимании Е.Б.Яковлевой (1972). Обе разновидности пород близки по минеральному составу кристаллокластического материала и цементирующего его стекла. Резкое их отличие выражено как в форме залегания, так и в насыщенности автомагматических брекчий обломками чужеродных и родственных включений, в основном андезитов, размеры которых колеблются

от мелкообломочных до глыбовых в центральных частях субвулканических тел. Кроме них, наблюдаются и сравнительно мелкие кусочки плагиобазальтов, хлоритизированных монцодиоритов и кварцитов. На правобережье р.Ангрэн (северо-восточная часть Шаваз-Дукентского грабена) в автомагматических брекчиях, по составу отвечающих андезидацитам, обломки чужеродных пород частично оплавлены, имеют изометричную и остроугольную форму (от 0,5 мм до 20 см). Представлены гнейсами, песчаниками, сланцами, андезитами, сиенодиоритами, гранодиоритами, порфиroidными гранитами, долеритами, мегаплагиофировыми базальтами, вторичными кварцитами и кварцем (Ткачев, Катышев, 1971).

Таблица 2

Состав магнетитов и титаномагнетитов автомагматических брекчий трахидацитов и аргиллизированных граносиенит-порфиров Гушсай-Кочбулакской площади (по данным микрозондового анализа, в %)

Номер п/п	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
1	Магнетит	2,21	2,66	2,20	88,04	0,54	1,21	0,37	0,10	0,17	0,43	0,18	98,12
2	Магнетит	1,01	1,53	0,19	96,09			0,16			0,18		99,15
3	Ti-магнетит	0,28	16,53	0,86	80,45	1,47					0,35		99,94

Примечание. 1, 2 – из трахидацитов; 3 – аргиллизированных граносиенит-порфиров.

Таблица 3

Состав аксессуарных сульфидных минералов автомагматических брекчий трахидацитов и аргиллизированных граносиенит-порфиров Гушсай-Кочбулакской площади (по данным микрозондового анализа в %)

№№ п/п	Минерал	Fe	Cu	Pb	Zn	Bi	As	Au	Ag	Se	Te	Sb	Ni	Co	Cd	S	Сумма
1	Пирит в титаномагнетите	44,96														55,04	100,00
2	Сфалерит	12,84			51,92										0,04	35,19	100,00
3	Галенит			87,06					0,05	0,16						12,73	100,00
4	Халькопирит	30,65	32,57													36,79	100,00
5	Халькопирит	28,02	37,81													34,16	100,00
6	Сульфвисмутин свинца			40,74		41,67			1,42		0,21					15,96	100,00
7	Арсенопирит	33,21	0,003				46,695	0,017				0,018	0,002	0,128		20,284	100,357
8	Арсенопирит	33,275					45,332	0,007			0,011	0,040	0,001	0,019		20,233	98,918
9	Золото в ортоклазе							86,86			4,02					9,12	100,00

Примечание. 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8 - из аргиллизированных граносиенит-порфиров; 5, 9 - трахидацитов.

Общее количество пирокластического материала составляет около 50%. Образование большого количества обломков можно объяснить следствием обильного отделения от магм флюидных компонентов (H_2O , CO_2 , S, Cl, F), накопление которых приводит к взрывному магматизму с катастрофическими взрывами, переносом и выбросами огромного количества обломочного материала и частиц магмы (стекла). Существенная потеря расплавами летучих и рудных компонентов происходит не только при извержениях вулканов, но и при дегазации в магматических камерах (Коваленко и др., 2000; Хамрабаев, 2000).

По результатам гравиметрических исследований, предполагается наличие в глубинных частях Кочбулака и Гушсаея крупного интрузива кислого состава (экструзивного купола ?), к выступам и краевым частям которого приурочено золото-серебряное оруденение (Антонов, 1971; Жураев, 1998; Исламов, 1997; Коваленко и др., 1997). По наличию субвулканических тел, штоков и даек трахидацитов и граносиенит-порфиоров, находящихся в тесном сопряжении с рудными телами, предполагается, что купол сложен именно этими породами. Его ответвления прорывают андезиты среднего карбона, покровные взрывные брекчии трахидацитов верхнего карбона, а сами пересекаются более поздними дайками диабазов.

В граносиенит-порфирах (C_3-P_1) на фоне стекловатой основной массы находятся порфировые выделения пироксена (авгит), биотита, плагиоклаза (олигоклаз, андезин), натриево-калиевого полевого шпата и изометричные зерна кварца. Все фенокристы несут следы резорбции и оплавления расплавом. Основная масса сложена натриево-калиевым полевым шпатом, кварцем и стеклом. Порода характеризуется обилием аксессуарных и рудных минералов. Среди аксессуарных примечательно частое присутствие монацита, церийсодержащего апатита, урано-торита, среди рудных – ванадийсодержащего титаномангнетита, халькопирита, сфалерита, галенита, сульфовисмутита (?) и арсениопирита, который заключен в стекло и содержит благородные металлы и теллур (табл. 3). В гидротермально аргиллизированных (обеленных) участках порода превращается в тонкозернистый агрегат из серицита, кварца и каолинита. В поверхностных (верхних) частях выступов обеленных пород вторичные кварциты и аргиллизиты приобретают кавернозный облик с многочисленными пустотками выщелачивания.

Большой научный и прикладной интерес представляют результаты анализов некоторых рудных минералов (табл. 3) вулканитов и продуктов их изменения (обеления). Это наличие в стеклах пород золотосодержащего арсениопирита и самородного золота в ортоклазе. Возникает вопрос: что является здесь первичным, магматическим, а что вторичным, наложенным – постмагматическим? О первичной магматической природе золотоносного арсениопирита свидетельствует то, что этот минерал включен в вулканическое стекло и образован в восстановительной среде. Правда, здесь возникает другой вопрос, на который сейчас трудно ответить – как мог образоваться арсениопирит в высокотемпературном магматическом расплаве? Что касается самородного золота, включенного в ортоклаз, он может быть и магматиче-

ским и постмагматическим. О его, скорее, постмагматической природе говорит высокое (4,02%) содержание в нем теллура. Таково, например, самородное золото в рудных телах Кочбулакского месторождения. Вероятно, такой же генезис имеет вновь установленный «свинцовый сульфовисмутин» (Pb - 40,74%; Bi - 41,67; S - 15,96%), содержащий заметные количества серебра (1,42%) и теллура (0,21%). Известно, что для Кочбулакского золоторудного месторождения наряду с теллуром висмут и серебро – характерные компоненты. Выявленные рудные включения в породах имеют частью магматический и (большой!) частью постмагматический генезис. Однако в обоих случаях они – продукты магматической деятельности верхнего палеозоя и находятся в соответствии с геохимическими особенностями золото-серебряной минерализации, развитой в регионе и, следовательно, – прямой вещественный критерий потенциальной рудоносности расплавов (Хамрабаев, 1969).

Выводы

1. Главным фактором образования обеленных пород региона является магматический как в эффузивной, так и интрузивной формах. Устанавливаются два этапа алунит-пирофиллитового обеления, связанного со средне-карбово-раннепермским андезитовым и трахидацитовым эксплозивно-экструзивным магматизмом. О наличии подобных образований с более древними (девонскими) магматическими комплексами пока нет убедительных данных.

2. Магматические породы среднего карбона и перми, подвергшиеся метасоматическому обелению, обладавшие высокой калиевостью, обогащенностью барием и ванадием, характеризовались также первичной (потенциальной) металлоносностью (золото, серебро, мышьяк, теллур, селен и другие металлы), фиксированной в пороодообразующих минералах и вулканическом стекле. Она далее отчетливо проявляется в обеленных породах и рудных скоплениях.

ЛИТЕРАТУРА

- АБДУЛЛАЕВ Х.М., АДЕЛУНГ А.С., ВОРОНИЧ Т.М. и др., 1958. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, 289 с.
- АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1997. Особенности медно-порфирового оруденения различных тектоно-магматических режимов Малого Кавказа. В сб.: Материалы международного научного симпозиума «Геодинамика и принципы палеотектонических реконструкций». Ташкент, 145-147.
- АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1998. Плутоногенно-триединые процессы контактово-термального метаморфизма, скарнового рудогенеза и медно-порфирового оруденения (на примере Малого Кавказа). Докторская дисс. в виде науч. доклада. Баку, 62 с.

- АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 2000. Ещё раз к проблеме «пространство» в петрологии: что происходит с огромной толщей пород, место которой занимает магма? Материалы научной конференции по проблеме «Петрология и рудоносность магматических формаций складчатых областей». Ташкент, 11-15.
- АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 2003а. Закономерности проявления «рудно-магматических систем» на фоне тектоно-магматического развития Малокавказской эвгеосинклинали. Труды Международной научно-практической конференции «Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геолого-разведочных работ». Ташкент, 74-77.
- АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 2003б. Причинно-генетическая связь плутоногенно-триедных процессов контактово-термального метаморфизма, скарнового рудогенеза и медно-порфинового оруденения с деятельностью «рудно-магматических систем» мезокайнозоя (Малый Кавказ, Азербайджан). Труды Международной научно-практической конференции «Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ». Ташкент, с.171-173.
- АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 2003в. Многофакторная генетико-петрологическая модель термального метаморфизма в ореолах интрузий различной кремнекислотности (Малый Кавказ, Азербайджан). Труды Международной научно-практической конференции «Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ». Ташкент, 173-175.
- АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 2005а. Рудоно-метасоматические образования Малого Кавказа и общие принципы их генетико-формационной систематики. Материалы международной конференции. Ташкент.
- АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 2005б. Геолого-генетические модели кальциевого скарнообразования. Конвергенция кальциевого скарнообразования (на примере Малого Кавказа). Материалы международной конференции. Ташкент.
- АНТОНОВ А.Е. 1971. О вулканогенных формациях Центральной части Кураминского хребта и их рудоносности. Геология и рудоносность Узбекистана. Ташкент, 24-28.
- АРАПОВ В.А. 1983. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Ташкент, 256 с.
- ВАСИЛЬКОВСКИЙ Н.П. 1952. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, 304 с.
- ГЕОЛОГИЯ АЗЕРБАЙДЖАНА, т. III. Магматизм. Гл. редактор Али-Заде А. 2005. Баку, 433 с.
- ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН. Ташкент, 1998. 723 с.
- ДАЛИМОВ Т.Н., ГАНИЕВ И.Н., ШПОТОВА Л.В., КАДЫРОВ М.Х. 1993. Геодинамика Тянь-Шаня. Ташкент, 203 с.
- ДАЛИМОВ Т.Н., КУСТАРНИКОВА А.А., ЯРМУХАМЕДОВ А.Р. и др. 1971. Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент, 286 с.
- ЖАРИКОВ В.А., РУСИНОВ В.Л., МАРАКУШЕВ А.А. и др. 1998. Метасоматизм и метасоматические породы. Научный мир, М., 489 с.

- ЖУРАЕВ А.Ж. 1998. Основные золотые и золотосодержащие системы Кураминской зоны (на примере Кочбулакского рудного поля). Узб.геол.журнал, 4, 73-83.
- ЗАВЬЯЛОВ Г.Е. 2000. Метасоматиты золоторудных районов Кураминской зоны и их поисковое значение. Geologiya va mineral resurslar, 5, 24-29.
- ИСЛАМОВ Ф.И. 1997. Формационные типы вулканогенных золото-серебряных месторождений палеозойских вулканогенных поясов, критерии их поисков и прогнозирования (на примере Бельтау-Кураминского вулcano-плутонического пояса). Автореф. дисс. докт.г.-м.наук. Ташкент, 49 с.
- КАШКАЙ М.А. 1965. Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. Недра, М., 888 с.
- КОВАЛЕНКЕР В.А., САФОНОВ Ю.Т., НАУМОВ В.Б., РУСИНОВ В.Л. 1997. Эпитермальное золото-теллуридное месторождение Кочбулак (Узбекистан). Геология рудных месторождений, т.39, 2, 127-152.
- КОВАЛЕНКО В.И., НАУМОВ В.Б., ЯРМОЛЮК В.В., ДОРОФЕЕВА В.А. 2000. Летучие компоненты (H_2O , CO_2 , Cl, F, S) в магмах среднего и кислого состава различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол. Петрология, т. 8, 6, 586-619.
- КОРЖАЕВ В.П. 1976. Пермские экструзии хребта Каржантау и связанное с ними оруденение. Узб. геол.журнал, 4, 80-84.
- КРЕМЕНЕЦКИЙ А.А., МИНЦЕР Э.Ф., ИСЛАМОВ Ф.И. 1996. Эволюция рудно-магматических систем – основа прогноза, поисков и оценки золото-редкометалльных месторождений. Разведка и охрана недр, 8, 29-34.
- ЛЕ-БА М., ШТРЕКАЙЗЕН А.Л. 1991. Систематика магматических пород Международного союза геологических наук. Зап. ВМО, 4, Ч. СХХ, 1-20.
- МЕНЯЙЛОВ И.А., НИКИТИНА Л.П., ШАЙАРЬ В.Н. 1980. Геохимические особенности эксгаляции Большого Толбачинского трещинного извержения. Наука, М., 234 с.
- МИРХОДЖАЕВ И.М., ТКАЧЕВ В.Н. 1998. Вулканогенная формация верхнего палеозоя (учебное пособие). Ташкент, ТГТУ, 152 с.
- МУСИН Р.А. 1970. Формации рудных метасоматитов и металлогенические особенности Алмалыкского района. Ташкент, 211 с.
- НАКОВНИК Н.И. 1968. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., Недра, 335 с.
- РАФИКОВ Я.М., ШАНИН С.В. 1996. Новые данные о геологическом строении и возрасте вулканитов наadakского комплекса Шаваз-Дукентского грабена (Срединный Тянь-Шань). Узб. геол. журнал, 3, 56-63.
- ТКАЧЕВ В.Н., ИСЛАМОВ Ф.И., РАФИКОВ Я.М. и др. 1998. Рабочая опорная легенда палеозойских образований крупномасштабной государственной геологической карты Кураминского горно-рудного района. Узб.геол.журнал, 3, 3-16.
- ТКАЧЕВ В.Н., КАТЫШЕВ Н.П. 1971. Субвулканические фации пород акчинской свиты, развитые в бассейнах саев Акча, Лояк и Гульдурاما (Кураминская зона). Магматизм, вопросы минералогии и геохимии Чаткало-Кураминского региона. Ташкент, 71-76.

- ТОМСОН И.Н., ПОЛЯКОВ О.П. 1978. Об этапах формирования вулканогенного оруденения в Чаткало-Кураминском регионе в свете данных абсолютной геохронологии. Геохимия, 8, 1258-1262.
- ХАМРАБАЕВ И.Х. 1969. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, 212 с.
- ХАМРАБАЕВ И.Х. 2000. Важнейшие аспекты современных проблем петрогенезиса и рудогенезиса. Geologiya va mineral resurslar, 2, 3-11.
- ХАМРАБАЕВ И.Х., КУСТАРНИКОВА А.А., РАХМАНОВ К.А., УЗАКОВ Х.У. 2000. озднепалеозойские субщелочные и щелочные вулканогенные породы Узбекистана. Geologiya va mineral resurslar, 4, 3-10.
- ХАМРАБАЕВ И.Х., НАСЫРОВА Г.И., КОЗЛОВ В.В. 1998. О механизме взаимодействия магматических расплавов с вмещающими породами, Узб.геол.журнал, 1, 24-34.
- ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ Узбекистана. Т. II. 1968. Ташкент, 234 с.
- ЯКОВЛЕВА Е.Б. 1972. О генезисе автомагматических брекчий. Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1, 51-56.

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗВИТИЯ ПРИКЛАДНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

А.И.Кривцов

ЦНИГРИ

117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корпус 1

Кривцов А.И. Актуальные проблемы развития прикладной металлогении. Проанализировано современное состояние прикладной металлогении. Рассмотрены актуальные проблемы ее развития, включая отсутствие общности действий различных научных школ, информационный разрыв между поколениями исследователей, несоблюдение уже созданных терминологических норм. Показана роль прикладной металлогении в решении прагматических задач текущего и будущего минерально-сырьевого обеспечения человечества, в рамках которого определены две главные тенденции: постепенное снижение содержаний металлов в рудах новых вовлекаемых в эксплуатацию месторождений и увеличение глубины поисковых работ для обнаружения объектов, значительно удаленных от дневной поверхности. На конкретных примерах проиллюстрировано теоретическое и прикладное значение построения моделей рудообразующих систем с количественным описанием: источников рудного вещества, транспортирующих агентов и необходимой энергии; транспортировки носителей рудного вещества, областей их разгрузки и рудонакопления. Показано, что эффективность поисков скрытых месторождений зависит от достижений прикладной металлогении в сфере выявления признаков надрудных частей рудообразующих систем.

Krivtsov A.I. Actual problems of applied metallogeny. Up-to-date state of applied metallogeny is analysed including its development actual problems such as absence of the community in the various scientific schools activities, information gap between researcher generations and non-observance of technological standards which had already been established before. An important role of applied metallogeny in solution of pragmatical problems of current and future supply of mankind with mineral resources is shown. Besides, the two main tendencies are defined here: 1) a gradual decrease of the metals content in the new deposits involved into operation and increase of the prospecting depth to discover an objects considerably moved away from the day surface. An applied and theoretical meaning of the ore-forming systems modeling is illustrated on the concrete example with quantitative description of ore matter springs, transporting agents and necessary energy; ore matter carriers transportation, their unloading and accumulation areas. It is shown that the effectiveness of the concealed deposits prospecting depends on applied metallogeny achievements in the field of revealing an indication of the ore-forming system's supra-ore parts.

Krivtsov A.İ. Tətbiqi metallogeniyanın inkişafının aktual problemləri. Məqələdə tətbiqi metallogeniyanın müasir vəziyyəti təhlil edilməklə müxtəlif elmi məktəblərin fəaliyyətində birliyin olmaması, tədqiqatçı nəsillər arasında informasiyanın pozulması, yaranmış terminoloji normalara riayət edilməməsi nəzərə alınmaqla onun inkişafının aktual problemləri işıqlandırılır. Bəşəriyyətin cari və gələcək mineral-xammal təminatının praqmatik məsələlərinin həllində tətbiqi metallogeniyanın rolu göstərilməklə iki başlıca tendensiya müəyyənləşdirilmişdir: a) yenicə istismara cəlb olunmuş yataqların filizlərində metalların miqdarının tədricən azalması və b) yer səthindən xeyli aralıda yerləşən obyektlərin aşkar edilməsi üçün axtarış işlərinin dərinləşdirilməsi. Filizmələgəlmə sistemlərinin miqdarı modellərinin qurulmasının nəzəri və tətbiqi əhəmiyyəti konkret misallarla nümayiş etdirilir: filiz maddəsinin mənbəsi, onun nəqlədiçi agentləri və zəruri enerji mənbəsi; filiz toplanılmasının maddəsi daşıyıcılarının nəqlinin, onların boşaldılma sahələrinin və filizin miqdarı təsviri verilir. Göstərilir ki, gizli yataqların axtarışının effektivliyi tətbiqi metallogeniyanın filizmələgətmə sistemlərinin filizüstü hissələrinin əlamətlərinin aşkar edilməsi sahəsindəki nailiyyətlərindən asılıdır.

Среди наук о Земле прикладная металлогения выделяется, в первую очередь, наибольшей приближенностью к решению прагматических задач текущего и будущего минерально-сырьевого обеспечения человечества в силу существенно-го влияния достижений этой отрасли естественно-научной сферы на успехи геологоразведочных работ и их результативность. Прямые и обратные связи между металлогеническими (прикладными) построениями и практикой их использования создают объективные предпосылки для постоянного взаимного развития и совершенствования. Успехи поисковых работ, накопленные в последние десятилетия, во многих странах мира создали иллюзорное впечатление о неисчерпаемости выявленных богатств недр и легкости новых открытий. Вследствие этого прикладная металлогения, как и геология вообще, постепенно оказалась в состоянии «наказания за успехи», потеряв значительную часть общественного признания и внимания, включая и экономические стимулы развития.

Даже в проблеме сбалансированного развития человечества и интенсификации процессов глобализации прикладная металлогения и геологоразведочные работы вместе оказались в тени экологии, экономики, социологии. К тому же само геологическое сообщество не проявляет должной общественной активности, как бы признав рожденное в собственной среде положение о завершении «золотого века» геологии.

В этой ситуации более чем странным кажется высказывание, опубликованное в газете «Поиск» от 20 января 2006 г. «Геология в последние годы наконец-то стала «логией», т.е. наукой. Долгое время это была геогнозия – описание увиденного – полунаука, полуйскусство. Говорили: сколько геологов, столько и мнений. Ничего подобного! За рубежом, где отбор достаточно жесткий, плохих геологов практически не осталось (*a u нас?*), поэтому на каждом обнажении или одно мнение, или не хватает данных, чтобы его составить, неоправданные предположения редки».

Получается, что российских плохих геологов осталось больше, из-за чего нет единства мнений. Поскольку неоправданных предположений в отечественной геологии еще много, то она по-прежнему находится в стадии полунауки, полуйскусства. Однако ничего страшного в этом нет, так как в геологии вообще очень много непознанного, а в реальной практике геологоразведочных работ обычна необходимость принятия решений в условиях недостаточной определенности. Этому, в частности, отвечает использование в прогнозных построениях теории размытых множеств (Бугаец и др.).

Недостаточность необходимой «научности» прикладной металлогении на современном ее этапе определяется среди прочего отсутствием общности действий различных школ, информационным разрывом между разными поколениями, несоблюдением уже созданных терминологических норм и некорректностью использования как металлогенических, так и сопряженных понятий.

Многие годы Межведомственный совет по рудообразованию, руководимый В.И. Смирновым, периодически проводил общесоюзные металлогенические совещания, на которых обсуждались наиболее актуальные проблемы ме-

таллогении, фиксировались достижения и определялись приоритеты дальнейшего развития в форме решений и рекомендаций. По итогам совещаний издавались сборники ключевых докладов «Закономерности размещения месторождений». Эта традиция в настоящее время оказалась забытой. По итогам ряда частных конференций и совещаний с избыточно широкими названиями издаются тома тезисов, не связанных какими-либо смысловыми и гносеологическими основами. Само слово «закономерности» практически исчезло даже из названий статей, вероятно, как следствие реализации принципов распределенной или рассеянной ответственности (безответственности).

Хорошо известно, что основу любой науки составляет ее язык – общепринятые термины и понятия, без которых невозможно однозначное восприятие описываемых явлений и процессов. К сожалению, терминологический туман в металлогении все более сгущается не только за счет некорректного использования наиболее общих понятий, но и из-за эклектического употребления (в угоду моде) плейт-тектонических терминов, даже в тех случаях, когда требуется конкретное описание наблюдаемого геологического пространства (структурно-вещественных комплексов). Если так или иначе упоминаются гранитоиды, то их не делят по формационным и петрологическим принципам, а относят к коллизионным и постколлизионным. В итоге теряется содержательное описание геологического вещества, без чего невозможны достоверные и воспроизводимые генетические и металлогенические построения.

В начале 1990-х годов был издан словарь-справочник «Термины и понятия отечественного недропользования», недавно вышел «Российский металлогенический словарь» (2002), переведен и издан «Толковый словарь английских геологических терминов» (2002), но все это основной массой геологических авторов, «практикующих» в сфере прикладной металлогении, почти не используется, вследствие чего мы все меньше понимаем и поддерживаем друг друга. Странно читать в работе серьезного исследователя «оруденение представлено пятью месторождениями». Даже в солидных журналах появляется и закрепляется слово «сульфидизация» («класс сульфидов > 200 минералов»); свободно гуляют «рифтинги», «тектонизированные породы», «березитоиды», окварцованные породы называются вторичными кварцитами (вовсе не по Н.И.Наковнику) и т.д.

В описаниях месторождений становится все меньше наблюденной фактографии; часто трудно найти даже самые общие характеристики рудовмещающих пород, но зато описываются террейны, в которых находятся месторождения. Стало трудно отличать по содержанию статьи из «Геологии рудных месторождений» от статей из «Геохимии». Современные аналитические методы позволяют получать уникальные данные, но на их основе нередко формируются тривиальные для химии выводы о том, что тот или иной элемент переносился в хлоридной форме; даются пространные обоснования того, что рудоносные флюиды могут иметь двойственную природу. Очень многие генетические построения, направленные на объяснение того, *как* возникли месторождения, практически невозможно привлечь для решения задачи – *где* их искать. Лавина изотопных датировок создает ложное впечатление достижения геохроноло-

гической истины. При этом замалчивается то очевидное обстоятельство, что любое более или менее древнее месторождение испытало воздействие последующих тектоно-магматических событий, включая и флюидное воздействие на руды с неизбежным нарушением исходных изотопных равновесий. Для природного ядерного реактора Окло установлено три акта запуск – остановка; постоянство длительности суток и земных лет уже давно и квалифицированно опровергается.

Формации руд и рудные формации месторождений (первые – минеральные, вторые – металлогенические) нередко бессмысленно противопоставляются друг другу. Так, золоторудные месторождения обычно разделяются на золотокварцевые и золотосульфидные с теми или иными нюансами детализации. Золотокварцевые месторождения – это месторождения кварца, «загрязненного» золотом. А золотосульфидные – от колчеданных до медно-порфировых. Рудно-формационная систематика золоторудных месторождений требует (в интересах прикладной металлогении) введения дополнительной атрибутики, отражающей вмещающую среду и обстановки нахождения месторождений.

Рудно-формационный анализ в общей и прикладной металлогении – несомненное достижение отечественной геологической службы, долгие годы располагавшей уникальным фактографическим обеспечением. Классификация геологических формаций по роли в рудогенезе, принятая Алмаатинским металлогеническим совещанием по разработкам ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ГИН КазССР, требовала выявления комплекса признаков рудогенерирующих, рудоносных и рудовмещающих геологических формаций. В соответствии с этим в ИМРГЭ были начаты исследования по геохимии геологических формаций, которые уже по первым результатам показали свою значимость как для фундаментальных, так и для прикладных металлогенических (и не только) построений. Геохимические «портреты» геологических формаций важны для проблемы источников вещества, поисковой геохимии, объективных оценок исходного состояния среды обитания. Однако инициатива ИМРГЭ постепенно угасла не по вине исследователей, а преемственность не возникла.

В последние годы исследования в области прикладной металлогении оказались под интенсивным воздействием новых финансово-организационных форм в государственном секторе науки – гранты и госзаказы, которые по своей сути весьма далеки от возможности развития «безумных» идей (Н.Бор «Перед нами безумная идея; вопрос в том, настолько ли она безумна, чтобы стать верной».).

Система грантов, кроме избыточного изобилия формальностей и ориентации на заданный круг исследователей, обладает еще и жесткостью неписанных правил: «грантовзятцы» так или иначе ориентируются на научные позиции «грантодателей» и следуют соответствующими курсами. Индексы цитирования ограничивают свободу выбора путей исследования – надо ссылаться на того, на кого надо ссылаться, на те, а не на другие научные школы. Недавно родился злой анекдот о том, что в наше время очень просто создать «избранные труды» – взять базовую статью и приложить перечень грантов, по кото-

рым проходили ее различные версии.

В отраслевой геологической науке конкурсы на госзаказы в первую очередь ориентированы на обеспечение управляющих функций федеральных органов власти; работы в сфере рискованного научного поиска представлены буквально единицами, ставятся на короткие сроки и в целом не поощряются. Следует признать, что возможности фактографического обеспечения отраслевой науки существенно возросли с введением в Роснедра системы научно-методического обеспечения геологоразведочных работ. Однако обилие организационной работы, возлагаемой на исследователей, снижает возможности развития перспективных разработок. В ЦНИГРИ введена система работ по внутреннему плану с целью создания научного задела, но масштабы таких исследований вынужденно ограничены.

В «Долгосрочной государственной программе...», утвержденной МПР России в 2005 г., выделены научные приоритеты в сфере воспроизводства минерально-сырьевой базы до 2020 г., но они далеко не в полной мере реализуются в оперативных планах геологических научно-исследовательских работ. Министерство природных ресурсов России недавно создало научно-технический совет, а Роснедра – экспертно-научный совет. Остается надеяться, что это не просто уважительные жесты в сторону науки, а реальная возможность учета понимания ее современных реалий.

В решении проблемы устойчивого текущего минерально-сырьевого обеспечения и создания новых минерально-сырьевых баз в интересах будущих поколений определились два главных направления. Первое из них отражает постепенное снижение содержаний металлов в рудах новых месторождений, что пока еще допускают прогрессивные технологии добычи и переработки минерального сырья, не достигшие естественного энергетического барьера. Снижение значений промышленных содержаний некоторых металлов естественно сопровождается увеличением их запасов – появлением «убогих» по содержаниям, но уникальных по объемам горной массы «гигантов». Отметим, что в 2005 г. в мировых запасах золота (без ЮАР, КНР и РФ) 30% приходилось на месторождения с содержаниями Au от 0,3 до 1,0 г/т; больше 15% – > 1–2 г/т. В 11 зарубежных золоторудных месторождениях, отнесенных к сверхкрупным, учтено около 9740 т золота при его среднем содержании 1,24 г/т. На этих месторождениях руды, подлежащие извлечению, обладают объемом около 5 км³, что эквивалентно отвалам высотой 10 м, размещенным на площади свыше 500 км² (!). Напомним, что на одного человека в мире приходится около 2 га суши. Рано или поздно встанет вопрос о том, что дороже – золото или земля для отходов его добычи. Пока эта проблема решается под зонтиком глобализации путем переноса горнодобывающих предприятий из стран, достигших состояния постиндустриального развития в страны, только вступающие на путь собственно индустриального развития.

Весьма примечательно то важное обстоятельство, что значительная часть современной горнодобывающей промышленности обрабатывает не руды (в строгом смысле этого слова), а минерализованные породы. Весьма показательны в этом отношении золоторудные месторождения типа Карлин, которые

фактически «сделали» не геологи, а химики, научившиеся определять концентрации тонкодисперсного золота, и технологи, создавшие процессы массового кучного выщелачивания.

Д.Кукс с соавторами (2004) разделили 25 крупных месторождений медно-порфиrowого семейства по запасам меди на супергиганты (> 10 млн.т) и «бегемоты» (до 100 млн. т); по запасам золота – на гиганты (400-1200 т) и супергиганты (1200-2600 т). При этом в медных супергигантах и «бегемотах» содержания меди не превышают 0,75%, а в золотых концентрации Au не достигают 1 г/т (начиная от 0,1 г/т). Эти гиганты, супергиганты и «бегемоты» входят в конечные составляющие непрерывного ряда месторождений, начинающегося с запасов меди в первые сотни тысяч тонн, в связи с чем представляется сомнительной целесообразность выделения крупных и сверхкрупных месторождений в объекты особой научной проблемы.

В работе В.А.Дунаева (2006), обобщившего результаты исследований золотоносности железистых кварцитов КМА, показано, что по имеющимся оценкам прогнозных ресурсов золота многие железорудные месторождения должны относиться к весьма крупным, однако огромные массы таких руд содержат Au не более 0,05 г/т, которое недоступно для извлечения.

Несмотря на все изложенное, первой актуальной задачей прикладной металлогении остается прогноз скоплений рассеянной минерализации не только медно-порфиrowого и карлинского типа, но и принципиально новых.

Второе направление – увеличение глубины поисковых работ для обнаружения месторождений, значительно удаленных от дневной поверхности. Соответственно, эффективность поисков прямо зависит от достижений прикладной металлогении в сфере выявления признаков надрудных частей рудообразующих систем. За последние годы появились убедительные данные о том, что современные геотермальные поля отвечают зонам разгрузки ныне живущих рудообразующих систем. В островных обстановках выделены также участки их субмаринной разгрузки с частичным рудонакоплением. В рудообразующих системах геологического прошлого такие внешние зоны пока надежно не установлены, а прогнозно-поисковое значение рудно-магматических систем с комплексной металлогенией пока не оценено в должной мере. Этим определяются соответствующие задачи прикладной металлогении.

В 1989 г. в серии «Доклады советских геологов» к Вашингтонской (XXVIII) сессии Международного геологического конгресса (МГК) по инициативе и под редакцией академика В.И.Смирнова был издан сборник «Рудообразующие процессы и системы». Поскольку к этому времени Геологической службой США уже были разработаны описательные модели рудных месторождений, перед авторами были поставлены задачи создания гносеологических и методических основ теории рудогенеза для последующей их реализации в комплексных прогнозно-поисковых моделях. Эта задача была решена, сборник привлек внимание делегатов упомянутой сессии МГК, однако с течением времени принципиальные положения работы были весьма ограниченно развиты в отечественных исследованиях, что можно объяснить воздействием комплекса как объективных, так и субъективных факторов.

Рудообразующие системы в наиболее общем случае объединяют источники рудного вещества, транспортирующих агентов и энергии; пути транспортировки носителей рудного вещества; области разгрузки носителей и накопления рудного вещества; области рассеивания транспортирующих агентов (рис. 1). Такие системы по структуре и принципам действия сопоставимы с медицинскими и другими шприцами. Рудообразующие процессы описывают динамику перемещения рудного вещества в таких системах, его накопление в рудных телах и рассеивание в прилегающем пространстве.

Стереотипы, возникшие при изучении жильных месторождений, которые находятся над интрузивными телами, предполагают субвертикальное положение осей рудообразующих систем. Однако на самом деле это зависит от природы данных систем, как и конкретное выражение их основных элементов. В собственно плутоногенных (внутриинтрузивных) системах носители вещества – сами расплавы, перемещение которых и обособление рудных масс определяются механизмами внедрения магматических тел и их эволюции. В околоинтрузивных системах с жильными и штокверковыми месторождениями решающая роль принадлежит флюидам различной природы, мигрирующим под воздействием тепловых полей магматических тел. Для стратиформных и стратоидных месторождений не без оснований в качестве источников рудного вещества принимаются его рассеянные концентрации, мобилизуемые разогретыми водами рециклинговых систем, элизонными водами (эксфильтрация), а также метаморфическими водами. Во всех таких случаях оси рудообразующих систем могут иметь ориентировку, задаваемую свойствами рудоносной среды, при широких размахах протяженности систем.

Важно отметить принципиальные отличия рудоносных систем, развивающихся в осадочных толщах, которые несут стратиформные и стратоидные рудные тела (включая и залежи вкрапленных руд). Для них решающее значение имеют методы седиментологии, литолого-фациального анализа, а также постседиментационного литогенеза, систематизированные основы которого недавно изложены О.В.Япаскуртом (2005). Такие методы мало используются геологами-рудниками, исходящими из классических стереотипов, хотя литолого-стратиграфические критерии и признаки учитываются в практике прогнозно-поисковых работ.

В генетических построениях моделей гидротермальных месторождений продолжается дискуссия об источниках рудоносных растворов (флюидов), в которой нередко доминирует ортогенетическая модель («выдавливание флюидов по капле» из интрузивов и даже из мантии). В связи с этим уместно привести отдельные положения работы Л.Н.Овчинникова (Рудообразующие процессы и системы, 1989, с. 35–37).

«Месторождения рождаются в результате взаимодействия веществ в системе вода – порода. В ходе рудообразования вода роднит процессы метаморфизма и магматизма, метаморфизма и осадкообразования, процессы эндогенные и экзогенные, мантийные и коровые»...

«Флюиды играют громадную роль в планетарных эндогенных геологических процессах, их значение далеко еще не оценено. Флюиды имеют разные

происхождение и первоисточники. Они меняют облик земной коры, ее слоев и зон... Могут быть выделены по крайней мере четыре главных генетических типа флюидов, заметно преобразующих толщи первичных горных пород земной коры: интрателлурические, метаморфизма и диагенеза, рециклические океанические, постмагматические. К ним могут быть добавлены и метеорные (поверхностные) воды, активно действующие в пределах первых 5-8 км земной коры. Масштабы деятельности всех типов вод и их значение в геологических процессах весьма различны при общей, зачастую конвергентной схожести результатов воздействия и возникающих новообразований»...

«Магматические (постмагматические) флюиды, так же как и продукты их деятельности, локально распространены широко. С ними связано образование различных групп эндогенных месторождений. Однако масштабы их деятельности относительно невелики и значительно ограничены в пространстве по сравнению с деятельностью флюидов иного происхождения. Среди последних в первую очередь выделяются интрателлурические флюиды и особенно флюиды, образующиеся в связи с циркуляцией вод океанического происхождения.

«Некоторые группы стратиформных сульфидных месторождений возникают при диагенезе в результате мобилизации металлов синседиментационными поровыми водами, а также захороненными реликтовыми водами, которые в эвапоритовых средах мобилизуют металлы и из эвапоритов. В сборе и извлечении могут участвовать также и грунтовые (метеорные) воды пластовой циркуляции».

К этим концептуальным положениям трудно что-либо добавить, кроме пожелания их максимального учета в металлогенических построениях.

Субмаринная конвективно-рециклинговая модель мобилизации, концентрирования и «остаточного рассеивания» ряда рудообразующих элементов с течением времени стала основой построения схем глобального металлогенеза, что наиболее полно отражено в недавних обобщающих работах А.П.Лисицына и А.М.Сагалевича; О.Т.Сорохтина, В.И.Старостина, Н.О.Сорохтина; Е.П.Дубинина и С.А.Ушакова. Упомянутые публикации, основанные на результатах исследований как самих авторов, так и многих других геологов, широко использованы в следующих ниже формулировках глобальных общеметаллогенических последствий миграции вещества в субмаринных конвективно-рециклинговых системах.

Наиболее существенными представляются следующие базовые положения:

1. Эволюция мантийного вещества за 4 млрд. лет тектонического развития Земли обусловлена интенсивными конвективными потоками с перемешиванием исходного материала, ставшего в итоге относительно однородным и в целом обедненным подавляющим большинством рудообразующих элементов, исключая остаточные концентрации хрома, т.е. хромитов. Следствием этих процессов считается не только обеднение мантийного вещества большинством рудообразующих элементов при отсутствии их локальных скоплений, но и практически полная его обезвоженность – содержания воды не превышают 0,05%.

2. Первое положение исключает возможность существования мантийных флюидных потоков, выносящих металлы в области реально наблюдаемого ру-

донакопления. Указанные выше авторы для объяснения процессов рудогенеза принимают модель ступенчатого концентрирования рудного вещества в земной коре – начальные стадии таких процессов приходится на формирование базальтового слоя в рифтовых зонах океана (океанов).

3. Субмаринные гидротермальные (геотермальные) системы, картируемые по зонам истечения восходящих потоков, выводят более 30% эндогенного тепла Земли при интенсивности водообмена $2300 \text{ км}^3/\text{год}$.

4. В конвективно-рециклинговых системах осуществляется тепло- и массообмен в глобальных масштабах. При этом только часть мигрирующих элементов связывается в новообразования в измененных породах и рудных телах, а остальные выводятся так называемыми плюмажами (факелами) в океанические воды. Вследствие чего так или иначе должны происходить изменения состава океанических вод, в которые выносятся кремнезем, кальций, магний, натрий и калий, частично, как хорошо известно, накапливающиеся в эвапоритах окраинно-континентальных бассейнов.

5. Решающая роль в сульфидообразовании на дне океана отводится сероводороду, формирующемуся не только за счет мантийной серы, но и за счет сульфатов морской воды (главным образом), восстанавливаемых при реакциях с метаном, который генерируется при гидратации океанской коры.

6. Широкая гамма рудообразующих металлов, выводимых на океаническое дно, в еще не известных пропорциях распределяется между участками рудонакопления на выходах источников, зонами их периферии (металлоносные «ореольные» океанические осадки), а также «надрудными» водами (металлоносные факелы над источниками, мигрирующие в придонных водах с неизвестными пока закономерностями). Достаточно очевидна возможность выведения этих факелов на фланги бассейнов (особенно в зонах рассеянного спрединга) с миграцией и осаждением по модели апвеллинга в прибрежно-морских обстановках.

7. На стадии субмаринного рифтообразования, кроме массивных колчеданных руд, возникают зоны разнообразного концентрирования рудного вещества, которое при тектоно-магматических процессах на континентальных окраинах вовлекается в последующие процессы обогащения корового материала, а также выноса и накопления при собственно континентальных (коровых) рудообразующих процессах. Для них также допускается флюидообеспечение систем за счет водонасыщенных отложений как по эксфильтрационной модели, так и по «континентальным» вариантам конвективно-рециклинговой модели.

Изложенное вовсе не исчерпывает возможные варианты миграции и мобилизации рудного вещества, изначально поступающего из конвективно-рециклинговых систем. Представляется, что именно такие системы выступают как «родоначальницы» первичных скоплений многих элементов в осадочных толщах континентальных склонов и шельфов. Соответственно, вследствие процессов экстракции, перемещения, накопления и рассеивания рудного вещества под воздействием субмаринных конвективно-рециклинговых систем происходит начальное концентрирование ряда металлов в породах, участвующих в принципиально иных, как правило, более поздних процессах рудогенеза.

Вполне вероятно вовлечение вещества «плюмажей», питаемых «курильщиками», в восходящие потоки морских вод по модели апвеллинга. Допускается поступление рудного вещества не только в донные металлоносные отложения, но и в краевые части формирующихся карбонатных платформ, включая зоны рифообразования и циановых водорослевых матов. Соответствующие реакции осаждения рудного вещества обеспечивают его начальное концентрирование (первичную рудоносность), чем создаются исходные предпосылки для формирования руд в континентальных условиях по эксфильтрационной, плутоногенной рециклинговой и метаморфогенно-гидротермальным моделям.

В работе Я.М.Кислякова и В.Н.Щеточкина «Гидрогенное рудообразование» (2000) для ряда стратиформных и стратоидных месторождений всесторонне рассмотрены механизмы экстракции рассеянного рудного вещества, его переноса и отложения под воздействием эксфильтрационных потоков межпоровых (остаточных) и элизионных вод. Движение таких вод связывается с комплексом факторов: уплотнением осадков (компактизация), давлением вышележащих толщ, разностью пьезометрических уровней и др.

Среди продуктов плутоногенных рудообразующих систем особое внимание привлекают месторождения в расслоенных интрузивах и в первую очередь месторождения Норильского района, обладающие уникальными запасами платиноносных медно-никелевых руд. Широко известный исследователь этих месторождений А.Надретт в монографии (2003) показал, что в такого рода системах возникают несмесимые сульфидно-силикатные жидкости, которые при движении разделяются в гравитационном поле под воздействием собственно гидродинамических факторов. Значительно раньше А.П.Лихачев продемонстрировал зависимость распределения сульфидных масс в Талнахском интрузиве от изменений площадей его поперечных сечений.

В связи с этим представляет интерес распределение платиноидов в одной из россыпей Корякии, изученное В.И.Куторгиным (рис. 2). Продуктивность россыпи, выраженная в линейных запасах, обнаруживает зависимость от перепадов мощности платиноносного пласта, который во время формирования представлял собою водно-породную смесь, несущую платиноиды, которые накапливались под воздействием гравитационного фактора при изменении гидродинамических характеристик потока.

А.И.Кривцов с соавторами (2002) показали, что массивные сульфидные руды Талнахского интрузива (ТИН) представляют собой продукт слияния сульфидных «капель» (через промежуточные «овоиды») и накапливаются в придонных частях интрузива при пережимах его мощности на перегибах рельефа его основания (рисунки 3 и 4). Зона наибольшего сульфидонакопления тяготеет к северному склону поперечного выступа палеозойского основания – Пясинский вал, который может рассматриваться в качестве своеобразного подпора («плотины»). Норильские интрузивы, располагающиеся за южным склоном поднятия, несущие преимущественно вкрапленные руды, автор склонен рассматривать как продолжение к югу Талнахского интрузива, отделенное от последнего эрозионным окном шириной около 10 км. При этом допущении

«первичная» длина Талнахско-Норильского интрузива должна составлять не менее 60-70 км, что сопоставимо с протяженностью рудоносных частей Великой Дайки.

Для стратифицированных и стратоидных месторождений цветных металлов в работе Дж.Нельсона (2002) по Канадским Кордильерам демонстрируется существование латеральных (с запада на восток) рядов месторождений: VHMS → SEDEX → MVT при наличии общих временных интервалов их формирования (рисунки 5 и 6). Обоснованные по комплексу данных пространственно-генетические связи рассматриваемых месторождений объясняются двумя возможными моделями рудогенеза. Первая из них допускает существование ветвей конвективно-рециклинговых систем с восхождением рудоносных растворов в отложения перикратонных бассейнов по пологим разломам или по высокопроницаемым горизонтам обломочных пород. Вторая модель (эксфильтрационная) исходит из возможности высвобождения и восходящей миграции флюидов при усадке («компактизации») пород бассейна. Принятие второй модели требует объяснения происхождения рудного вещества, находившегося в отложениях до начала эксфильтрационной мобилизации. Представляется наиболее вероятным отнесение начальных концентраций металлов к процессам их выноса субмаринными гидротермальными плюмажами на фланги колчеданосных рифтов – во внешние части перикратонных прогибов по модели апвеллинга.

Э.Л.Школьников с соавторами (2004) на ряде примеров показали, что в циановых матах интенсивно накапливается золото, что отражается в его биоморфизме. Среди обстановок, наиболее благоприятных для начального накопления рассеянных концентраций золота, Ф.Р.Лихт (2001) выделяет апвеллинговые зоны повышенной биопродуктивности. Этим исследователем допускается перенос золота в форме хлор-ионов с последующим образованием металлоорганических соединений. Уместно вспомнить малоизвестные работы Р.А.Амосова (ЦНИГРИ), которому удалось получить уникальные фотографии замещения золотом различных микрофоссилий, скорее всего входивших в биоту циановых матов.

За последнее десятилетие на северо-западе провинции Сычуань в Китае в осадочных толщах среднего–позднего триаса были открыты и детально изучены многочисленные месторождения золота, руды которых обладают всеми признаками сингенетичного накопления с частичной последующей ремобилизацией и переотложением под воздействием собственно тектонических процессов.

С.Гу с соавторами (2002) полагают, что эти месторождения близки к так называемому карлинскому типу. Показано, что слабо метаморфизованные турбидитные рудовмещающие толщи состоят из ритмично переслаивающихся известковых песчаников, аргиллитов и алевролитов. Рудная минерализация контролируется пачками, отличающимися высоким содержанием органогенного вещества и развитием диагенетического пирита. Пласто- и линзообразные рудные залежи подчинены стратификации и прослеживаются по простиранию на сотни метров. Распределение пирита в ряде случаев подчиняется градиционной слоистости. Собственно сингенетичные руды характеризуются тонким

переслаиванием сульфидов (пирит, арсенопирит, реальгар, стибнит) с обломками кварца, кварцитов и скоплениями графита. В зонах деформаций установлены переходы этих руд в тонкопрожилковые и штокверковые с ростом содержаний золота. С.Гу и его коллеги определяют обстановку осадконакопления и первичного рудоотложения как отвечающую подводному (субмаринному) конусу выноса в задуговом прогибе интенсивного осадконакопления. При этом поступление рудного вещества связывается с деятельностью конвективно-рециклинговых систем, разгрузка которых носит прерывистый характер вследствие перекрытия выводных каналов эпизодической лавинной седиментацией.

Месторождения типа Карлин, радикально изменившие структуру и масштабы золотодобычи на Юго-Западе США, несмотря на долгие годы эксплуатации и обилие публикаций, остаются в центре внимания генетических построений. Интерес отечественных металлогенистов к этим месторождениям постоянно повышается в связи с отсутствием на территории России объектов-аналогов. Лишь для одного месторождения – Воронцовского в Ауэрбаховском районе Урала имеются достаточные доказательства принадлежности к карлинскому типу. Скопления тонкодисперсного золота в карбонатных толщах других регионов России пока объясняются достаточно противоречивыми генетическими моделями, не привлекающими поискового внимания.

Как следует из обобщения данных многих американских исследователей месторождений карлинского типа, рудовмещающие карбонатные толщи сформировались в мелководных частях бассейна, находившегося на фланге зон рассеянного спрединга. Рудовмещающие отложения, слагающие карбонатную платформу, насыщены остатками биоты (рис. 7).

По данным Ф.Пула (1992), П.Эмсбо и Ф.Хофстры (2003) в силуре-девоне западная окраина Северо-Американской платформы развивалась в режиме рассеянного спрединга. Осевые части таких зон маркированы излияниями базальтов. В девонских отложениях, прилегающих к осям трогов, и на удалении от них известны сингенетичные скопления стратиформных колчеданно-полиметаллических руд, протяженные зоны послойной вкрапленности золотоносного пирита и другие проявления рудной минерализации, связываемой с деятельностью девонских «курильщиков», которые могли поставлять рудное вещество и в зоны рифогенного карбонатакопления. Эти образования П.Эмсбо и А.Хофстра рассматривают как родоначальные для месторождений типа Карлин («первоисточники» рудного вещества). Упомянутыми исследователями в формировании месторождений тренда Карлин выделяется по крайней мере пять этапов, четыре из которых по своей сути регенерационные (см. таблицу). Декарбонатизация рудоносных карбонатных толщ связывается с эксфильтрационными процессами – миграцией вод из бассейна относительно глубоководного осадконакопления, а также отжатием поровых седиментогенных вод при формировании надвигов.

Таблица

Последовательность процессов рудообразования на месторождениях тренда Карлин
(по P.Emsbo, A.Hofstra)

Процессы рудонакопления	Наблюдаемые и возможные обстановки проявления на отдельных месторождениях					
D ₃ — колчеданно-полиметаллические руды с баритом; обширные зоны золотоносного пирита; зебра-доломиты с Pb-Zn минерализацией; диагенез с частичной перекристаллизацией руд	X	—	—	—	—	—
C ₁ — метаморфизм погружения с перекристаллизацией и регенерацией, включая формирование рудных прожилков и жил	X	X	X	—	X	—
J ₃ — внедрение диоритов с образованием регенерационных (?) золотоносных полиметаллических жил	X	X	X	X	—	—
K — слабый магматизм, проявления рассеянной медной минерализации	X	X	—	—	—	—
P — просадочные брекчии, декарбонатизация, руды собственно Карлинского типа	X	X	X	X	X	X

Эти построения подтверждаются при сопоставлении размещения месторождений типа Карлин с размещением золотосеребряных месторождений, связанных с двумя периодами молодого вулканоплутонизма (рис. 8). Следует обратить внимание на то обстоятельство, что в ряде случаев тренды Au-Ag месторождений «продолжают» тренды месторождений карлинского типа или «замещают» их. Отсюда следует возможность выведения в эпitherмальные Au-Ag месторождения рудного вещества из «карлинских» металлоносных толщ. Меднопорфировые месторождения этого региона скорее всего представляют собой наиболее глубинные части рудно-магматических систем, вскрытые современным эрозионным срезом.

Изложенное ярко подтверждает давнее высказывание А.И.Тугаринова о том, что в качестве источников рудного вещества следует рассматривать его любую остановку в круговороте геологической материи перед началом новых стадий накопления и рассеивания.

В заключение следует отметить, что современная металлогения (в первую очередь, прикладная) в своем развитии подошла к тому рубежу накопления фактов, который требует получения непротиворечивых и воспроизводимых выводов и построений, что невозможно без создания «Металлогенического кодекса», примерами которого являются уже существующие отечественные стратиграфический и петрографический кодексы.

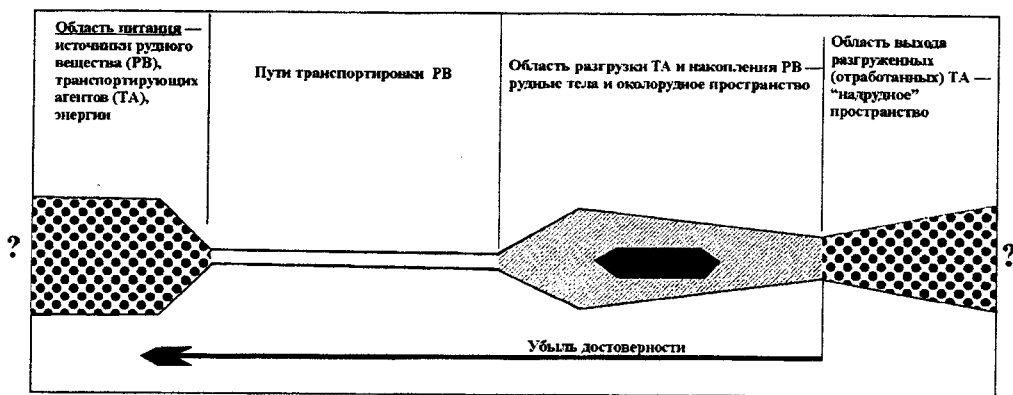


Рис. 1. Структура рудообразующих систем и их моделей.

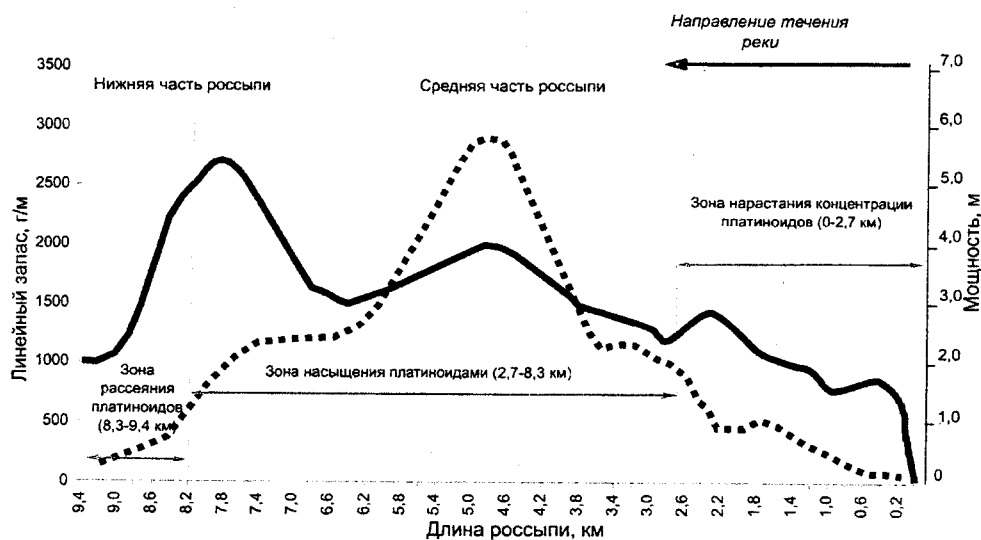
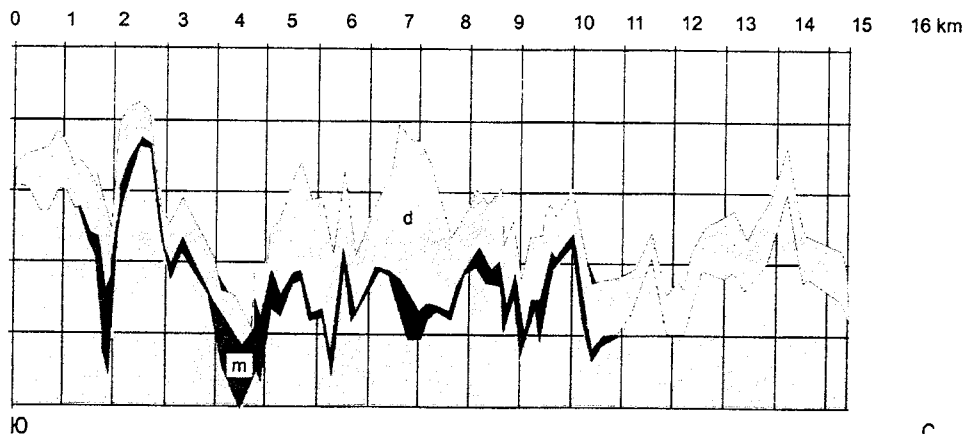
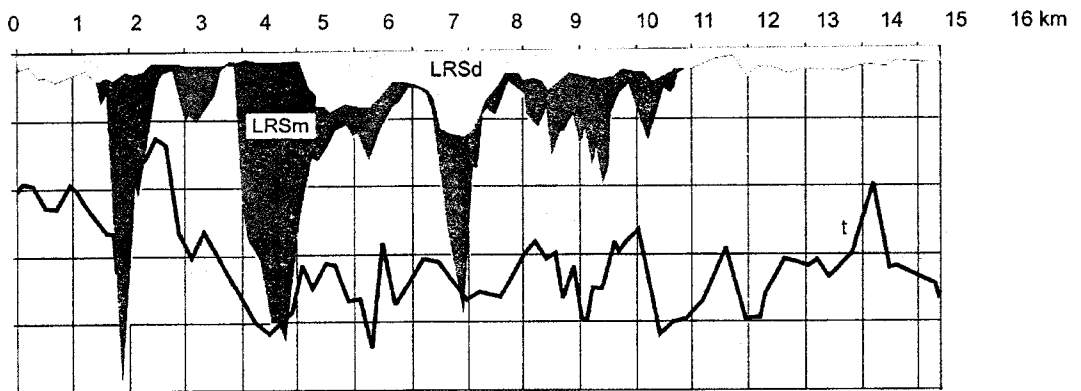


Рис. 2. Концентрационная модель россыпи р.Левтыриньваям (Корякия) — изменчивость линейных запасов платиноидов (пунктир) и мощности (сплошная линия) платиноносного пласта.



Ю С
Рис. 3. Изменения мощности Талнахского интрузива (при горизонтальном положении верхней границы): положение вкрапленных (d) и массивных (m) руд показано над и под нижней границей Талнахского интрузива.



Ю

С

Рис. 4. Распределение линейных запасов сульфидов во вмороженных и массивных рудах по профилю Талнахского интрузива: LR – линейные запасы; S – сульфиды (LRS = содержания S × мощность, услов. ед.); t – мощность Талнахского интрузива.

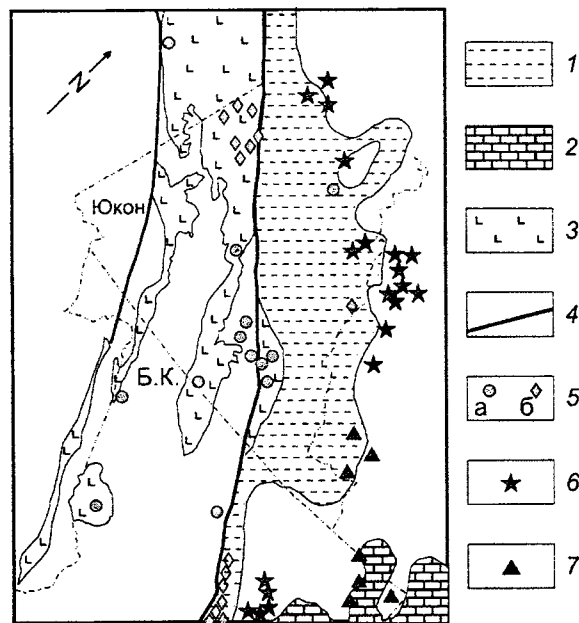


Рис. 5. Схема размещения месторождений Cu, Zn, Pb в Канадских Кордильерах. По J.Nelson (2002) с упрощениями: 1 – силурийско-девонские отложения перикратонного бассейна; 2 – девонский карбонатный фронт под более молодыми отложениями; 3 – девонско-миссисипские вулканогенные, осадочно-вулканогенные и осадочные толщи островодужной ассоциации; 4 – разлом Тинтина; 5 – девонско-миссисипские месторождения колчеданного семейства: а – вулканогенной ассоциации (VHMS) б – в осадочных толщах (SEDEX); б – свинцово-цинковые месторождения миссисипского типа; 7 – проявления Pb-Zn минерализации.

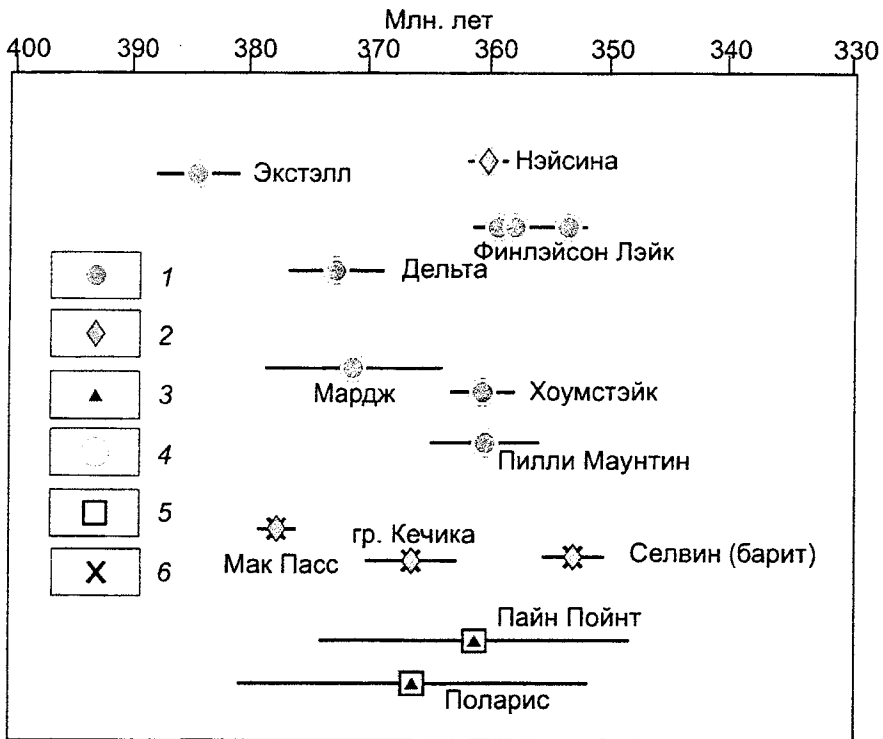


Рис. 6. Сопоставление геохронологических датировок месторождений колчеданного семейства (VHMS и SEDEX) и свинцово-цинковых миссисипского типа (MVT).

По J.Nelson (2002) с упрощениями: месторождения: 1 – VHMS, 2 – SEDEX, 3 – MVT; методы определения абсолютных возрастов: 4 – по циркону, 5 – Rb-Sr, 6 – по конодонтам.

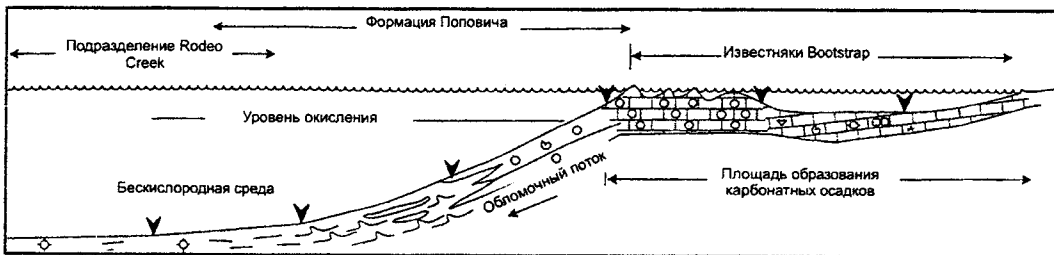


Рис. 7. Схематическая фациальная последовательность отложений девона, включая известняки Bootstrap (формация Поповича), и подразделение Rodeo Creek. Концепция по Wilson (1975).

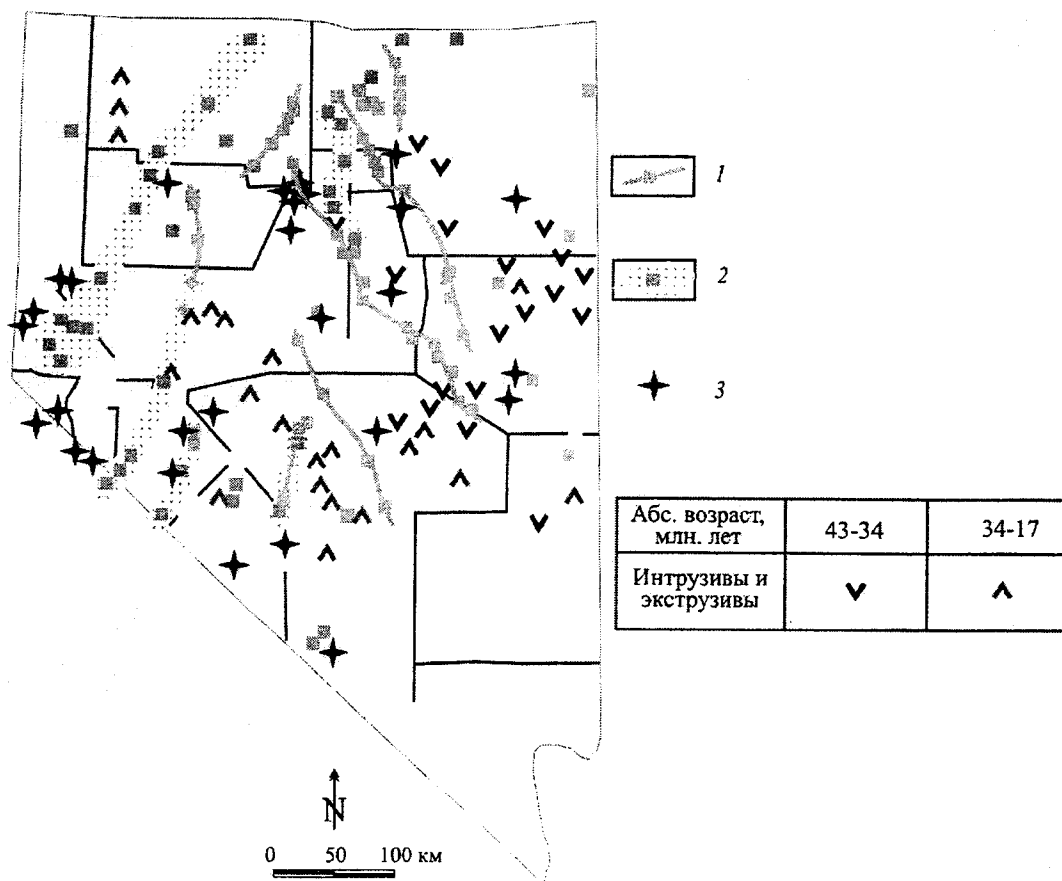


Рис. 8. Схема размещения месторождений Au, Ag, Cu, Mo на Юго-Западе США. 1 – тренды месторождений типа Карлин; 2 – ареалы расположения Au-Ag эпитермальных жильных месторождений; 3 – Cu-Mo-порфировые месторождения.

Литература

- КРИВЦОВ А.И. 1989. Прикладная металлогения. 2. Меднопорфировые месторождения. Недра, М., 286 с.
- КРИВЦОВ А.И., ЗВЕЗДОВ В.С., МИГАЧЕВ И.Ф., МИНИНА О.В. 2001. К 300-летию горно-геол.службы России. Сер. Модели месторожд. благород. и цв. металлов. ЦНИГРИ, М., 232 с.
- КРИВЦОВ А.И., КОЧНЕВ-ПЕРВУХОВ В.И., КОНКИНА О.М., СТЕПАНОВ В.К., ЗАСКИНД В.С. 2001. Медно-никелевые-МПП (Cu-Ni-МПП) месторождения норильского типа. ЦНИГРИ, М., 178 с.
- КРИВЦОВ А.И., МИНИНА О.В., ВОЛЧКОВ А.Г., АБРАМОВА Е.Е., ГРИЧУК Д.В., ЕЛьяНОВА Е.А. 2002. Месторождения колчеданного семейства. Сер. Модели месторожд. благород. и цв. металлов. ЦНИГРИ, М., 282 с.

- КРИВЦОВ А.И. 2003. Гносеологические «мифы и рифы» проблемы источников рудного вещества. Руды и металлы, 4, 5-14.
- КРИВЦОВ А.И. 2005. Моделирование рудных месторождений – прикладное значение и геолого-генетические следствия. Обзор изданий ЦНИГРИ. Руды и металлы, 1, 20-31
- КОЧНЕВ-ПЕРВУХОВ В.И., КРИВЦОВ А.И. 2006. Прогнозно-поисковые модели металлогенических таксонов Норильского района и их использование для выделения перспективных площадей. Отечественная геология, 4, 9-21.
- КРИВЦОВ А.И. 2006. Понимая, КАК возникли месторождения, знаем ли мы ГДЕ их искать? Отечественная геология, 5, 117-120.
- KRIVTSOV A.I. 2006. Having know HOW ore deposits came to being do we know WHERE to search? Understanding the genesis of ore deposits to meet the demands of the 21st century. 12th quadrennial IAGOD sympos. Moscow, 21-24 aug. Extended abstracts. Pt. 2. M., 1361-1363.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МОДЕЛИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГЯДАБЕЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА*

**В.М.Баба-заде, В.Г.Рамазанов, З.И.Мамедов,
А.М.Исмаилова, Ш.Ф.Абдуллаева**
*Бакинский Государственный Университет,
Аз 1148, Баку, ул. З.Халилова, 23*

Баба-заде В.М., Рамазанов В.Г., Мамедов З.И., Исмаилова А.М., Абдуллаева Ш.Ф. Геолого-геофизические и геохимические основы модели рудно-магматических систем медно-порфировых месторождений Гядабейского рудного района. Построение модели рудно-магматических систем медно-порфирового оруденения позволяет установить общие закономерности формирования этих месторождений, как основу их поисков и прогноза. На основе анализа общегеологических данных, а также характера геофизических полей и геохимических ореолов на различных уровнях эрозионного среза сформулирована геолого-геофизическая и геохимическая модель рудно-магматических систем медно-порфирового оруденения. В модели учитывались известные представления о характере зависимости между оруденением, малыми порфировыми интрузиями и локально распространенными рудоносными гидротермалитами.

Babazade V.M., Ramazanov V.G., Mamedov Z.I., Ismailova A.M., Abdullayeva Sh.F. *Geologo-geophysical and geochemical fundamentals of the ore-magmatic system's model of the Gedabey ore region's copper-porphyric deposits.* Simulation of the ore-magmatic system's copper-porphyric mineralization make it possible to set up the general laws of formation of these deposits as the basis of their search and prediction. On the base of general geological data as well as the character of geophysical fields and geochemical aureoles on various levels of erosional truncation it was developed a model of the ore-magmatic system's copper-porphyric mineralization. This model took into account all the known ideas regarding to the relation between mineralization, minor porphyric intrusions and locally distributed ore-bearing hydrothermalites.

Babazadə V.M., Ramazanov V.G., Məmmədov Z.İ., İsmayılova A.M., Abdullaeva Ş.F. *Gədəbəy filiz rayonunun mis-porfir yataqlarının filiz maqmatik sistemləri modelinin geoloji-geofiziki və geokimyəvi əsasları.* Mis-porfir filizləşməsinin filiz-maqmatik sistemlərinin modelini qurmaq bu yataqların formalaşmasının ümumi qanunauyğunluqlarını müəyyən etməyə imkan verir. Məqalədə ümumi geoloji məlumatların, habelə erozion kəsilişin müxtəlif səviyyələrində geofiziki sahələrin və geokimyəvi oreolların xüsusiyyətlərinin analizi əsasında mis-porfir filizləşməsinin filiz-maqmatik sistemlərinin geolojit-geofiziki və geokimyəvi modeli formalaşdırılmışdır. Modeldə filizləşmə ilə kiçik porfir intruzivləri və lokal yayılmış filizdaşıyan hidrotermolitlər arasındakı asılılığın xüsusiyyətləri haqqındakı məlum təsəvvürlər nəzərə alınmışdır.

Вопрос о механизме формирования рудно-магматических систем при модельном построении, особенно в приложении к медно- и молибден-порфировым месторождениям, неоднократно рассматривался в отечественной и зарубежной литературе. Интерес к сказанному, прежде всего, объясняется

* Настоящая статья подготовлена при финансовой поддержке Американского фонда гражданских исследований и развития (CRDF).

тем, что выяснение этого механизма в значительной мере облегчит установление общих закономерностей образования этих месторождений, как основу их поисков и прогнозирования. Имеющиеся к настоящему времени геологические данные позволяют говорить о большом разнообразии факторов, влияющих на формирование медно-порфировых месторождений. Именно в этой связи возникает необходимость увязать в концептуальных моделях рудно-магматических систем порфирового оруденения разнообразную геологическую информацию, в том числе геофизические и геохимические данные, во многих случаях определяющие характер закономерностей в размещении и локализации месторождений.

Геолого-тектоническая основа. По современным представлениям ороген, который выделяется под названием Малый Кавказ, был сформирован в альпийском цикле в результате конвергентного взаимодействия Южнокавказской континентальной и Иранской океанических микроплит. В составе последней «дрейфовал» Даралагезский континентальный блок гондванского происхождения. Южнокавказская микроплита рассматривается как составная часть Евразийского континента. Края соприкасающихся отмеченных микроплит служили ареной интенсивных эндогенных процессов, давших целую группу месторождений цветных и благородных металлов. Считается (Монин и др., 1987), что первое соприкосновение Даралагезского и Южнокавказского континентальных блоков произошло в коньяке. Начало континентальной коллизии знаменует собой очередной этап рудогенеза. В результате косоугольного взаимодействия сближающихся континентальных блоков тылы малокавказской палеодуги превратились в тектоническую брекчию, образовались разломные структуры, приведшие к декомпрессионному магмогенезу и массовому потоку к земной поверхности мантийных рудоносных флюидов, пропитывающих дробленные породы, и синхронно внедряющиеся порции магматического расплава (Абрамович, Клушин 1987; Баба-заде и др., 1989; Sillitoe, 1972). В процессе коллизии континентальных блоков на Малом Кавказе произошло наплывание (обдукция) океанической коры на краевые части сближенных континентальных блоков, приведшее к образованию Малокавказской (Гейча-Акеринской) сутуры. Конец коллизии и начало постколлизийного этапа характеризуются вулканно-плутонической активностью и, соответственно, проявлением масштабной рудной минерализации, в результате чего Малокавказский ороген приобрел разнообразную металлогеническую специализацию. В частности, для фрагментов палеоостровной дуги (Сомхито-Гарабагская зона и юго-восточнее смещенный вдоль субмеридионального разлома ее Кафанский блок), которые слагаются байос-позднеюрскими вулканитами, осложненными средне- и верхнеюрскими, а также раннемеловыми гранитоидами, характерны золотосодержащие медно-колчеданные и медно-порфировые месторождения. Среди последних наиболее известно Техутское месторождение (Армения), где меденосные тоналит-порфировые штоки занимают апикальные части крупной фанеритовой раннемеловой кварц-диорит-тоналитовой интрузии. Примерно аналогичную геологическую позицию занимает Гарадагское рудное поле, ассоциирующее с диоритовыми порфиритами, осложняющими среднеюрский Ата-

бек-Славянский плагиогранитовый массив. Медно-порфиновые месторождения Гарадагского рудного поля являются представителями т.н. «диоритовой» модели Холлистера (Hollister, 1975), для которых характерны высокие отношения меди к молибдену и относительно повышенные содержания (по сравнению с медно- и молибден-порфировыми) благородных металлов в рудах (Кривцов и др., 1985). В отличие от последних, месторождения позднего этапа развития Малокавказской палеодуги, в частности Техутское, характеризуются крайне низкими содержаниями золота в рудах. Ранее предложено было (Ратман и др., 1985) отнести упомянутое месторождение, с учетом состава его рудно-магматической палеосистемы, к «тоналитовой» модели, которая отлична от «диоритовой» Холлистера.

Металлический облик Гядабейского рудного района с колчеданным и медно-порфировым оруденением (Биттибулаг, Гядабей, Ново-Ивановка, Гарадаг и др.) определяется закономерным пространственным размещением в пределах тектонических блоков однотипных месторождений.

Гарадагское рудное поле приурочено к осевой части Шамкирского горст-поднятия (рис. 1). Последний сложен метаморфическими породами докембрия, перекрытыми терригенной формацией и вулканогенами лейаса и аалена. Вдоль осевой линии поднятия выделяются поперечные антиклинали, разделенные синклинальными прогибами; вдоль осевых полос они интродированы меридионально вытянутыми гранитными интрузиями. На западе, по юго-западному крылу горст-поднятия, наблюдается поднятие вулканогенов нижнего байоса, которые по Гядабей-Мургузскому надвигу надвинуты на отложения эоцена (Шихалибейли, 1972).

В строении рудного поля и пространственном размещении эндогенной минерализации важную роль играли дизъюнктивные нарушения с амплитудами смещения до 100м. В целом рудное поле имеет блоковое строение с элементами автономного развития отдельных блоков, вдоль которых происходили дифференцированные перемещения и на всю глубину создавались линейные системы сближенных разломов. Системы разрывных нарушений представлены серией структур северо-западного, северо-восточного (субмеридионального) и субширотного направлений. Они отчетливо трассируются штокообразными интрузивными телами, дайками, зонами брекчирования, гидротермального изменения пород и эндогенным оруденением. Детальный анализ ряда северо-западных (близширотных) тектонических зон, в частности, Гядабей-Далидагского сквозного разлома, позволяет относить их к ряду долгоживущих, безусловно, играющих рудоконтролирующую и рудо-локализирующую роль.

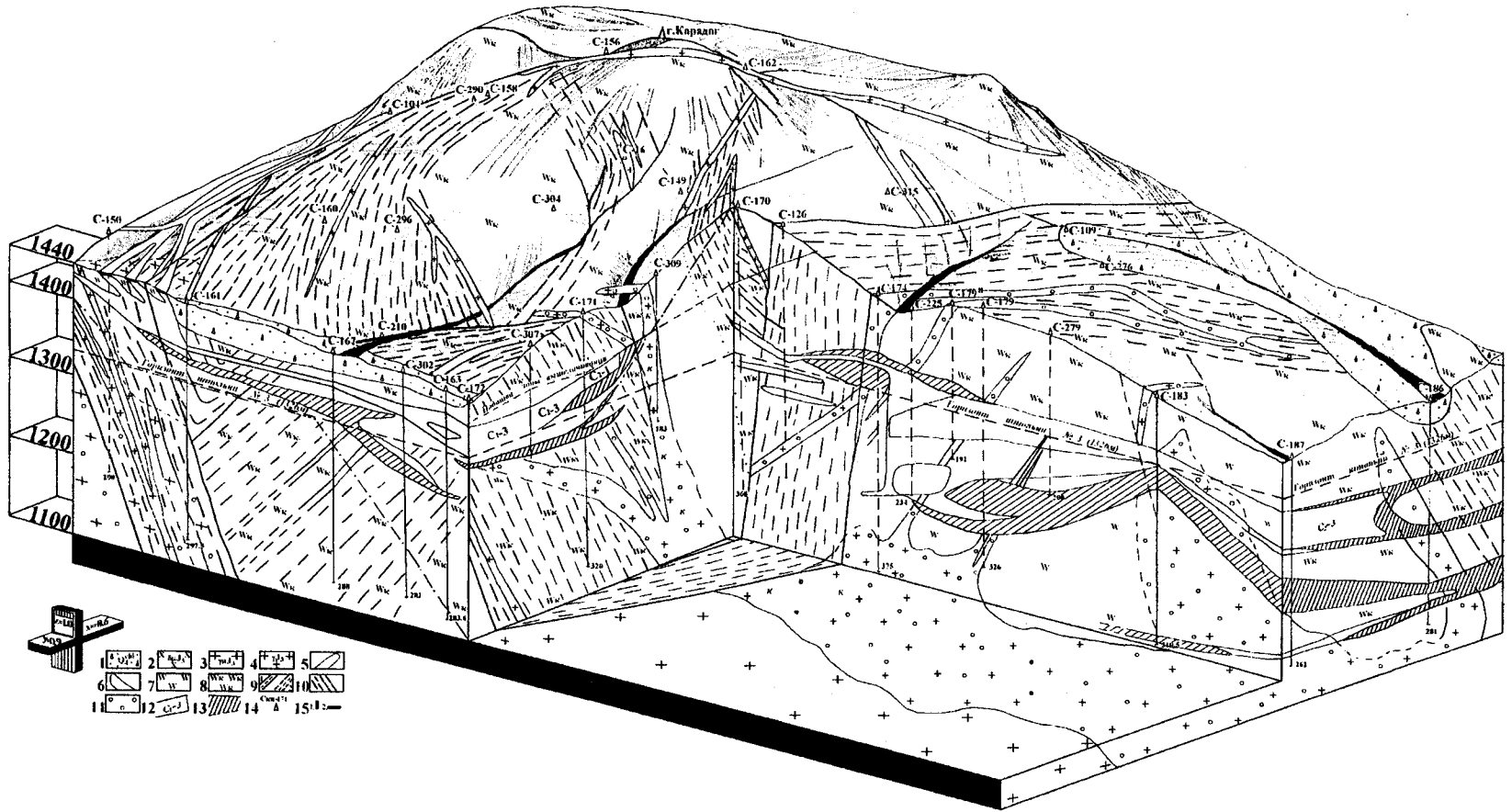


Рис. 1. Блок-диаграмма Гарадагского медно-порфирового месторождения (составил Мамедов З.И.).

1. Элювиально-делювиальные отложения: суглинки, супеси с обломками пород. Интрузивные породы: 2. Кварцевые и кварцсодержащие крупноплагиоклазовые диоритовые порфириды, рудоносные; 3. Крупнокварцевые порфиридные диориты; 4. Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты. Штоки и дайки: 5. Кварцевые и кварцсодержащие диоритовые порфириды, рудоносные; 6. Долериты. Вторичные кварциты: 7. Кварц-каолин-серицитовые; 8. Кварц-серицит-каолиновые. 9. Разрывы: 1-установленные; 2-предполагаемые; 10. Зоны интенсивной трещиноватости пород; 11. Окварцевание; 12. Общий подсчетный контур тела медно-порфировых руд по борту 0,45% меди по категории С₁; 13. Подсчетный контур тела медно-порфировых руд по борту 0,20%; 14. Разведочные скважины и их номера; 15. Рудные подсечения (на дневной поверхности).

Как следует из многочисленных работ (Азадалиев, 1989, 1990; Бабазаде и др., 1989; Бабазаде и др., 1990; Бабазаде, 2003; Кривцов и др, 1985; Бабазаде и др., 2005), медно-порфировое оруденение в Гядабейском рудном районе связано с порфировыми малыми интрузивными штоками и дайками кварц-диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, прорывающих плагиограниты Атабек-Славянского массива.

Все рудоносные участки размещены в экзо- и эндоконтактах порфировых тел, главным образом в восточном обрамлении Атабек-Славянского массива, в зоне интенсивного проявления крутопадающих разрывных нарушений с штокверково-вкрапленной минерализацией среди кварц-серицитовых метасоматитов. В общем плане рудоносные участки почти смыкаются, слагая единое Гарадагское рудное поле.

На Гарадагском участке рудогенерирующий порфировый шток и дайки склонены на северо-запад, на Хархарском – на юго-восток. Исходя из преобладающей северо-восточной ориентации порфировых даек и их склонения, пройденными скважинами, две из которых углубились по интенсивно минерализованной зоне на глубину 400 м, вскрыть рудоносную зону на полную мощность не удалось. Среднее содержание меди в зоне составляет 0,53%, молибдена – 0,003%. Для промышленной оценки штокверковой зоны и подсечения ее на полную мощность считается необходимым бурение на глубину 200, 400 и 600 м от поверхности наклонных перекрывающих скважин, с учетом ранее пробуренных, а также морфоструктурных особенностей порфировых тел.

На Хархарском участке прожилково-вкрапленное медно-порфировое оруденение, судя по данным бурения и штольневых работ, сконцентрировано в обрамлении штока, в удалении от которого на 250-300 м сменяется пиритовой рубашкой. Среднее содержание меди в изученной горными выработками части штокверка составляет 0,51%, молибдена – 0,03%.

Джагирчайское месторождение размещается в локальном тектоническом блоке, ограниченном с запада-северо-запада и востока зонами разломов. Зона буровыми скважинами (№ 251 и 259) изучена на всю мощность. Содержание меди в зоне составляет 0,1-0,23%. Атомно-абсорбционным анализом установлено золото содержанием 1г/т (в 2-х керновых пробах длиной

4,0 м). В скважине № 267 в отобранной керновой пробе на глубине 120 м от дневной поверхности отмечается золото – 0,42 г/т. Рудное тело вскрыто и оконтурено буровыми скважинами (№№ 260, 264, 330, 262, 263) по сетке 300 x 400 м. Длина рудного тела (в оконтуренной части) – около 1000 м, средняя ширина – 200 м, средняя мощность – 34 м (10-64 м). Содержание меди в рудном теле составляет 0,2-0,6 %, иногда до 0,8 %, молибдена – 0,001-0,002 % (иногда до 0,04 %).

В штокверковых зонах рудного поля выделяются особо обогащенные участки, морфологически отвечающие раздувам, карманам и чаще приуроченные к рудоподводящим разломам. Встречаются также вторичные залежи небольших размеров, развивающиеся в зонах окисления и вторичного сульфидного обогащения. Расплывчатой является граница между зонами вторичного сульфидного обогащения и первичных руд. Глубина распространения первичных руд, по данным скважин, составляет 250-380 м и более. В зоне первичных руд преобладает халькопирит-пиритовая минеральная ассоциация и реже молибденит.

Рудно-метасоматическая зональность. Важной особенностью золотосодержащих медно-порфировых месторождений Гядабейского рудного района являются широко и интенсивно проявленные процессы гидротермального изменения вмещающих пород. Характеризуются они многоэтапным развитием, обусловленным неоднократным внедрением магматических образований. Установление в рудном поле внутрирудных даек, возможно, также свидетельствует о многоэтапности гидротермального процесса. Определить минерализацию каждого эндогенного этапа, из-за совмещения эндогенных образований в единых тектонических структурах затруднительно; тем не менее, эндогенные образования различных этапов обнаруживают много общего. Это широко проявленные процессы калишпатизации, грейзенизации, хлоритизации, окварцевания, аргиллизации. Как видно, роль метасоматических процессов в формировании медно-порфирового оруденения достаточно высока (Азадалиев и др., 1981; Азадалиев, 1997а, 1998).

На месторождениях Гарадагского рудного поля выявляется рудно-метасоматическая зональность, под которой понимается закономерная смена в пространстве минерального и химического состава руд и вмещающих их метасоматитов. Она обусловлена закономерным развитием во времени процесса минерализации при рудообразовании в меняющихся геологических и физико-химических условиях. Первичная зональность оруденения возникает под влиянием целого ряда причин, зависящих от закономерного развития тектонических деформаций и изменения проницаемости геологической среды в пространстве и во времени, физико-механических свойств пород вмещающей рамы, состава рудоносных растворов и их эволюции, изменения температурного режима и давления и т. п. Все это свидетельствует о том, что проявление зональности является прямым следствием процесса рудообразования и поэтому может способствовать расшифровке генезиса месторождения. С другой стороны, детальными исследованиями зональности путем определения глубины формирования и уровня эрозионного среза, а также оценки пер-

спектив глубоких горизонтов и флангов месторождения, можно установить определенные закономерности в его размещении.

Большой интерес для выявления зональности метасоматитов и связанных с ними руд представляют объекты Гарадагского рудного поля. Оно размещено в центральной части рудного района и характеризуется наличием рудоносных порфировых штоков, прорывающих интрузивную раму и в общем приуроченных к мощным рудоподводящим разрывам-линеаментам. Зоны метасоматических колонок закономерно сочетаются в пространстве, слагая обширные тела последовательно проявленных метасоматитов калишпатовой, грейзеновой, пропилитовой, вторичнокварцитовой и аргиллизитовой формаций, для которых характерно наложение продуктов последующих образований на более ранние. Известные фрагменты указанной зональности метасоматитов свидетельствуют о многостадийности ее формирования. С другой стороны, это - прямое следствие направленной эволюции рудоносных флюидов, выражающейся в изменении кислотности-щелочности растворов, их парциального давления и температуры. Мощность метасоматической колонки не превышает 2-3 м и находится в линейной зависимости от коэффициентов пористости первичных пород. Наиболее широко распространены вторичные кварциты, имеющие площадное развитие и проявляющие тесную связь с медно-порфировым оруденением Гарадагского, Хархарского, Джагирчайского и других месторождений. Эти новообразования тяготеют к апикальным частям малых порфировых интрузивов, внедрившихся в тела Атабек-Славянского плагиогранитового массива. Исходя из анализа пространственного размещения метасоматитов, можно проследить эволюцию в их формировании, а именно: региональное пропилитовое зеленокаменное изменение пород, имеющее широкое площадное распространение, накладывание на них более поздних процессов, приводящих к образованию новых дорудных изменений. Эти изменения отличаются от ранней региональной пропилитизации значительно меньшими масштабами и четкой приуроченностью к разрывным нарушениям вдоль простирания рудоконтролирующих структур. Так что в качестве осевой плоскости в большинстве случаев выступают Гарадагский, Хархарский, Джагирчайский рудоконтролирующие структуры. Медно-порфировая минерализация формируется именно в этом отрезке гидротермальной деятельности, который привел к появлению полифациальных вторичных кварцитов, в том числе основных рудолокализирующих кварц-серицитовых метасоматитов. В общем случае эволюция гидротермального изменения пород привела к тому, что в распределении различных фаций и зон метасоматитов обнаруживается вертикальная и латеральная зональность, являющаяся следствием стадийности и эволюции процессов рудообразования. Пространственный анализ рудно-метасоматической зональности позволил наметить систему пронизаемых структур с предрудным заложением, которые являются каналами для движения по ним потоков рудоносных растворов в период формирования гидротермально-метасоматической минерализации.

Приведенная схема в достаточной мере условна, тем не менее она, на наш взгляд, отражает ярко выраженную рудно-метасоматическую зональ-

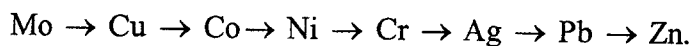
ность медно-порфировых месторождений Азербайджана. В близповерхностных условиях незначительная рудная минерализация отмечается в сольфатарных аргиллизитах. Однако уже в средних горизонтах рудоносными являются кварц-серицитовые новообразования, а в зоне первичных руд минерализация развита также в породах кварцевой фации. С глубиной контуры метасоматических ореолов постепенно сужаются. Метасоматиты окружены широким ореолом пиритизации, нередко выходящим за пределы интрузива.

Для медно-порфировых месторождений Гядабейского рудного района намечается (Баба-заде и др., 1990; Баба-заде и др., 2005) следующий ряд зональности элементов по латерали (от центра к периферии):



Если интерпретировать полученные результаты на геологическом разрезе (рис. 2), нетрудно заметить, что медно-молибденовые составляющие данного ряда зональности четко соответствуют отрезку Хархарского месторождения, а за пределами рудного поля во внешней зоне данного ряда последовательно расположены As, Pb и Zn. На геологическом разрезе этому отрезку соответствует Биттибулагское медно-мышьяковое месторождение. На промежуточном отрезке данного ряда зональности из индикаторных элементов медно-порфировых руд расположено лишь серебро. Здесь уместно отметить взаимосвязь медно-порфирового оруденения с месторождениями других рудных формаций, сменяющих его по латерали и по вертикали (Баба-заде, 2000; 2005). Распознавание этих формаций не вызывает затруднений, т.к. они в большинстве случаев размещаются пространственно обособленно, однако отмечаются более сложные случаи, когда в пространстве совмещены упомянутые рудные формации, характерные для Гядабейского рудного района. Справедливо отмечено (Павлова, Сахновский, 1988), что при моделировании медно-порфирового типа оруденения следует учитывать существование рудно-магматических систем с разной специализацией.

По данным буровых скважин нами исследована вертикальная рудная зональность. Для Гарадагского месторождения она выражена следующим образом (снизу вверх):



Расположение элементов в ряду вертикальной зональности, исходя из величин показателя зональности, наглядно отражено на рис. 3.

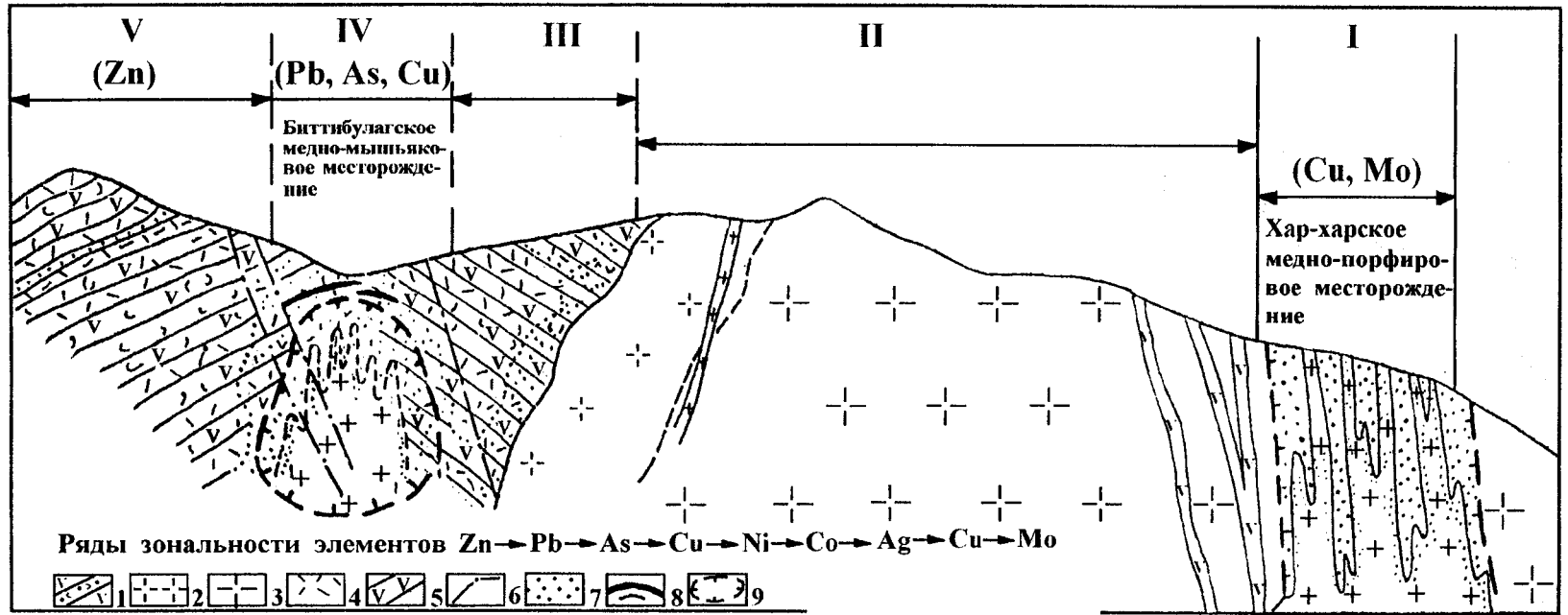


Рис. 2. Разрез по линии Хархар-Биттибулаг с элементами рудной зональности.

- 1- вулканогенно-осадочные образования средней юры; 2- мелкозернистые плагиограниты; 3- крупнозернистые плагиограниты; 4- рудоносные порфировые интрузивы; 5- порфировые дайки; 6- разрывные нарушения; 7- гидротермально-измененные породы; 8- медно-мышьяковые залежи; 9- контуры медно-порфировых руд.

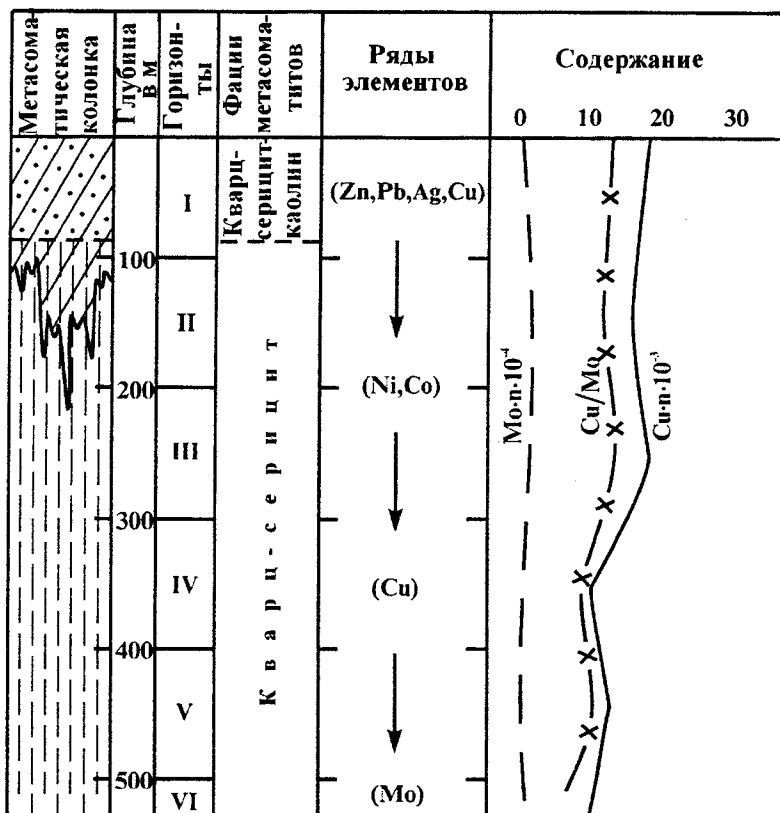


Рис.3. Рудная зональность в вертикальном сечении (Гарадагское месторождение).

На основе анализа вышеотмеченных закономерностей авторами предлагается следующая обобщенная модель медно-порфировых месторождений, в которой можно наблюдать рудно-метасоматическую зональность с предполагаемым кварцевым ядром, окаймленным пиритовой «рубашкой» и медно-порфировой минерализацией (рис. 4).

Наблюдается также тенденция к обогащению всякого бока и флангов штокверковых зон медно-полиметаллической с благородными металлами минерализацией.

Геофизические основы. Опыт исследования геофизических и геохимических методов при поисках и прогнозировании медно-порфирового оруденения позволил получить весьма важную информацию о глубинном строении рудных узлов и рудных полей, рудоконтролирующих магматических телах, выявить зональность метасоматитов и геохимических ореолов (Баба-заде и др., -1990; Сотников, Берзина, 1986; Сотников и др. 1988). Более того, полученная информация дает возможность (Павлова, Сахновский, 1988) дополнить ранее построенные модели более конкретными схемами медно-порфировых рудных систем, охватывающими не только геологические особенности этих систем, но и их геофизические и геохимические характеристики. С этой целью исследованы данные комплексных геофизиче-

ских методов: магниторазведки, электроразведки ВП (вызванной поляризации) и ВЭЗ ВП (вертикальное электрическое зондирование вызванной поляризации), ЧИМ (частичное извлечение металлов).

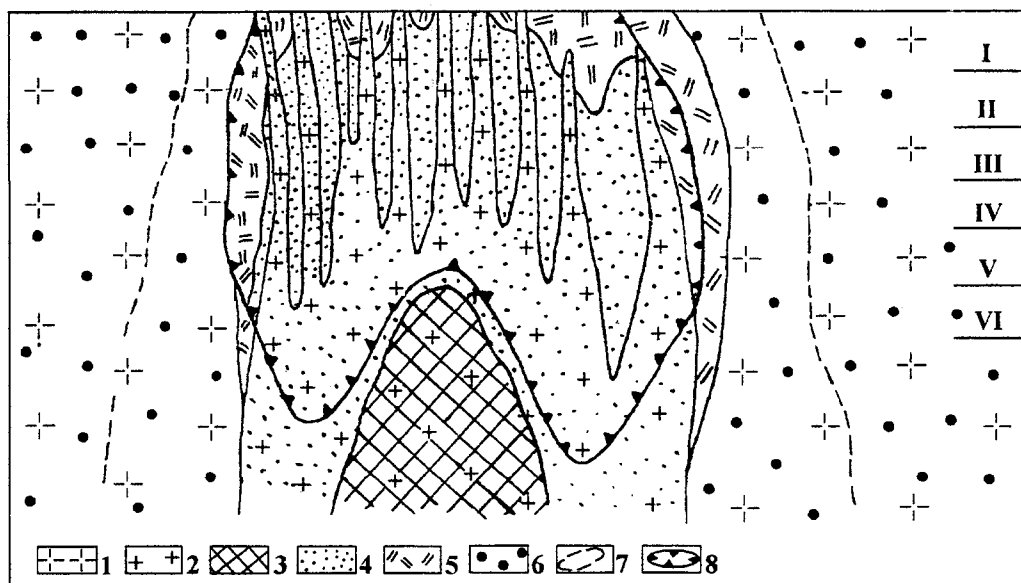


Рис. 4. Рудно-метасоматическая модель медно-порфировых месторождений Гядабейского рудного района.

1 – плагиограниты (интрузивная рама); 2 – рудоносный порфировый интрузив; 3 – предполагаемое кварцевое ядро; 4 – зона окварцевания и серицитизации; 5 – зона аргиллизации; 6 – пропилитизированные породы интрузивной рамы; 7 – зона пиритизации; 8 - контуры распространения медно-порфировых руд.

Проанализировано 30 потенциально перспективных на сульфидную минерализацию аномальных участков пород с определенными физическими свойствами, в их числе площадь Гарадагского месторождения, где поисковые скважины, пробуренные в контуре аномалий ВП, вскрыли прожилково-вкрапленные руды медно-порфирового типа с содержанием меди 0,1-0,54%.

В геофизических полях выявленные аномальные участки обнаруживают избирательную приуроченность медно-порфирового оруденения и околорудных метасоматитов к аномалиям определенного знака и уровня значений.

Общими поисками комплексом геофизических методов (магниторазведка, электроразведка ВП) в масштабе 1:25000-1:50000 на площади 400 кв.км в северной части Шамкирского горст-поднятия выявлено 9 аномальных участков ВП (Агамалинский, Ясамалинский, Дашбулагский, Салерский и др.). Исследования показали, что сульфидная минерализация на площади работ, потенциально перспективных по комплексу признаков на прожилково-вкрапленное медно-порфировое оруденение, соответствует участкам пород с повышенной магнитной восприимчивостью.

Результаты анализа комплексных геофизических работ отображены на картах графиков и изолиний измеренных физических полей, геолого-геофизических разрезах, карте результатов геофизических работ (рис. 5).

Анализируя карты изодинам и графиков магнитного поля, устанавливается, что плагиограниты байосского этапа магматизма, обнажающиеся в окрестностях с. Даг Джагир, картируются отрицательными значениями ΔT . Площадь ее оконтуривается нулевой изолинией напряженности магнитного поля. Узкие локальные минимумы магнитного поля до 500 нТл внутри этого контура объясняются неоднородностью петрографического состава массива. Породы интрузива представлены крупнозернистыми пегматитовыми и мелкозернистыми микропегматитовыми разностями. С первыми могут быть связаны локальные минимумы.

Магнитные аномалии разного порядка и интенсивности соответствуют порфировым интрузивам, вулканогенным образованиям, лавовым покровам. Относительно высоким магнитным полем до 1000 нТл картируется Джагирчайский интрузив. Локальные максимумы магнитного поля напряженностью от 500 до 1000 нТл отвечают телам повышенной основности.

Спокойным положительным полем (ΔT от 0 до 100 нТл) со слабыми горизонтальными градиентами картируются области развития эффузивных и пирокластических фаций вулканитов верхнего байоса, которые представлены андезитами, андезитовыми порфиритами, дацитами, андезит-дацитами, туфами и пирокластолитами. Отложения нижнебайосского возраста характеризуются относительно повышенными (ΔT до 300 нТл), резко меняющимися значениями поля, образуя локальные участки повышенных и пониженных полей, вытянутые в широтном направлении. Локальные максимумы магнитного поля картируют лавовые покровы более основного состава. Локальные минимумы, возможно, обусловлены процессами гидротермального воздействия.

В северо-западной приграничной полосе Джагирчайского участка выделяются локальные аномалии овальных и кольцевых форм со значениями ΔT от 300 нТл и более, картирующие, по-видимому, тела субвулканических образований (андезит-дацитов, дацитов, риодацитов) верхнебайосского возраста. В долине р. Джагирчай обнажается геологически закартированный интрузивный шток кварц-диоритовых порфиритов позднеюрского этапа магматизма, с которым на данной площади увязывается медно-порфировое оруденение во вторичных кварцитах, образовавшихся за счет эффузивных и субвулканических пород. Тело штока выделяется повышенным магнитным полем (ΔT до 300 нТл). К нему приурочен ореол аномальных значений поляризуемости. В районе скв. 256, а также по левобережью р. Джагирчай между профилями ПР 32-38 выявлены две локальные магнитные аномалии: первая интенсивностью от 200 до 500 нТл и вторая – от 200 до 300 нТл., с которыми пространственно увязываются ореолы поляризуемости.

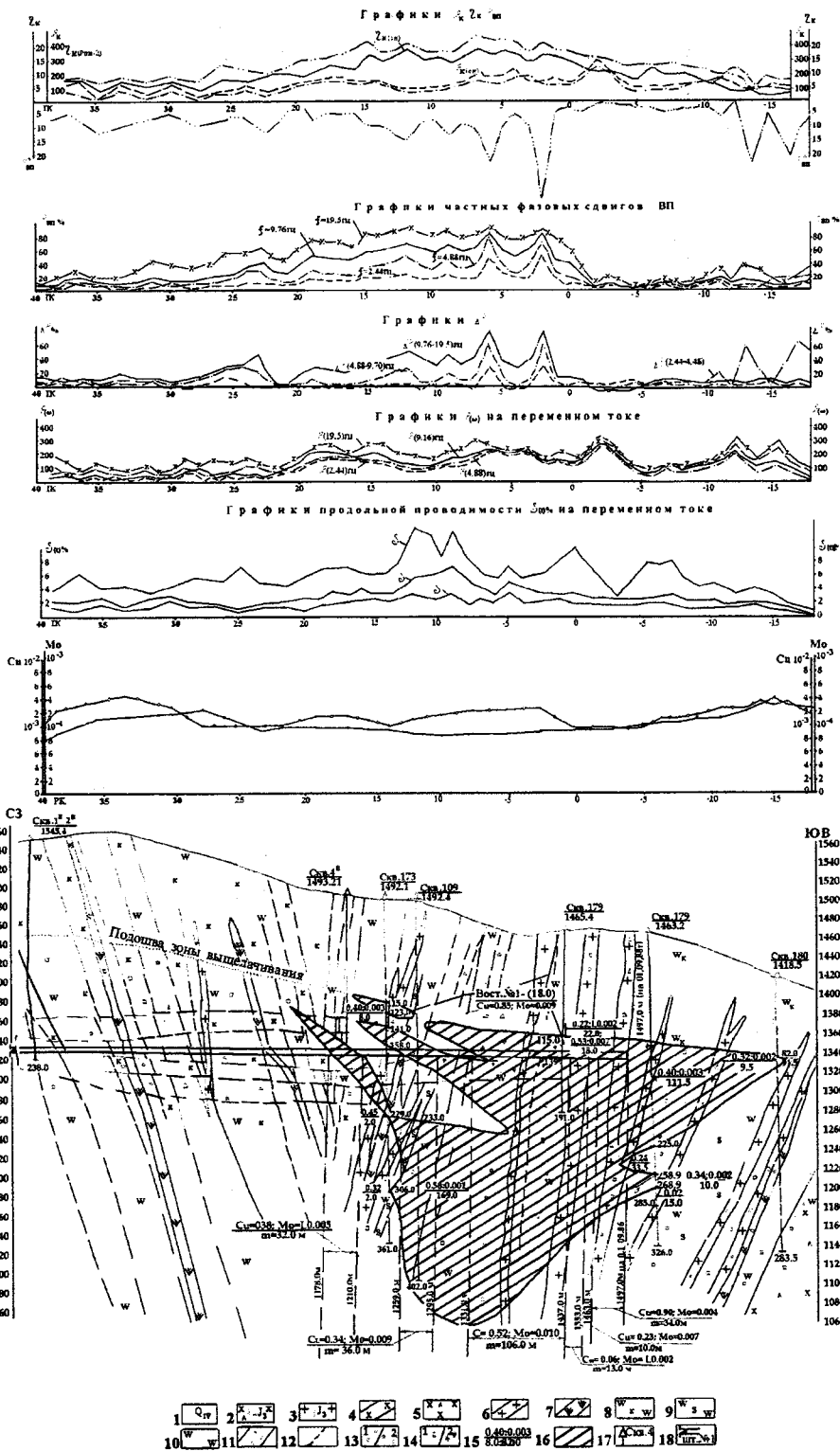


Рис. 5. Геолого-геофизическо-геохимический разрез по результатам комплексных исследований по ствольной линии штольни № 1 (Гарадагское медно-порфировое месторождение).

1. Делювиальные отложения: щебень, супеси, суглинки; Интрузивные породы: 2. Диоритовые и кварц-диоритовые порфириды; 3. Мелкозернистые плагиограниты; Дайковые породы: 4. Крупноплагиоклазовые кварц-диоритовые порфириды; 5. Мелкозернистые кварц-диоритовые порфириды; 6. Кварцевые сиениты, диоритовые порфириды; 7. Диабазовые порфириды. Вторичные кварциты: 8. Существенно каолиновые; 9. Существенно серицитовые; 10. Монокварциты. 11. Зоны дробления и рассланцевания по разрывам; 12. Тектонические трещины, сопровождаемые глиной трения. Вторичные изменения: 13. 1-окварцевание; 2-пиритизация; 14. 1-проявление бирюзы; 2-вторичных сульфидов меди (борнит, халькозин, ковеллин); 15. Содержание компонентов: Cu, Mo, в %, мощность рудных подсечений; 16. Тела медно-порфировых руд по борту 0,30 % меди; 17. Скважины и их номера; 18. Ствол штольни.

Таким образом, учитывая отмеченную закономерность, устанавливается связь этих локальных аномалий с телами не вскрытых эрозионным срезом малых интрузий кварц-диоритовых порфиритов.

Слабо намагниченные дайковые образования кварц-диоритовых порфиритов в магнитном поле не выделяются. В магнитном поле нашли отражения рудолокализирующие структуры.

Методом вызванной поляризации выявлена аномальная зона кажущейся поляризуемости интенсивностью от 10 до 15-20% при фоне 3-5%, картирующая площадь развития сульфидной минерализации, представленной на дневной поверхности в виде вкрапленников и мелких прожилков пирита, халькопирита и вторичных минералов меди, развитых по трещинам отдельности пород и в массе последних. Аномальная зона поляризуемости расположена на левом берегу р. Джагирчай, вытягиваясь в СВ направлении по азимуту 77° более чем на 5 км с запада от границы сочленения Хошяльского и Джагирчайского участков. Аномальная зона охватывает небольшую площадь и на правобережье р. Джагирчай. Приурочена она к широкой зоне дробления и рассланцевания пород, развитой вдоль разрывных нарушений. Породы в пределах аномальной зоны интенсивно гидротермально изменены и превращены во вторичные кварциты. Последние наиболее широкое развитие получили в экзо- и эндоконтактах закартированного интрузивного штока кварц-диоритовых порфиритов.

Северо-восточная граница Джагирчайской перспективной площади на медно-порфировое оруденение проведена по изолинии поляризуемости в 10%, которая довольно четко картирует площади развития вторичных кварцитов с интенсивной сульфидной минерализацией.

С целью получения информации о природе и условиях залегания аномалеобразующих объектов рудно-магматических систем медно-порфирового оруденения были выполнены работы по интерпретационным профилям комплексом методов: магнитная разведка, ВПСГ (метод срединных градиентов), ВЭЗ ВП и ЧИМ. По данным ВЭЗ ВП установлены направления падения локализующих сульфидную минерализацию разрывов, вертикальный размах зон сульфидной минерализации, глубина до верхней кромки объекта, морфология предполагаемых рудных тел, их связь с интрузивной деятельностью площади. Оруденение пространственно связано с интрузиями средне-

кислого состава, охватывая их экзо- и эндоконтакты. Вертикальная мощность зон сульфидной минерализации составляет в среднем 200-300 м, а на отдельных участках превышает исследуемую глубину (300 м).

По данным магниторазведки и электроразведки установлены скрытые под вулканогенной толщей верхнего байоса интрузии среднего и кислого состава, установлено положение скрытых частей интрузий, имеющих выходы на дневную поверхность.

В центральной и южной частях площади в пределах 5%-ного контура ореола поляризуемости отмечается повышенное содержание меди между профилями 21-25, ПК 60-78. Максимальное содержание меди 50 мкг/мл на ПР, ПК 70, здесь же наблюдается повышенное содержание золота – 0,009 мкг/мл при фоне 0,0005 мкг/мл.

По результатам комплексной интерпретации геофизических материалов рекомендуется бурение проверочных буровых скважин с полным охватом каротажа и скважинной геофизики и предварительным проведением работ методом ЧИМ в СВ части исследованной площади.

Геохимические основы. Приведенные геохимические характеристики первичного оруденения и сопряженных с ним вторичных ореолов рассеяния базируются на фактических данных, относящихся к более чем 15 медно-порфировым рудным объектам Гядабейского рудного района (10000 результатов спектрального анализа коренных пород и около 3000 результатов спектрального анализа рыхлых элювиально-делювиальных образований).

Геохимические исследования на Гарадагском рудном поле показывают, что рудно-метасоматическая зональность подчеркивается также зональным размещением первичных геохимических ореолов элементов. Выделяются надрудные, окolorудные и подрудные их группы. Зональность в размещении элементов отмечается и в горизонтальном разрезе. Иногда концентрация элементов в первичных геохимических ореолах увеличивается по сравнению с фоновой вмещающих пород в десятки – сотни раз. Как правило, геохимические ореолы превышают размеры рудных тел и окolorудных метасоматитов в 5-10 раз. В качестве конкретных примеров размещения эндогенных ореолов в рудном пространстве приводится карта первичных геохимических ореолов меди и молибдена (рис. 6), а также геологические разрезы с первичными геохимическими ореолами меди, молибдена и серебра (рис. 7,8) Гарадагского рудного поля (см. рис.1).

Наибольший практический интерес представляют обширные гидрохимические аномалии, охватывающие Гарадагское месторождение, Хошялский участок и практически всю перспективную Джагирчайскую площадь. Гидрохимические аномалии по поверхностным и подземным потокам выделяются по соотношению сульфат-иона к гидрокарбонат-иону, по сумме металлов и повышенным содержаниям Cu,Mo,Zn,Ag.

Определенный практический интерес представляют первичные геохимические ореолы Cu,Mo, Pb,Ag, охватывающие практически всю площадь Хархарского месторождения и совпадающие с геофизическими аномалиями

ВП и гидрохимическими аномалиями Cu,Mo, охватывающими ЮВ часть Джагирчайской площади.

Заслуживают внимания результаты детальных литохимических поисков на площади Хархарского месторождения, в которой выявлены 4 аномальных поля размером от 100 x 200 до 200-300 м с содержанием меди до 0,05%. Два из них оконтурены на северном и два – на ЮВ флангах месторождения. Во внутренних контурах этих аномалий выделяются более локальные с содержанием меди до 0,1%. Эти локальные аномалии пространственно совпадают с зонами разрывов. Характерно, что в центральной части месторождения, где оконтурено рудное тело на глубине, на поверхности литохимические аномалии меди не выделяются, что, вероятно, связано с процессами интенсивного выщелачивания и выноса меди с поверхностных горизонтов. Сказанное относится и к молибдену, где он образует лишь одну аномалию (400 x 150 м) на СВ фланге месторождения с содержанием 0,01-0,02%, пространственно тяготеющую к разрыву СВ простирания. Наиболее обширные аномалии меди и молибдена выделяются на северном фланге Хархарской площади, приуроченной к мощным зонам разрывов СЗ-го (субмеридионального) простирания и пространственно охватывающей южные фланги Гарадагского месторождения.

С целью разработки геохимических критериев и рационального комплекса геохимических методов поисков медно-порфировых руд в условиях Малого Кавказа, на Гарадагском месторождении проводились опытно-методические и поисковые геохимические работы. Опытными работами выявлено, что элементами-индикаторами Гарадагского месторождения по латерали являются три элемента: прямые медно-порфирового оруднения – медь, молибден, косвенный – серебро.

В строении первичных ореолов по вертикали на месторождении отсутствует дифференциация в пространственном распределении групп надрудных и подрудных элементов. Отсутствует также отчетливая вертикальная зональность.

Наиболее широкие и интенсивные ореолы образуют медь и молибден. На поверхности ореолы меди проявлены слабо, в их строении отсутствуют сплошность. Далее по значимости ореолы образует серебро на уровне рудного тела и на поверхности. Олово образует относительно широкие, но низкой интенсивности ореолы на уровне рудного тела, а на дневной поверхности – единичные, изолированные аномальные точки. Свинец, никель и кобальт образуют незначительные, узкие линейные ореолы слабой интенсивности на уровне рудного тела. Цинк, вольфрам, сурьма, висмут и мышьяк фиксируются по отдельным изолированным аномальным точкам, расположенным без определенной пространственной закономерности. Ореолы бария отсутствуют.

Отсутствие ореолов бария, мышьяка, сурьмы, свинца и цинка на дневной поверхности, на наш взгляд, свидетельствует о значительной эродированности медно-порфировой рудной колонки на Гарадагском месторождении.

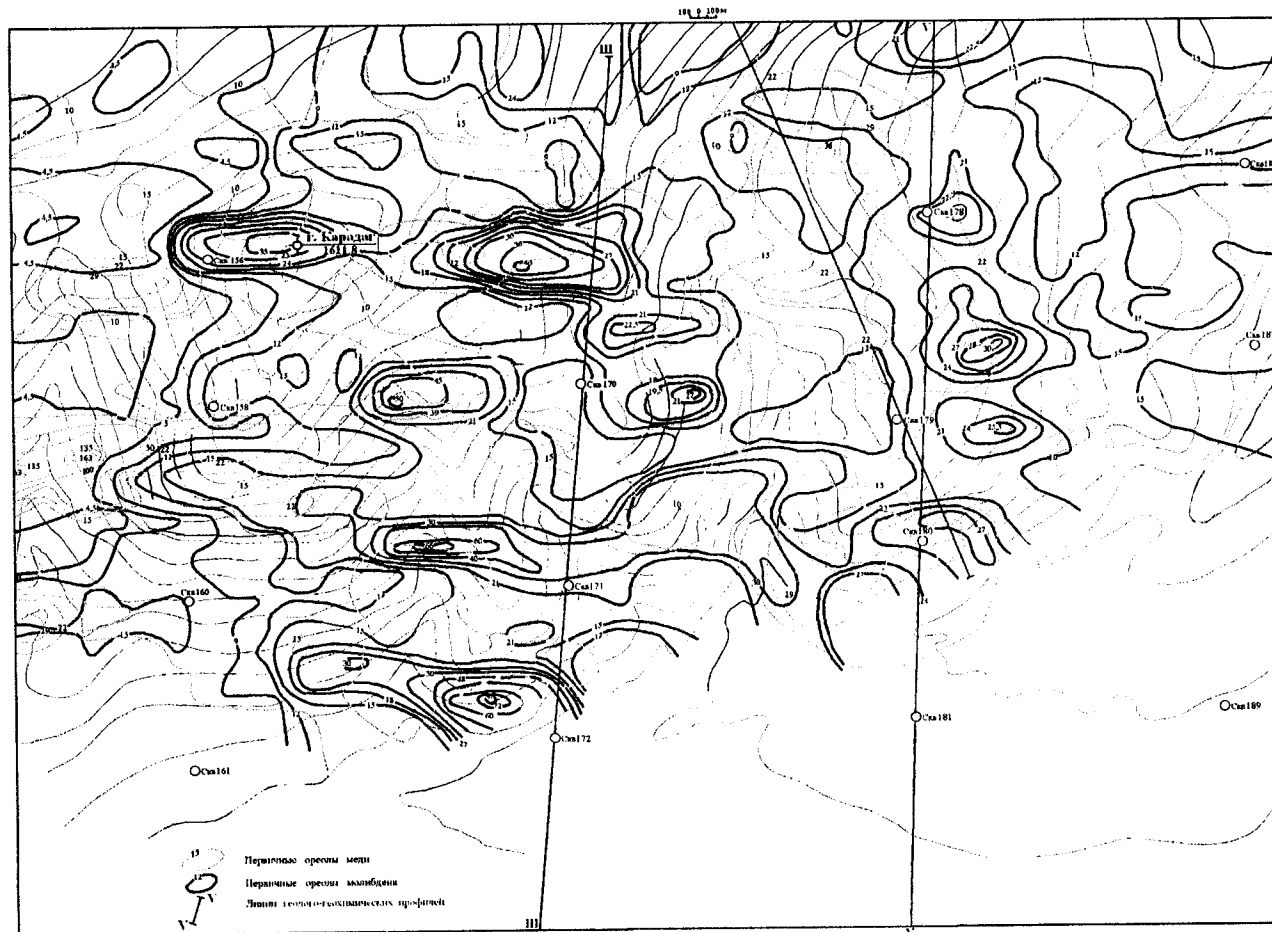


Рис. 6. Карта первичных геохимических ореолов меди и молибдена
Гарагачского месторождения медно-порфировых руд.

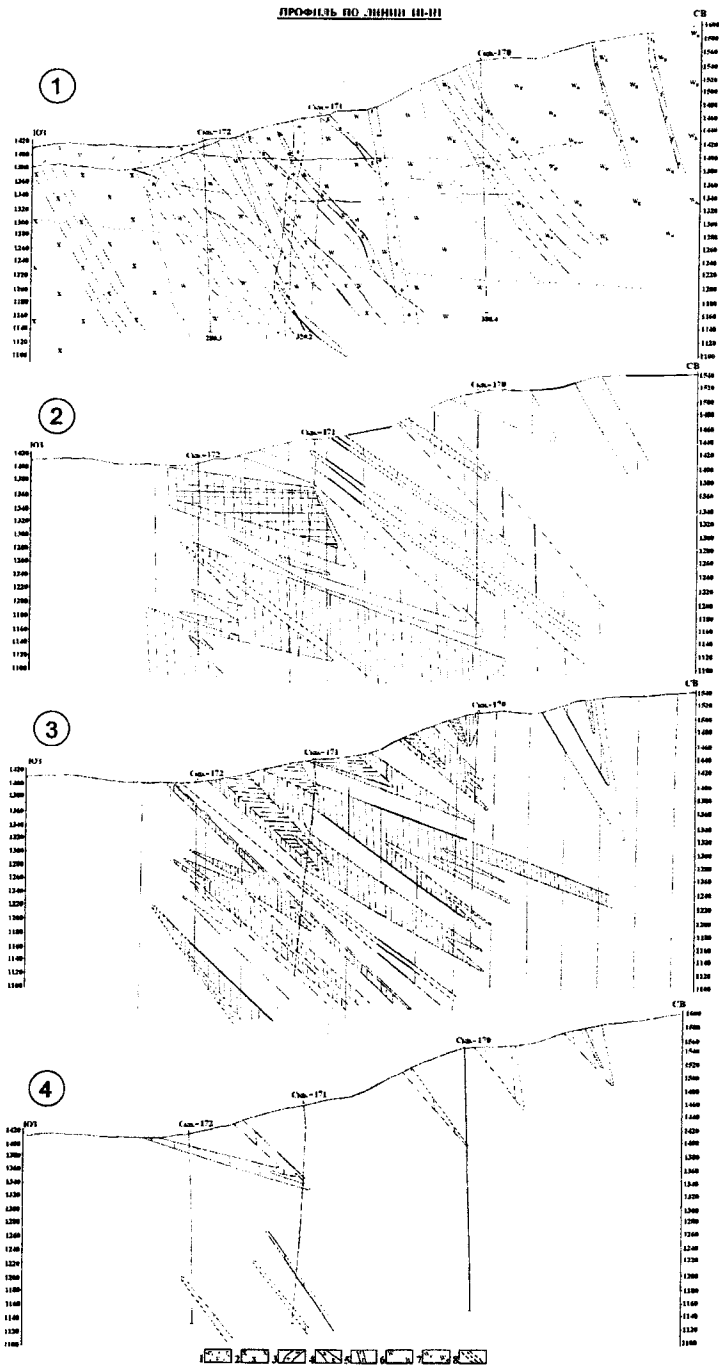


Рис. 7. Геологические разрезы с первичными геохимическими ореолами меди, молибдена и серебра.

1. Геологические разрезы по профилям III-III и V-V; 2- Cu; 3- Mo; 4- Ag.
 1. Современные отложения: суглинки, супеси с обломками пород; 2. Кварцевые и кварцсодержащие диоритовые порфиры. Дайки: 3. Мелкозернистые плагииграниты; 4. Кварцевые и кварцсодержащие диоритовые порфиры, рудоносные; 5. Диабазовые порфиры; Вторичные кварциты: 6. Монокварциты; 7. Кварц-серицит-каолиновые; 8. Разрывные нарушения.

ПРОФИЛЬ ПО ЛИНИИ У-У

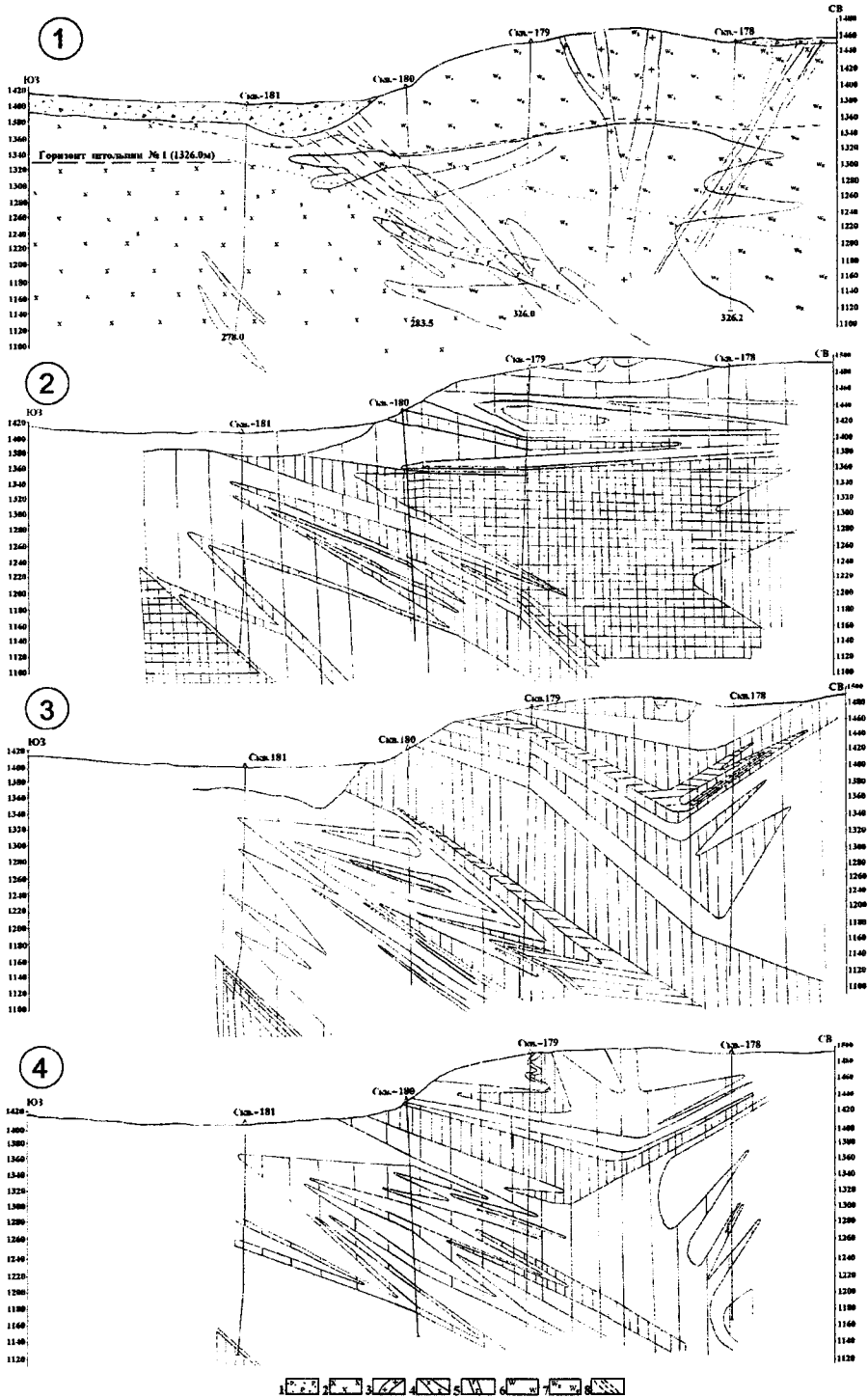


Рис. 8. Геологические разрезы с первичными геохимическими ореолами меди, молибдена и серебра. (Условные обоз. см. на рис. 7)

На Гарадагском месторождении развиты остаточные, открытые вторичные ореолы. Представительным горизонтом для опробования в условиях ландшафтов вторичных нагорных степей является элювиальный горизонт С, глубина которого варьирует в пределах 0,2-0,5 м. Оптимальной анализируемой фракцией материала проб является фракция менее 1 мм.

Оптимальной сетью опробования при проведении детальных поисковых работ на медно-порфиновые руды в условиях Малого Кавказа является сеть 100x40 м применительно к масштабу 1:10000, при которой относительное расхождение для меди составляет 12%, молибдена – 11,4%, что, однако, не превышает критического уровня и незначимо влияет на качество первичной геохимической информации.

В литохимических потоках Гарадагское месторождение проявляется лишь аномалиями меди и молибдена и незначительно – серебра. В целом, по всему Гарадагскому рудному полю выделяются обширные потоки меди (0,015-0,1%), серебра (0,00004- 0,00016%), цинка (0,008-0,015%) и локальные незначительные потоки молибдена и свинца. Наиболее обширными и контрастными являются потоки серебра, меди, далее цинка, наименее – молибдена и свинца.

На Джагирчайской площади выделен ряд литохимических потоков золота, сопровождающихся потоками меди, свинца, цинка. Содержание золота в литохимических потоках составляет 0,01-0,15 г/т, в двух пробах – 0,8 г/т, и в одной – 2 г/т. Литохимические потоки золота сопровождаются механическими потоками пирита с содержанием от 1 до 20 и более процентов в электромагнитной фракции шлиха с подавляющим преобладанием пентагон-додекаэдрических и октаэдрических форм. Количественные и качественные параметры литохимических и шлихово-минералогических потоков свидетельствуют, что в пределах Джагирчайской площади, в отличие от значительно медного характера медно-порфинового оруденения Гарадагского месторождения, имеет место также существенно медное, медно-порфиговое оруденение, но с золотом, что существенно повышает перспективы Джагирчайской площади.

В результате детальных поисков по первичным ореолам в пределах Джагирчайской площади выделяется ряд моноэлементных и полиэлементных аномальных полей, перспективных на обнаружение медно-порфинового оруденения.

В строении аномалий на Джагирчайской площади наблюдается определенная зональность по латерали: от центра к периферии – медь, молибден, барий, их охватывают аномалии серебра, а на периферии на востоке – свинец; на западе – цинк. Количественные геохимические параметры выделенных аномалий, их элементный состав, где наряду с основными элементами медно-порфинового оруденения (медью и молибденом) выделяются аномалии бария, свинца, цинка, занимающих крайне верхнее положение в медно-порфировой рудной колонке, свидетельствуют, что в отличие от Гарадагского месторождения здесь имеет место незначительная эродированность, а местами сохранность под покровом байосских отложений всей медно-пор-

фировой колонки, совпадающей с комплексными аномалиями второй группы, включающей данные элементы.

После проведения геохимических работ стало очевидным, что в пределах выделенной аномалии меди мы имеем дело с самыми верхами медно-порфировых рудных тел, представленных в данном срезе сульфидной минерализацией. Наша рекомендация о перспективах Джагирчайской площади получила подтверждение, в пределах указанной площади на глубине 50 м буровыми скважинами были вскрыты медно-порфировые руды, в состав которых входят халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, молибденит, золото.

Таким образом, геохимическую зональность месторождений медно-порфировой формации (включая ореолы) можно характеризовать величиной отношения произведений элементов-индикаторов, тяготеющих к верхней части рудной зоны, к элементам-индикаторам нижних горизонтов. Обобщение и анализ этих данных по различным объектам Гядабейского рудного района позволили выделить для надрудного, верхнерудного, среднерудного, нижнерудного и подрудного интервалов оруденения эталонные горизонтальные срезы, характеризующиеся определенными величинами показателей зональности и закономерным их распределением относительно рудных тел и первичных ореолов меди, молибдена и серебра.

Модель рудно-магматических систем медно-порфировых месторождений Гядабейского рудного района. Исходя из анализа общегеологических данных, а также характера геофизических полей и геохимических ореолов на различных уровнях эрозионного среза можно сформулировать следующую модель рудно-магматических систем медно-порфирового оруденения в пределах Гядабейского рудного района. Главными составляющими модели являются вмещающая рама (фанеритовые интрузивы главных фаз), малые интрузивные порфировые тела типа штокообразных тел и даек, как правило, локализующиеся в зонах развития рудоконтролирующих структур и пространственно тесно увязывающиеся с оруденением, брекчиевые тела, рудно-метасоматическая зональность, рудные тела. Модель учитывает известные представления о характере зависимости между оруденением, малыми порфировыми интрузиями и локально распространенными рудоносными гидротермалитами. Тем не менее, модель характеризует свойства, присущие именно месторождениям Гарадагского рудного поля.

Большая часть площади рудного поля сложена плагиигранитовыми интрузивами Атабек-Славянского массива, являющегося вмещающей рамой. Древний доальпийский фундамент здесь находится на глубинах от 0 до 2 км (Никольский и др., 1975) и местами (Храмский и Локский массивы) обнажается на дневной поверхности. Вмещающими породами массива являются вулканогенные образования байоса, слагающие контрастную андезит-базальт –риолитовую формацию (Абдуллаев и др., 1988). В районе Гарадагского рудного поля массив эродирован до горизонтов, на которых в контакте с интрузией находятся вулканогенные толщи нижнего и верхнего байоса, представленные андезито-базальтами, андезитами, риолитами, риолит-дацитами, риодацитами и их туфами. Массив приурочен к осевой части Шамкир-

ского горст-поднятия и охватывает наиболее приподнятую часть рудного района. Массив в плане характеризуется некоторой вытянутостью в меридиональном направлении, неправильной, с извилистыми очертаниями, формой и небольшим размером в поперечнике. Форма его штокообразная, площадь – около 80 кв.км. Установлена комагматичность интрузива с позднебайосскими кварцевыми плагиопорфирами (Абдуллаев, 1963; Гаджиев и др., 1981), что позволяет рассматривать их как различные фации единой вулканоплутонической ассоциации. Порфиридная и гранофировая структура плагиогранитов позволяет судить о небольшой глубине формирования интрузива. Согласно петрохимическим параметрам, Атабек-Славянский массив принадлежит к семействам гранитов и низкощелочных гранитов известково-щелочной серии, внедрившихся в эвгеосинклинальной геотектонической обстановке. Характерные особенности их – значительное преобладание натрия над калием, высокая и весьма высокая глиноземистость ($al' - 0,95-4,91$), близость к австралийским гранитам S - типа и оловоносным гранитам.

Важным элементом строения медно-порфировых систем Гядабейского рудного района являются эруптивные брекчии, фиксирующиеся на Гарадагском, Хархарском и Маарифском месторождениях. Тела эруптивных брекчий занимают секущее положение с вмещающими породами. Эруптивное брекчирование на медно-порфировых месторождениях Гарадагского рудного поля имеет много общего с таковыми медно- и молибден-порфировых месторождений Кавказа, Средней Азии, России, Монголии, США, Чили и других стран. Критериями брекчирования пород, отражающими специфику этих постмагматических продуктов, обогащенных летучими компонентами, являются (Туговик, 1974): изометричная и эллипсовидная в плане трубо-, штоко- и воронкообразная на глубину форма брекчиевых тел, отсутствие в контактных зонах среди вмещающих пород следов тектонического воздействия, сложный гетерогенный состав обломочного материала брекчий, включающего обломки пород из разных глубинных уровней; изменения формы обломков от округлой до остроугольной в сечении брекчиевых тел, заключающих обломки пород и руд магматического и послемагматического происхождения; наличие вулканического материала в цементирующей обломки рудной массе. Брекчиевые тела при небольших размерах в плане протягиваются на достаточно большую глубину и вмещают эндогенную рудную минерализацию. Важно отметить, что тела эруптивных брекчий отчетливо фиксируют рудоконтролирующие структуры, в связи с чем поиски и разведка этих образований имеют важное прикладное значение.

Соотношения эруптивных тел с медно-порфировым оруденением достаточно сложные. По представлениям Р.Силлитое (Sillitoe, 1972), А.И.Кривцова (Кривцов, 1983), разделяемым авторами, брекчиевые тела скорее характерны для верхних частей медно-порфировых систем – появление таких тел примерно отвечает уровню верхних выклиниваний порфировых интрузивов. В случае принятия этого положения, можно объяснить различие между месторождениями по распространенности и масштабам развития брекчиевых тел разными глубинами денудации медно-порфировых систем. Исходя из

степени эродированности медно-порфировых систем, могут быть вскрыты (Иванкин, 1970; Кривцов, 1983; Туговик, 1974): 1) рудоносный порфировый шток и небольшие брекчиевые тела нижних уровней брекчиевых трубок; 2) апофизы порфирового штока и примерно средние уровни брекчиевых трубок; 3) верхние части брекчиевых трубок и не порфировых интрузий. Основной объем промышленной минерализации в первом случае контролируется порфировым штоком, во втором – как порфировым штоком, так и брекчиевыми телами, которые иногда несут значительный объем рудного вещества, в третьем – в брекчиевых телах, однако во многих случаях она не имеет промышленного значения.

Эруптивные брекчии, выявленные в центральной наиболее приподнятой части Гарадагского рудного поля, состоят из вмещающих пород, представленных обломками плагиигранитов, вулканитов байоса, а также порфировых тел. Формы обломков от остроугольной до округлой, хорошо окатанные, подобно гальке и валунам в конгломератах. Обломки, слагающие брекчиевые тела, плохо отсортированы, контакты с вмещающими породами обычно резкие. Брекчиевые тела также интенсивно гидротермально переработаны и несут полиметалльную рудную минерализацию (представленную чаще всего минералами зоны окисления), обусловленную участием в рудообразовании широкого набора элементов, формирующих разнообразную рудную и жильную минерализацию.

Малые порфировые интрузии, с которыми структурно - пространственно связано медно-порфировое оруденение Гядабейского рудного района, являются особыми фациями пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Эти малые интрузии рассматриваются как производные заключительной фазы позднемезозойских магматических комплексов. Между породами Атабек-Славянского интрузива и малыми порфировыми интрузивными телами намечается возрастной разрыв с интервалом 20-30 млн. лет, другими словами, малые интрузивные штоки в данном случае рассматриваются как самостоятельная группа. В то же время возраст малых интрузивных тел и рудоносных метасоматитов практически близок. Последние являются поздним изменением пород и наложены на кварц-полевошпат-биотитовые метасоматиты и пропилиты.

Наиболее распространенными фациями малых интрузий являются диориты, кварцевые диориты, гранодиориты с порфировым сложением. Геолого-петрологические особенности этих образований подробно рассмотрены в работах многих исследователей (Абдуллаев, 1963; Абдуллаев и др., 1988; Азадалиев, 1989), размещены они вдоль восточного обрамления Атабек-Славянского плагиигранитового интрузива. Здесь установлены кварц-диорит-порфириновые и гранодиорит-порфириновые штоки с ветвящимися дайкообразными телами. Ширина дайкового поля среди плагиигранитов – более 200 м.

Исследования показали, что локализация медно-порфировых рудных тел и околорудных метасоматитов определялась сочетанием комплексов пород с определенными физическими свойствами. В геофизических полях это выразилось в избирательной приуроченности рудных тел и метасоматитов к

аномалиям определенного знака или уровня значений. Установлено, что месторождения медно-порфировых руд Гарадагского рудного поля находятся в пределах аномалий ВП. Аналогичные аномалии ВП выявлены за пределами рудного поля, по комплексу признаков потенциально перспективных на прожилково-вкрапленное медное оруденение.

Некоторые элементы медно-порфировых месторождений рудного поля хорошо опознаются в магнитных полях. Плагииграниты картируются отрицательными значениями ΔT , узкие локальные минимумы магнитного поля до 500 нТл внутри этого контура объясняются неоднородностью петрографического состава Атабек-Славянского массива. Более высокими магнитными полями до 1000 нТл картируется Джигирчайский интрузив. Локальные максимумы магнитного поля напряженностью от 500 до 1000 нТл отвечают телам повышенной основности. Спокойным положительным полем (ΔT от 0 до 100 нТл) со слабыми горизонтальными градиентами, картируются области развития эффузивных и пирокластических фаций вулканитов верхнего байоса, которые представлены андезитами, андезитовыми порфиритами, дацитами, андезит-дацитами, туфами и пирокластолитами. Локальные максимумы и повышенно-магнитные фации пород связаны с лавовыми покровами более основного состава. Локальные минимумы намагниченности вмещающих пород зависят от масштабов и интенсивности последующего гидротермального метасоматизма.

Как видно, совмещение положительных и отрицательных аномалий свидетельствует о пространственной сопряженности участков мобилизации и отложения железа и других компонентов пород.

Границы площадей развития вторичных кварцитов с интенсивной сульфидной минерализацией четко отбиваются по изолиниям поляризуемости в 10%.

Вертикальным электрическим зондированием (ВЭЗ) ВП установлены направления падения локализирующих сульфидную минерализацию разрывов, вертикальный размах оруденения, глубина до верхней кромки объекта, морфология предполагаемых рудных тел, их связь с интрузивной деятельностью площади. Методом ЧИМ отмечается крайняя неоднородность рудовмещающей зоны по распределению в ней отдельных небольших по размерам локальных ореолов с содержанием меди от 10 до 40-50 мкг/мл при фоне 2-5 мкг/л.

Таким образом, в качестве геофизической модели могут быть использованы результаты ВП, магнитной разведки, ВЭЗ ВП и ЧИМ, так как медно-порфировые месторождения размещаются в местах контрастной смены значений напряженности магнитного поля, вызванной поляризации, вертикального электрического зондирования и ЧИМ.

Характерными для золотосодержащих медно-порфировых месторождений Гядабейского рудного района являются обширные гидрохимические аномалии, выделяемые по соотношению сульфат-иона к гидрокарбонату, по сумме металлов и повышенному содержанию Cu, Mo, Zn, Ag , а также первичным ореолам Cu, Mo, Pb, Ag , совпадающие с геофизическими аномалиями ВП. Элементами-индикаторами Гарадагского медно-порфирового ме-

сторождения являются три элемента: прямые – медь, молибден и косвенный – серебро, которые образуют наиболее широкие и интенсивные ореолы. На уровне рудного тела относительно широкие, но низкой интенсивности ореолы образуют олово, свинец, никель и кобальт. Цинк, вольфрам, сурьма, висмут, мышьяк образуют отдельные изолированные аномальные точки, расположенные без определенной пространственной закономерности. На Гарадагском месторождении ореолы бария, мышьяка и сурьмы отсутствуют, что объясняется значительной эродированностью всей медно-порфировой рудной колонки.

Для Джагирчайского месторождения, в отличие от Гарадагского, характерно наличие интенсивных литохимических потоков золота, сопровождающихся потоками меди, свинца, цинка и механическими потоками пирита, что существенно повышает его перспективы. Характерным для этого месторождения также является латеральная геохимическая зональность (от центра к периферии) в строении первичных ореолов: – медь, молибден, барий, серебро, свинец и цинк. Количественные геохимические параметры выделенных ореолов и их элементный состав (медь, молибден, барий, свинец, цинк) свидетельствуют, что в отличие от Гарадагского месторождения, здесь имеет место незначительная эродированность.

Отмеченные геохимические особенности, вкупе с геофизическими и др. геологическими данными являются важными элементами модели рудно-магматических систем золотосодержащих медно-порфировых месторождений Гядабейского рудного района. Последние обстоятельства обуславливают специфику подхода к критериям поисков и прогнозирования подобных месторождений.

Литература

- АБДУЛЛАЕВ Р.Н. 1963. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 225 с.
- АБДУЛЛАЕВ Р.Н., МУСТАФАЕВ Г.В., МУСТАФАЕВ М.А. И ДР. 1988. Мезозойские магматические формации Азербайджана и связанное с ними эндогенное оруденение. Элм, Баку, 157 с.
- АБРАМОВИЧ И.М., КЛУШИН И.Г. 1987. Геодинамика и металлогения складчатых областей. Недра, Л.
- АБРАМОВИЧ И.М., ВОЗНЕСЕНСКИЙ С.Д., МАННАФОВ Н.Г. 1999. Геодинамика и золотоносность Колымы (Россия). Геология рудных месторождений, т. 41, 1, 43-53
- АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1989. Геолого-генетическая модель медно-порфировых формаций геосинклиналичного режима как основа прогноза и поисков скрытого оруденения (на примере Малого Кавказа). Известия АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, 4, 64-72.
- АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1990. Геолого-генетическая и объемно-геохимическая модели медно-порфировых месторождений геосинклиналичного режима как основа прогноза и поисков скрытого оруденения (на примере Малого Кавказа). В кн.: Научные принципы прогнозиро-

- вания эндогенного оруденения в восточно-азиатских вулканических поясах СССР. Недр, М., 226-237.
- АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1998. Плутоногенно-триединые процессы контактово-термального метаморфизма, скарнового рудогенеза и медно-порфирового оруденения (на примере Малого Кавказа). Докторская дисс. в виде науч. доклада. Баку, 62 с.
- БАБА-ЗАДЕ В.М., АГАСИЕВ М.А., РАМАЗАНОВ В.Г. 1989. Типовые геолого-генетические модели медно-порфировых месторождений Малого Кавказа. В сб.: Структура, геохимия и минералогия рудных и нерудных месторождений Азербайджана. Изд. АГУ, Баку.
- БАБА-ЗАДЕ В.М., МАХМУДОВ А.И., РАМАЗАНОВ В.Г. 1990. Медно- и молибден-порфировые месторождения. Азербешр, Баку, 368 с.
- БАБА-ЗАДЕ В.М. 2000. Обобщенная геолого-генетическая модель колчеданного рудообразования. Вестник Бакинского Университета, (серия естественных наук), 1, 105-126.
- БАБА-ЗАДЕ В.М. 2003. Рудные формации и металлогенические зоны Азербайджана. Аз. Милли Энциклопедиясы, Баку, 276 с.
- БАБА-ЗАДЕ В.М., АХМЕДОВ Д.М., РАМАЗАНОВ В.Г., МАМЕДОВ З.И., ИСМАИЛОВА А.М. и др. 2005. Минерально-сырьевые ресурсы Азербайджана. Озан, Баку, 808 с.
- ВЛАСОВ Г.М. 1979. О принципах выделения магματοгенно-рудных систем. Магматические рудные системы. Владивосток, 3-10
- ГАДЖИЕВ Т.Г., МАМЕДОВ М.М., ПОТАПОВА Е.И., СУЛЕЙМАНОВ Э.С. 1981. Принципы выделения магматических и рудных формаций Азербайджана. Баку, 71 с.
- ИВАНКИН П.Ф. 1970. Морфология глубокоовскрытых магματοгенных рудных полей. Недр, М., 278 с.
- КЕРИМОВ Г.И. 1961, 1963. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, т. 1 и 2, 154 с., 223 с.
- КРИВЦОВ А.И. 1983. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. Недр, М., 256 с.
- КРИВЦОВ А.И., МИГАЧЕВ И.Ф., ПОПОВ В.С. 1985. Зональность и золотоносность руд медно-порфировых месторождений. ВИЭМС, М., 48 с.
- МИТЧЕЛ А.Х., ГАРСОН М. 1984. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. Мир, М.
- МОНИН А.С., ЗОНЕНШАЙН Л.П. и др. 1987. История океана Тетис. Ин-т Океанологии, М., 155 с.
- НИКОЛЬСКИЙ Ю.И., МИЛАЙ Т.А., КОГАН Л.З. 1975. Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. Недр, Л.
- ПАВЛОВА И.Г., САХНОВСКИЙ М.Л. 1988. Модели рудно-магматических систем молибденово-медных порфировых месторождений как основа их поисков и прогнозирования. В кн.: Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Наука, Новосибирск, 225-232.
- РАТМАН И.П., КЕКЕЛИЯ С.А., НАРОЗАУЛИ И.Г. 1985. Зональность молибден-медно-порфировых месторождений, связанных с диорит-тонолит-плагиогранитными комплексами (на примере Техутского месторождения, Армянская ССР). Записки ВМО, 2, 167-177.
- РУНДКВИСТ Д.В. 1997. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования. Геология рудных месторождений, т. 39, 1.

- СИДОРОВ А.А. 1995. О трех эволюционных линиях рудообразования. Доклады РАН, т. 344, 2.
- СОТНИКОВ В.И., БЕРЗИНА А.П. 1986. Рудоносные (порфировые) магматические комплексы медно-молибденовых рудных узлов. В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. Наука, Сибирское отд., Новосибирск, 96-110.
- СОТНИКОВ В.И., БЕРЗИНА А.П., КАЛИНИН А.С. 1988. Обобщенная генетическая модель рудно-магматических систем медно-молибденовых рудных узлов. В кн.: Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Наука, Сибирское отд., Новосибирск, 232-240.
- ТУГОВИК Г.И. 1974. Эксплозии и рудный процесс. Недра, М., 205 с.
- ШИХАЛИБЕЙЛИ Э.Ш. Мегантиклинорий Малого Кавказа. 1972. Геология СССР, т. XLVII (геологическое описание), Азербайджанская ССР, Недра, М.
- ШИХАЛИБЕЙЛИ Э.Ш. 1996. Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоники Азербайджана. Элм, Баку, 215 с.
- SILLITOE R.H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, vol. 67, 2, 184-197.
- GILMOUR P. 1977. Mineralized intrusive breccias as guides to concealed porphyry copper systems. *Econ. geol.*, vol. 72, 209-303.
- KESLER S., IONES I., WALKER R. 1975. Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in Island. Areas. *Econ Geol.* vol. 70.
- LOWELL J.D., GILBERT J.M. 1970. Lateral and vertical alteration mineralization zoning in porphyry-ore deposits. *Econ. Geol.*, vol. 65, 4, 373-408.
- HOLLISTER V.F. 1975. An appraisal of the nature and source porphyry copper deposits. *Miner. Sci. and Eng.*, vol. 7, 3, 225-233.

*Исследования минеральных месторождений
будут особенно успешны в том случае, если
исследователь способен самостоятельно
разобраться в физико-химических закономерностях
изучаемых им процессов минералообразования.*

Академик Д.С.Коржинский (1953)

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И КОНВЕРГЕНТНОСТЬ РУДОНОСНЫХ КАЛЬЦИЕВО-СКАРНОВЫХ ФОРМАЦИЙ (на примере Малого Кавказа)

Дж.А.Азадалиев

*Институт геологии НАН Азербайджана
Az 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А*

Азадалиев Дж.А. Геолого-генетические модели и конвергентность рудоносных кальциево-скарновых формаций (на примере Малого Кавказа). В статье рассматриваются геолого-генетические аспекты кальциевого скарнообразования – тектоно-магматические условия проявления кальциево-скарновой формации, геолого-генетические и физико-химические модели кальциевого скарнообразования, включающие в себе контактово-диффузионную (биметасоматическую), контактово-инфильтрационную и инфильтрационно-автореакционную разновидности, комплексный анализ которых с привлечением типоморфных минералов и минеральных ассоциаций кальциевых скарновых метасоматитов дал возможность автору впервые высказать и обосновать идею о конвергентности кальциево-скарновой формации и в целом кальциевого скарнообразования в земной коре. В этой связи внесены и некоторые поправки в определение кальциевых скарнов как конвергентных образований, околоскарновых метасоматитов, скарновых метасоматитов в целом и скарново-рудных месторождений. Наряду с этим также более четко конкретизирован ряд важных понятий генетической минералогии с внесением ясности в их определения.

Azadaliyev J.A. Geologo-genetic models and the ore-bearing calcic-skarn formations convergence (on the Minor Caucasus example). The paper focuses on the geologo-genetic aspects of calcic-skarn formation – tectono magmatic conditions of calcic-skarn manifestation, geologo-genetic and physico-chemical models of calcic-skarn formation including contact-diffusive (bimetasomatic), contact-infiltrational and infiltration-autoreactional varieties, complex analysis which with typomorphic minerals and the mineral association of calcic-skarn metasomatites allowed to the authors to state and substantiate for the first time an idea of the convergence of calcic-skarn formation and as whole –calcic-skarn formation in the Earth Crust. In connection with this there were inserted some corrections connected with the definition of calcic-skarns as convergent formations, periskarn metasomatites and skarn-ore deposits. At the same time a number of important conceptions of genetic mineralogy are concretized more precisely.

Azadaliyev C.Ə. Skarn-filiz formasiyalarının geoloji-genetik modelləri və konvergentliyi (Kiçik Qafqaz timsalında). Məqələdə kalsiumlu skarnməhləgəlmə proleslərinin geoloji-genetik aspektləri – kalsiumlu skarn formasiyasının tektonik-maqmatik təzahürətmə şəraitləri, kalsiumlu skarnməhləgəlmənin geoloji-genetik və fiziki-kimyəvi modelləri (kontakt-diffuzion və ya bime-tasomatik, kontakt-infiltrasion və infiltrasion-avtoreksion modellər) nəzərdən keçirilir. Göstərilənlərin və kalsiumlu skarnların tipomorf minerallarının və mineral assosiasiyalarının kompleks araşdırılması əsasında müəllif ilk olaraq yer qabığında kalsiumlu skarn formasiyasının konverqent olması fikrini irəli sürmüş, bu fikri müvafiq ədəbiyyat məlumatlarını cəlb etməklə öz faktiki tədqiqatları əsasında tam təsdiq etmişdir. Eyni zamanda, kalsiumlu skarnləməhləgəlmənin konver-

qent olması ilə əlaqədar olaraq, kalsiumlu skarnlar, skarnyanı metasomatitlər və skarn-filiz yataqları anlayışlarına bəzi yüngül düzəlişlər verilmişdir. Bununla yanaşı, genetik mineralogiyanın bəzi çox vacib anlayışları konkretləşdirilmiş və onlara müəyyən aydınlıq gətirilmişdir.

Диапазон научной деятельности академика М.А.Кашкая был весьма широким. Тем не менее очень трудно ограничить круг его деятельности каким-нибудь одним научным направлением геологической науки. В связи с этим нельзя не отметить, что в строго очерченной и целеустремленной многогранной деятельности М.А.Кашкая можно выделить несколько переплетающихся и дополняющих друг друга направлений, таких как стратиграфия и литология, тектоника и магматизм, петрология и металлогения, метасоматизм и рудообразование, минералогия и геохимия, минеральные и термальные воды, техническая петрография и строительные материалы. Наряду с этим весьма примечательно, что, начиная с 30-х годов прошлого XX века, долгие годы М.А.Кашкай занимался изучением скарновых месторождений сначала Кондомского рудного поля Горной Шории в Западной Сибири, а затем уникального на Малом Кавказе Дашкесанского скарново-железорудного месторождения с кобальтовым оруденением. В этой связи представляется, что сегодня, в день 100-летнего юбилея академика М.А.Кашкая, постановка научного доклада по скарново-рудным формациям весьма символична. Ибо скарновые месторождения представляют генетически четкую обособленную группу месторождений Fe, Cu, Co, W, Mo, Sn, Pb и Zn, Au, В, Be, флогопита и ряда других полезных ископаемых.

Поэтому, учитывая научно-прикладную и промышленно-генетическую значимость изучения скарново-рудных формаций, вниманию участников Юбилейной научной сессии представляется настоящий доклад о тектономагматических обстановках проявления, геолого-генетических и физико-химических моделях образования, конвергентности кальциевого скарно-рудообразования, ряде уточнений, внесенных в терминологию, и конкретизации объемного и генетического соотношений определенных понятий генетической минералогии.

*
* *

I. Геолого-тектоно-магматические обстановки проявления кальциево-скарновых образований. Скарновые образования земной коры в целом по своим типоморфным минералам и минеральным ассоциациям подразделяются на две главные генетико-формационные группы – формацию кальциевых (известковых) скарнов и формацию магнезиальных скарнов. Между тем в природе очень редко встречаются и марганцевые скарны, представляющие лишь минералогический интерес.

В настоящей работе рассматриваются геолого-генетические аспекты только лишь кальциевых скарнов, которые в своем значительном большинстве являются рудоносными, хотя в геолого-генетических аспектах этих двух формационных групп скарнов существуют определенные общности и отличия.

Рудоносные кальциево-скарновые формации в целом широко представлены в различных геодинамических и геолого-тектонно-магматических обстановках земной коры – преимущественно в складчатых поясах, особенно в эвгеосинклинально-складчатых областях всех тектоно-магматических циклов (каледонский, байкальский, герцинский, киммерийский и альпийский) на различных этапах (геосинклинальный и орогенный) их развития и в зонах тектоно-магматической активизации, а в меньшей мере на платформах и древних щитах. Однако кальциевые скарны платформенных условий имеют своеобразный инфльтрационно-автореакционный характер механизма формирования и возникают обычно за счет и среди щелочно-ультраосновных и ультраосновных комплексов. Скарновые же месторождения древних щитов возникают среди гнейсовых комплексов в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Между тем наиболее крупные скарновые тела характерны для складчатых областей и зон тектоно-магматической активизации.

Скарново-рудные тела площадью от десятков квадратных сантиметров до десятков квадратных километров при мощности до десятков метров в целом обладают морфологическим разнообразием и имеют линзовидную, пластобразную, жилообразную, трубообразную, штоковидную, гнездовидную формы и характеризуются метасоматической зональностью.

II. Геолого-генетические и физико-химические модели кальциево-скарно-рудообразования. Комплексное изучение особенностей типоморфных минералов и минеральных ассоциаций скарновых образований показало, что Малокавказские скарны относятся к разряду кальциевой скарновой формации (Азадалиев, 1965-1998).

Анализ богатого фактического материала по Малому Кавказу и обобщение литературных данных по другим регионам свидетельствуют о том, что, несмотря на формирование кальциевых скарнов в различных геолого-геодинамических обстановках, геолого-генетических и физико-химических моделях (контактово-диффузионная или биметасоматическая, контактово-инфльтрационная и инфльтрационно-автореакционная), они характеризуются удивительной устойчивостью типоморфных минеральных ассоциаций, главными из числа которых являются гранаты и пироксены соответственно гроссуляр-андрадитового и диопсид-геденбергитового изоморфных рядов (Азадалиев, 1993/1994, 1996, 1997₁₋₂, 1998; Кашкай, Азадалиев, 1972).

Согласно признанной в настоящее время фундаментальной метасоматической теории, образование скарнов происходит главным образом в результате контактово-реакционного взаимодействия двух химически неравновесных породных сред – алюмосиликатной и карбонатной – при посредстве эволюционирующих высокотемпературных постмагматических растворов ранней щелочной стадии. Относительно механизмов формирования следует отметить что, как и всякие метасоматические изменения, процессы скарнообразования протекают путем инфльтрации и диффузии гидротермальных растворов. Однако в отличие от других метасоматических формаций, которые возникают

при взаимодействии только двух сред – эволюционирующих гидротермальных растворов и исходных пород, скарны образуются в высокотемпературных контактовых ореолах активных интрузивов при наличии обычно трех сред – двух контактирующихся химически неравновесных (контрастных по петрохимическому составу) исходных алюмосиликатных или силикатных пород любого происхождения, с одной стороны, и известняков – с другой, при посредстве высокотемпературных эволюционирующих растворов ранней стадии метасоматоза, когда главные компоненты (*Ca*, *Si*, *Al* и др.) мигрируют путём диффузии и инфильтрации из одной среды в другую (*Ca* из известняков в алюмосиликатную среду, а *Si* и *Al*, наоборот, – из алюмосиликатных пород в известняки). Однако в природе встречаются также типичные кальциевые скарны своеобразного механизма возникновения, названного В.А.Жариковым (1960,1968) «автореакционным», представляющие собой третий генетический тип кальциевых скарнов.

Таким образом, для процессов скарнообразования характерны три геолого-генетические и физико-химические модели или три способа (три механизма) образования – контактово-диффузионная (биметасоматическая), контактово-инфильтрационная и инфильтрационно-автореакционная, причем для первых двух моделей обязательным условием является реакционное участие известняков в скарновом метасоматозе. Во всех этих моделях формирование кальциевых скарнов является непрерывно-прерывистым процессом и происходит под воздействием обычных постмагматических высокотемпературных гидротермальных флюидов, претерпевающих режим кислотно-основной эволюции. Надо отметить, что эти модели отрицают существование в природе особых «скарнирующих растворов», допускаемых рядом исследователей.

Ниже приводится краткая характеристика каждой из трех геолого-генетических и физико-химических моделей кальциевого скарнообразования в отдельности.

1. Контактво-диффузионная (биметасоматическая) модель. При просачивании постмагматических высокотемпературных растворов вдоль контакта двух контрастных по химическому составу неравновесных пород – алюмосиликатных и известняков в высокотермальном контактовом ореоле активной интрузии происходит диффузия *Ca* через растворы в сторону алюмосиликатов, а *Si* и *Al* – в известняки. Биметасоматическое скарнообразование порою возможно и вне высокотермального контактового ореола активной интрузии. В зоне встречной диффузии в силу различной активности диффундирующих элементов происходит биметасоматическое замещение известняков и алюмосиликатных пород с возникновением ряда реакционных скарновых зон, сложенных минералами диффузирующих (*Ca*, *Si*, *Al*) и привнесенных компонентов (*Fe*, *Mn*, *Mg*), создавая зональное размещение минеральных парагенетических ассоциаций (рис. 1).

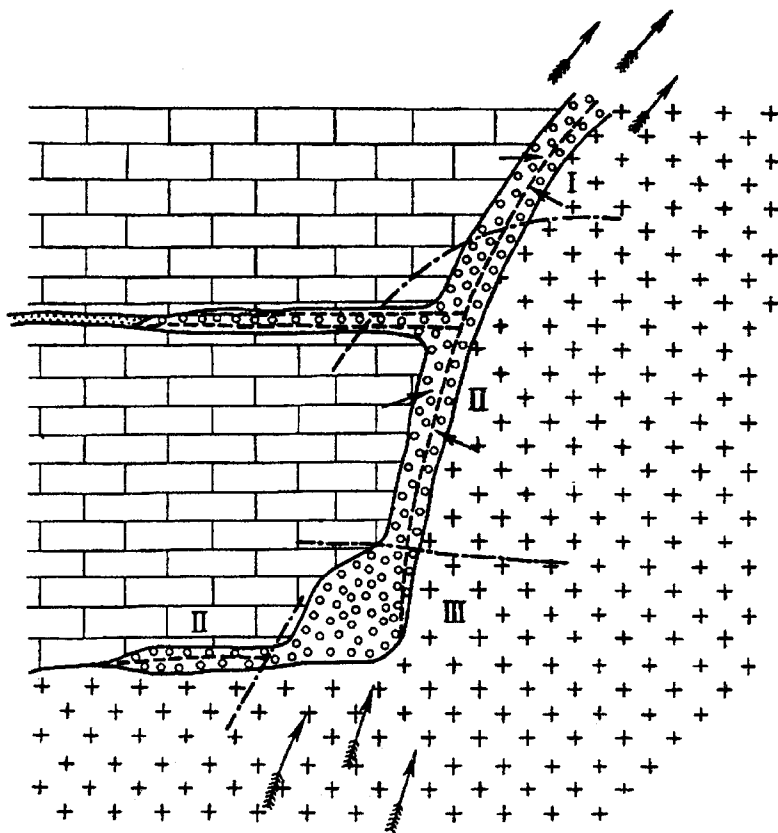


Рис.1. Схема биметасоматоза при просачивании растворов вдоль контакта гранитоида (крестики) с известняком (кирпичики) (по Д.С.Коржинскому, 1955, с.386).

Точками обозначен прослой песчаника в известняках. Скарновая зона (кружки) в поясах I и II образуется путем биметасоматоза, причем более мелкие стрелки обозначают направления встречной диффузии менее подвижных компонентов реагирующих пород. В нижней зоне III преобладает контактово-инфильтрационный метасоматоз. Первоначальные контакты пород среди скарнов показаны прерывистой линией. Границы между поясами обозначены штрих-пунктиром.

Среди кальциевых скарнов контактово-диффузионной (биметасоматической) модели различают две фации в зависимости от состава исходных пород – а) фацию экзоскарновую, или апоизвестняковую, и б) фацию эндоскарновую, или апоалюмосиликатную.

Участвующие в биметасоматозе химические элементы и компоненты по степени подвижности ведут себя различно и условно квалифицируются как вполне подвижные (H_2O , CO_2), подвижные (K , Na , Cl и др.), менее подвижные (Ca , Mg , Fe , Si) и инертные (Al , Ti). Приведенный условный ряд дифференциальной подвижности компонентов, за исключением вполне подвижных, в зависимости от степени эволюции состава растворов, Р – Т условий и других факторов метасоматоза иногда может быть изменен.

Минеральный состав метасоматических зон биметасоматических скарнов определяется содержанием инертных компонентов. Все зоны метасоматической колонки возникают одновременно и разрастаются в обе стороны от контакта. Границы между метасоматическими зонами резкие. Условная метасоматическая колонка биметасоматических скарнов представляется в виде:

0. Интрузивная порода

Эпидот-ортоклаз-пироксеновый околоскарновый метасоматит

Пироксен-гранатовый эндоскарн

Гранатовый экзоскарн

Пироксеновый экзоскарн

00. Известняк.

Скарновые залежи контактово-диффузионной модели обладают следующими характерными признаками: а) скарновые тела возникают по обе стороны от линии контакта двух совершенно различных по химическому составу пород, как правило, карбонатных и алюмосиликатных; б) в связи с незначительной скоростью диффузии компонентов биметасоматические скарновые тела характеризуются маломощностью; в) скарновые тела обладают зональностью, и в пределах каждой зоны типоморфные минералы переменного состава закономерно меняют свой минеральный состав в широких диапазонах; г) по алюмосиликатным породам возникают эндоскарны, а за счет карбонатных (особенно известняков) образуются экзоскарны; д) гранаты и пироксены эндоскарнов более глиноземистые, а таковые экзоскарнов, наоборот, более железистые.

2. Контактново-инфильтрационная модель обуславливает возникновение скарнов в условиях тех же химически неравновесных пород вследствие одностороннего переноса или инфильтрации по трещинам компонентов высокотемпературными постмагматическими гидротермальными растворами (Азадалиев, 1964). При просачивании растворов по трещинам из одной неравновесной породной среды в другую (например, из карбонатной в алюмосиликатную или наоборот) происходит насыщение гидротермальных растворов присутствующими в контактирующихся породах компонентами и тем самым обеспечивается реакционное взаимодействие компонентов замещаемой породы (*Si* и *Al* из алюмосиликатов) с привнесенными компонентами контактирующей породы (например, *Ca* из карбонатной породы и вполне подвижными компонентами растворов (*Fe*, *Mg*, *Mn* и др.), в результате чего образуются жильные скарновые тела контактово-инфильтрационной модели.

Среди кальциевых скарнов контактово-инфильтрационной модели также различают две фации в зависимости от состава исходных пород: а) фацию экзоскарновую, или апоизвестняковую, когда просачивающиеся по алюмосиликатной среде и насыщенные кремнеземом и глиноземом растворы поступают в известняки, вызывая замещение их обычно пироксеновыми скарнами, и б) фацию эндоскарновую, или апоалюмосиликатную, когда просачивающиеся по известнякам и насыщенные кальцием растворы, поступая в алюмосиликат-

ные породы любого происхождения, вызывают образование кальциевых скарнов. Эти фации апоизвестняковых и апоалюмосиликатных кальциевых скарнов контактово-инфильтрационной модели могут быть генетически взаимосвязаны, однако такая связь может и отсутствовать. По мнению В.А.Жарикова (1959), в первом случае выделяются контактово-инфильтрационная модель компенсированного типа, а во втором – некомпенсированного.

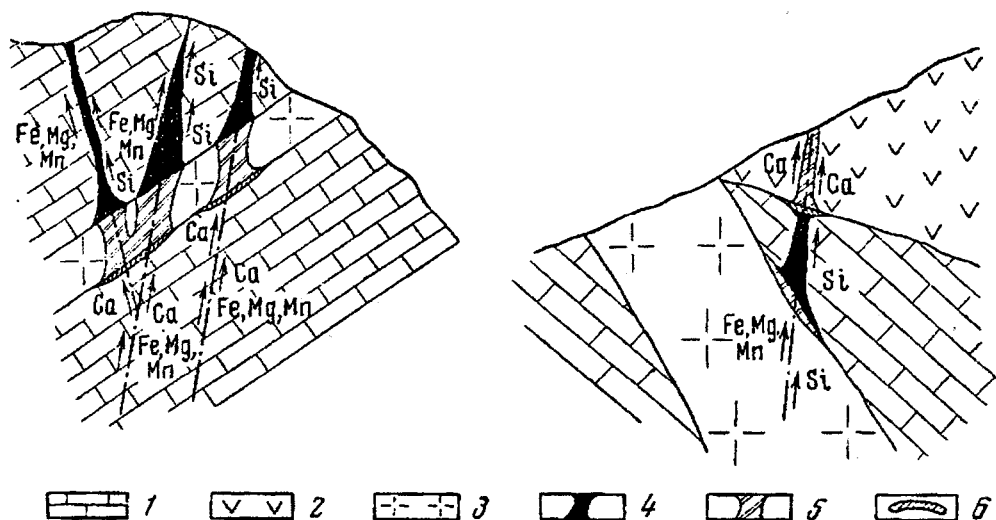


Рис. 2. Условия образования компенсированного типа контактово-инфильтрационных скарнов (по В.А.Жарикову, 1959, с.296).

- 1 – известняки; 2 – эффузивы; 3 – гранитоиды; 4 – экзоскарновая (апоизвестняковая) фация контактово-инфильтрационных скарнов; 5 – эндоскарновая (апоалюмосиликатная) фация контактово-инфильтрационных скарнов; 6 – биметасоматические скарны.

Контактово-реакционное скарнообразование называется компенсированным в тех случаях, когда насыщенные кальцием растворы вызывают эндоскарнирование алюмосиликатных пород, а высвободившиеся при этом SiO_2 и Al_2O_3 переносятся растворами по трещине дальше и при поступлении растворов вновь в известняки отлагаются с образованием экзоскарнов. Это характерно для условий, когда небольшие по мощности исходные породы одной среды (известняки или алюмосиликаты) залегают среди значительных по мощности горных пород другой среды (рис. 2).

Образование же некомпенсированного типа скарнов, наоборот, наблюдается при больших мощностях контактирующихся неравновесных исходных пород (рис.3).

В результате длительного просачивания по мощной толще известняков или по крупному массиву гранитоидов растворы при вступлении в другую среду вызывают образование скарновых тел значительной мощности. По заключению В.А.Жарикова, компенсирующих изменений первой среды при этом не происходит, поскольку длительное просачивание растворов по боль-

шуму массиву вызывает значительный вынос необходимого компонента без скарирования. Очень часто возникновение кальциевых скарнов как компенсированного, так и некомпенсированного типов контактово-инфильтрационной модели сопровождается образованием скарнов контактово-диффузионной (биметасоматической) модели.

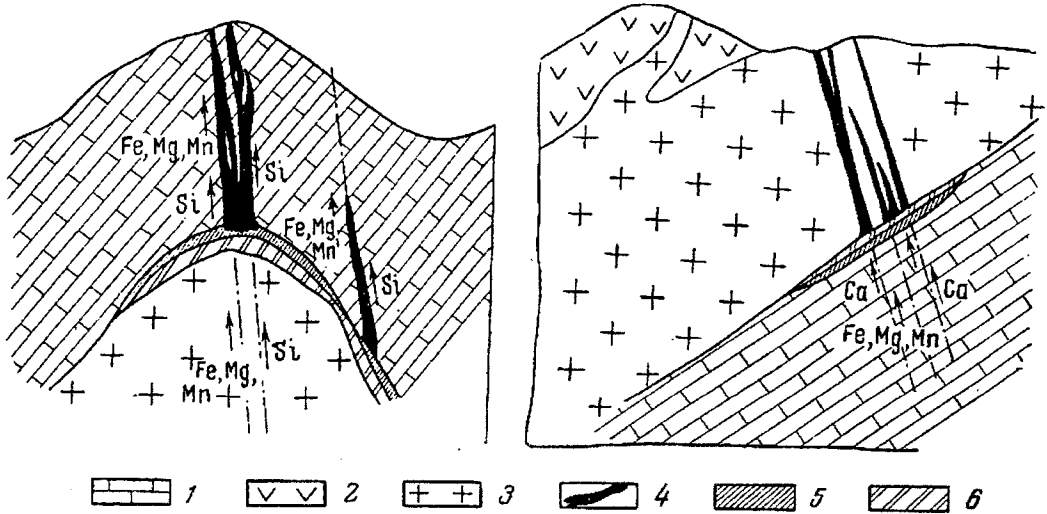


Рис.3. Условия образования некомпенсированного типа контактово-инфильтрационных скарнов (по В.А.Жарикову).

1 – известняки; 2 – эффузивы; 3 – гранитоиды; 4 – контактово-инфильтрационные скарны; 5 – биметасоматические экоскарны; 6 – биметасоматические эндоскарны.

3. Инфильтрационно-автореакционная модель. Как видно, для скарнообразования классическими и наиболее характерными являются два механизма или две модели – контактово-диффузионная (биметасоматическая) и контактово-инфильтрационная, причем для каждой из них обязательным условием является реакционное участие известняков в процессе скарного метасоматоза. Между тем в природе существуют кальциевые скарны своеобразного механизма (способа) возникновения без реакционного участия известняков в результате постмагматического высокотемпературного метасоматоза пород ультраосновного-основного состава. При этом для кальциевого скарнообразования столь необходимый главный компонент *Ca* обеспечивается за счет исходных пород, обогащение его в зоне метасоматоза происходит путем выноса других компонентов и, возможно, частичным привнесом растворами из глубин (Азадалиев, 1965; Кашкай, Азадалиев, 1972).

Надо отметить, что впервые В.А.Жариковым (1960, 1968) был выделен особый «автореакционный» генетический тип скарнов, образовавшихся в платформенных условиях в результате кальциевого метасоматоза ультрабазитов и щелочных ультрабазитов путем автореакционного повышения активности *Ca* вследствие кислотно-основной эволюции постмагматических

растворов в основной и ультраосновной среде при отсутствии известняков. Изучив малокавказские скарны аналогичного генетического типа и при этом исходя из определенных логических соображений, мы предлагаем термин «автореакционный» заменить «инфильтрационно-автореакционной моделью» скарнообразования.

Надо заметить, что аналогичные кальциевые скарны, помимо платформенных условий, образовались также в эвгеосинклинально-складчатых областях, в том числе, как уже отмечено, и на Малом Кавказе, а также в зонах тектономагматической активизации и древних щитах путем инфильтрационно-автореакционного высокотемпературного кальциевого метасоматоза базальтоидных вулканитов, габброидов, альпинотипных ультрабазитов офиолитовой ассоциации и частично гнейсов древних щитов без реакционного участия известняков, либо при их полном отсутствии.

Небезынтересно особо отметить еще и такой факт, что нередко среди альпинотипных ультрабазитов и габброидов, а также вулканитов основного состава встречаются своеобразные постмагматические метасоматиты, сложенные типоморфными минеральными ассоциациями кальциевых скарнов и даже типичными апоскарновыми минералами гистерогенного разложения, именуемые в литературе как «**родингит**» (по месту первоначального обнаружения этих новообразований в бассейне р. Родинг в Новой Зеландии), или как «**хлограпит**» (из первых слогов названий слагающих метасоматиты трех как бы типоморфных минералов – хлорита, граната и пироксена), либо как «**гранатит**», что свидетельствует о шаткости и излишестве этих терминов (Азадалиев, 1987, 1993/1994, 1996, 1997^{1,2}, 1998; Аллахвердиев, 1991). Возникновение названных терминов связано, вероятно, как с необычными для классических скарнов условиями их образования, так и с явно некачественным подходом к изучению этих метасоматитов. Основная суть путаницы заключается в том, что, поскольку вне связи с карбонатными породами скарны никак не рассматривались и даже не представлялись, все это, то есть отсутствие двух контактирующих неравновесных сред (алюмосиликатов и известняков), сдерживало исследователей, чтобы, глубоко не осмыслив происходившее, распространить понятие «**скарн**» на возникшие в среде гипербазитов и базитов метасоматические породы, которые к типичным скарнам не относились.

Главной причиной неопределенности выделения этих метасоматитов под различными названиями служило обстоятельство, связанное с проблемой возникновения в совершенно различных условиях одних и тех же минеральных парагенезисов с высоким и в то же время одинаковым химическим потенциалом *Ca* как в скарнах, так и в «родингитах». Если в обычных скарнах проблема *Ca* легко объясняется контактово-реакционными процессами при участии алюмосиликатов и известняков, то при инфильтрационном метасоматозе в условиях ультраосновных либо основных пород повышение химического потенциала *Ca* происходит инфильтрационно-автореакционным путем в результате последовательных метасоматических реакций замещения при их взаимодействии с эвол-

юционирующими постмагматическими растворами (Азадалиев, 1967, 1987, 1993/1994, 1996, 1997₁₋₂, 1998; Кашкай, Азадалиев, 1972).

Идентичными оказываются химизм и поведение компонентов при формировании как классических кальциевых скарнов, так и т.н. «родингитов», выражающиеся в смене сильных оснований более слабыми, что свидетельствует о постепенном повышении кислотности растворов.

Таким образом, по ряду типоморфных признаков (минеральные парагенезисы, физико-химические и температурные условия образования, характер оруденения и гистерогенного разложения типоморфных минералов и т.п.) представляется целесообразным впредь «родингиты» называть кальциевыми скарнами и относить их к формации типичных кальциевых скарнов (Азадалиев, 1987, 1996, 1997₁₋₃).

Минеральные парагенезисы кальциевых скарнов инфильтрационно-автореакционной модели зависят от состава исходных пород и представлены типоморфными минералами, характерными для обычных скарнов – пироксенами, гранатами, везувином, скаполитами, плагиоклазами, апатитом, волластонитом и др., а также апоскарновыми гистерогенными минералами – хлоритом, эпидотом, амфиболами (актинолит, тремолит), пренитом и др.

Рассматриваемые скарны морфологически представлены жильными, линзовидными телами иногда значительной мощности и характеризуются зональностью строения и фациальностью состава. Для кальциевых скарнов в целом решающим является определение источника главного элемента – *Ca* и выяснение причин возникновения минеральных парагенезисов с высоким химическим потенциалом кальция.

Для классических кальциевых скарнов контактово-диффузионной (биметасоматической) и контактово-инфильтрационной моделей этот вопрос легко решим, ибо в процессах контактово-реакционного минералообразования активное участие принимают известняки, тогда как для инфильтрационно-автореакционных скарнов, в образовании которых известняки или известковые породы отсутствуют, при этом источник *Ca* остается неизвестным.

В.А.Жариков, в соответствии с концепцией Д.С.Коржинского (1953, 1955) о кислотно-основной эволюции гидротермальных растворов, считает, что при вступлении растворов в основную среду ультрабазитов, щелочных ультрабазитов, габброидов и базальтоидов повышается активность всех оснований, в том числе и химический потенциал кальция. Вследствие кислотно-основной эволюции растворов в условиях основной среды повышение кислотности вызывает существенное возрастание активности *Ca* и других более слабых оснований, а также *Al*, *Fe*³⁺ и др. с образованием минеральных парагенезисов существенно кальциевых силикатов и алюмосиликатов. Как видно, инфильтрационно-автореакционное скарнообразование возможно только в основной среде путем повышения активности химического потенциала *Ca* вследствие эволюции гидротермальных растворов. Если в обычных кальциевых скарнах вопрос о кальции легко решается контактово-реакционными процессами при обязательном

участии алмосиликатов, известняков и высокотемпературных гидротермальных растворов, то при инфильтрационно-автореакционном метасоматозе в условиях ультраосновной и основной сред повышение химического потенциала *Ca* происходит путем автореакционного метасоматоза.

III. Конвергентность кальциевого скарнообразования. Кальциевое скарнообразование всех трех моделей, несмотря на большое сходство физико-химических условий образования, постоянство типоморфных минеральных ассоциаций и зональное строение скарновых тел, резко отличается источниками главного компонента (*Ca*), механизмом формирования скарнов и различными геологическими и тектоно-магматическими обстановками возникновения. Это явление относительно кальциевых скарнов впервые обнаружено автором настоящей статьи, что позволило автору впервые высказать идею о конвергенции кальциевого скарнообразования и конвергентности кальциевых скарнов земной коры. Нами обнаружено, что кальциевые скарны, сходные по минеральному составу и типоморфным минеральным ассоциациям, зональному строению, фаціальности, но различающиеся по геологическим и физико-химическим условиям проявления, генезису и источникам главного компонента (*Ca*), называются конвергентными (Азадалиев, 1996, 1997^{1,3}, 2005). Таким образом, конвергентными называются однотипные рудные формации либо минеральные месторождения, минеральные ассоциации или одни и те же минералы, тождественные по составу и строению, но различные по условиям образования, источникам веществ и происхождению. В этом отношении кальциевое скарнообразование и кальциевые скарны не составляют исключения.

На основе тщательной обработки фактического материала по Малому Кавказу и анализа литературных данных автором (Азадалиев, 1996, 1993/1994, 1997^{1,2}, 2005) установлено, что кальциевые скарны, сходные по минеральному составу и типоморфным минеральным ассоциациям, зональному строению, фаціальности и физико-химическим условиям возникновения, но различающиеся по геологическим условиям, тектоно-магматическим обстановкам проявления и механизму формирования, являются конвергентными образованиями.

Впервые идеи о конвергентности рудных формаций высказал В.И.Смирнов (1960) применительно лишь к колчеданным месторождениям. Г.Л.Поспелов (1963), анализируя проблему конвергенции в петрографии и геологии, отмечал, что проблема конвергенции уже в недалеком будущем самой логикой жизни будет поставлена в число важнейших теоретических и практических проблем геологической науки, и по его мнению, «... конвергенция представляет собой не продукт мышления, а объективное явление природы, с которым надо серьезно считаться».

Изучение явления конвергенции в минералообразовании и выявление типоморфных особенностей конвергентных минералов и минеральных ассоциаций является одной из интересных задач генетической минералогии. В соответствии с этим явления конвергенции в минералообразовании более обстоятельно были рассмотрены Ф.В.Чухровым (1972). По его мнению, возникновение одних и тех

же минералов или минеральных ассоциаций как при эндогенных, так и при экзогенных процессах представляет конвергенцию первого порядка, а образование их в неодинаковых условиях, либо только при эндогенных, или только при экзогенных условиях является конвергенцией второго порядка. Согласно его представлениям, некоторые минералы образуются при весьма резко отличающихся значениях P–T-условий, что может свидетельствовать о конвергенции в широком диапазоне термодинамических условий, и, наоборот, ряд минералов возникает при эндогенных и экзогенных процессах в сравнительно небольшом интервале P–T-условий, но при разных процессах минералообразования, что указывает на конвергенцию в узком диапазоне термодинамических условий.

Частным случаем конвергенции является выделение одних и тех же минералов на разных стадиях (этапах) генетически единого процесса. Надо отметить, что явление конвергенции в минералообразовании Ф.В.Чухровым было проанализировано главным образом под углом зрения типоморфизма минералов в соответствии с его вышеизложенными представлениями.

Несмотря на удивительную устойчивость типоморфных минеральных ассоциаций и минеральных парагенезисов и кальциево-скарновых залежей, они формировались при различных геолого-генетических моделях (контактово-диффузионная или биметасоматическая, контактово-инфильтрационная и автореакционно-инфильтрационная) в различной обстановке. Как отмечалось выше, одни скарновые тела образовались на контакте двух неравновесных породных сред – алмосиликатов и известняков – при посредстве высокотемпературных гидротермальных растворов путем инфильтрационного и (или) диффузионного метасоматоза в эвгеосинклинально-складчатых обстановках и зонах тектоно-магматической активизации, а другие – на платформах и древних щитах путем инфильтрационно-автореакционного кальциевого метасоматоза основных, ультраосновных и ультраосновно-щелочных пород, а также сланцев без реакционного участия известняков.

IV. Некоторые поправки в терминологии скарнообразования.

В связи с установлением конвергентности кальциевого скарнообразования и кальциевых скарнов земной коры, нами предложено более совершенное определение понятий «**кальциевые скарны**», «**околоскарновые метасоматиты**» и «**скарновые метасоматиты**», «**скарновые месторождения**» и «**скарново-рудные формации**» (Азадалиев, 1993/1994, 1996, 1998, 2005).

Кальциевыми скарнами, будучи конвергентными образованиями, следует называть постмагматические метасоматиты, сложенные алмосиликатными и силикатными минералами *Ca*, *Mg*, *Fe*, *Mn*, типоморфными из которых являются *Гр** (*Грос-Андр* ряд) и *Пи* (*Ди-Гед-Йог* серия) и образовавшиеся локально

* Для краткости здесь и далее названия минералов приводятся в символах: альбит (*Аб*), андрадит (*Андр*), анортит (*Ан*), геденбергит (*Гед*), гранаты (*Гр*), гроссуляр (*Грос*), диопсид (*Ди*), йогансонит (*Йог*), пироксены (*Пи*), плагиоклазы (*Пл*), скаполиты (*Ск*), мариалит (*Ма*), мейонит (*Ме*).

в ореолах активных интрузивов путем контактово-реакционного взаимодействия двух химически неравновесных сред – алюмосиликатов и известняков при посредстве высокотемпературных растворов ранней щелочной стадии путем инфильтрационного или диффузионного метасоматоза, а также в процессе инфильтрационного метасоматоза ультрабазитов, базитов и вулканитов основного состава без реакционного участия известняков путем автореакционного повышения активности кальция вследствие кислотно-основной эволюции высокотемпературных растворов в условиях среды ультрабазитов и базитов.

Околоскарновые же метасоматиты, являясь составной частью скарнов и примыкая к ним со стороны алюмосиликатных пород, наряду со скарновыми минералами, чаще содержат *Пл (Аб-Ан)*, *Ск (Ма-Ме)* и др.

Скарновыми метасоматитами нами названы собственно скарны, околоскарновые метасоматиты и апоскарновые околорудные (чаще синрудные и пострудные) метасоматические изменения, связанные генетическим единством.

Скарновые месторождения, представляющие четко обособленную генетическую группу месторождений различных руд, формировались в результате сложного скарно-рудобразующего процесса, обусловленного закономерной кислотно-основной эволюцией постмагматических растворов. Скарнирование и рудоотложение составляют отдельные стадии единого непрерывно-прерывистого минералообразующего процесса, приведшего к локализации оруденения исключительно в скарнах, редко в околоскарновых метасоматитах.

Скарновые месторождения, схожие по типоморфным минеральным ассоциациям, но различающиеся по главным металлам или ценным полезным ископаемым, составу рудных ассоциаций и по времени образования, объединяются в «скарново-рудные формации». Родственные по рудным ассоциациям скарново-рудные формации могут быть объединены в «семейство скарново-рудных формаций».

V. О некоторых понятиях генетической минералогии. В связи с формационным и парагенетическим анализом рудоносных метасоматических образований, в том числе скарновых, состоящих в целом из ассоциаций минералов, некоторые понятия генетической минералогии, такие как «ассоциация минералов» (либо «минеральная ассоциация»), «ассоциация типоморфных минералов» (или «типоморфная минеральная ассоциация») и «парагенезис минералов» (либо «парагенетическая ассоциация минералов»), которые расположены в данном тексте от более общего и менее конкретного по содержанию к более узкому и конкретному, употребляются в литературе широко, однако, как правило, нередко произвольно и порою неправильно. И поэтому возникла необходимость уточнить и конкретизировать объемное и генетическое соотношение названных понятий, на что обратила внимание и Н.В.Петровская (1965).

Итак, если «ассоциация минералов» обозначает совместное нахождение минералов, при этом ничего не подразумевая о закономерности или о

случайности их образования, об одноактности или повторяемости одинаковых или различных процессов, либо об их перекрывании, то понятия **«ассоциация типоморфных минералов»** и **«парагенезис минералов»**, которые по сути также неравнозначны между собой, будучи особыми случаями **«ассоциации минералов»**, прямо указывают на совместное возникновение минералов в течение единого процесса, которое является закономерным и должно рассматриваться как нечто единое по процессу и по времени образования. Однако следует заметить, что **«парагенезис минералов»** в свою очередь также является особым и частным случаем **«ассоциации типоморфных минералов»**, причем последняя может быть сложена из одного парагенезиса или нескольких парагенезисов сосуществующих минералов.

Таким образом, **«ассоциация минералов»** – это сообщество или сонахождение минералов, обязанных своим происхождением генетически единым или различным актам, и тем самым их сочетание может быть как закономерным, так и случайным, тогда как **«парагенезис минералов»** – это сосуществующие минералы, это та часть минеральной ассоциации, которая возникла закономерно в определенный момент единого минералообразующего процесса, строго ограниченный определенным отрезком времени, пространства и физико-химических условий. Приблизительно аналогичного мнения придерживалась Н.В.Петровская (1965).

Подчеркивая определенное различие понятий **«парагенетическая минеральная ассоциация»** и **«типоморфная минеральная ассоциация»**, вслед за В.А.Жариковым (1972), нам представляется более правильным считать, что **«парагенетическая ассоциация минералов»**, как совокупность сосуществующих минералов, является понятием более узким и однозначным, чем **«типоморфная минеральная ассоциация»**. Между тем парагенезис минералов может быть типоморфным и может не быть типоморфным, например, как это видно на примере парагенезиса кварца с серицитом во многих средне- и низкотемпературных метасоматитах. Поэтому вслед за В.А.Жариковым нам представляется, что для типоморфизма ведущими являются особенности физико-химических условий метасоматического минералообразования и принадлежность новообразований к конкретному генетическому типу или метасоматической формации (Жариков, 1972; Азадалиев, 1993/1994, 1996, 1997₁₋₂).

ЛИТЕРАТУРА

- АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1964. Инфильтрационно-жильные скарны на Южно-Дашкесанском месторождении. Доклады АН Азерб. ССР, 10, 51-56.
- АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1965. Процессы скарнообразования в Южно-Дашкесанском железорудном месторождении. Автореферат канд. диссертации. Баку, 32 с.
- АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1969. Основные черты процессов скарно-рудообразования в Дашкесанском рудном поле. Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, 5, 31-43.

АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1972. О новом появлении автореакционных известковых скарнов низовьев р.Багырсаг (Центральная часть Малого Кавказ). Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-летию СССР. Изд. АН Азерб. ССР. Баку-Кельбеджар, 18-19.

АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1987. Постмагматический метасоматоз в гипербазитах и базитах; родингит или скарн? В сб.: Геология, геохимия и рудоносность Малого Кавказа и Тальша. Элм, Баку, 41-43.

АЗАДАЛИЕВ Дж.А., КУРБАНОВ Н.А. 1991. Особенности минерального состава и критерии рудоносности скарновых метасоматитов Мегри-Ордубадского плутона (Малый Кавказ). В кн.: Вопросы минералогии, петрологии и рудных месторождений Азербайджана. Элм, Баку, 35-59.

АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1996. О трех геолого-генетических моделях и конвергентности кальциевого скарнообразования. Деп. АзНИИНТИ, 2350, Баку, 16 с.

АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1993/1994. К проблеме о конвергенции кальциевого скарнообразования. Изв. АН Азербайджана, серия наук о Земле, 1-6, Баку, 125-135.

АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1997. Типоморфные особенности минералов и минеральных ассоциаций метасоматитов скарново-рудных формаций Малого Кавказа – индикаторы условий их образования и основа разработки минералогических критериев поисков скрытого оруденения. Тр.ИГ АНА, 26, 96-108.

АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1997. Генетические особенности скарново-рудных формаций Малого Кавказа. В кн.: Проблемы генетической минералогии. Баку, 11-69.

АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1998. Плутоногенно-триединые процессы контактово-термального метаморфизма, скарнового рудогенеза и медно-порфирирового оруденения (на примере Малого Кавказа). Автореферат докторской диссертации в виде научного доклада. Баку, 62 с.

АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 2005. Геолого-генетические модели кальциевого скарнообразования. Конвергенция кальциевого скарнообразования (на примере Малого Кавказа). Материалы научной конференции «Магматические, метасоматические формации и связанные с ними оруденения». Изд-во Fan va texnologiya, Ташкент, 10-13.

АЛЛАХВЕРДИЕВ Ш.И. 1991. О проблеме генезиса родингитов. В кн.: Вопросы минералогии, петрологии и рудных месторождений Азербайджана. Элм, Баку, 80-87.

ЖАРИКОВ В.А. 1959. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Изд. АН СССР, М., 370 с.

ЖАРИКОВ В.А. 1960. Условия образования скарновых руд. В сб.: Генетические проблемы руд. (МГК, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 17).

Жариков В.А. 1968. Скарновые месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. Недра, М., 220-302.

ЖАРИКОВ В.А., ВЛАСОВА Д.К., ПЕРЦЕВ Н.Н. 1972. Типоморфные минералы и минеральные ассоциации скарнов. В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. Недра, М., 194-201.

КАШКАЙ М.А., АЗАДАЛИЕВ Дж.А. 1972. К проблеме образования некоторых известковых скарновых формаций в условиях алюмосиликатной среды (на азерб. языке). Изв. АН Азерб. ССР, 2, 101-112.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. 1953, 1955. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, М., 335-456.

ПЕТРОВСКАЯ Н.В. 1965. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. «Геология рудных месторождений». № 1.

СМИРНОВ В.И. 1960. Конвергентность колчеданных месторождений. Вестник МГУ, сер. геол., 2.

ЧУХРОВ Ф.В. 1972. Некоторые вопросы типоморфизма минералов. В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. Недра, М., 6-15.

ЧУХРОВ Ф.В. 1972. Конвергенция в минералообразовании. В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. Недра, М., 16-26.

Борьба за внедрение в структурную геологию методов точных наук началась в середине 19 в., и едва ли кому-нибудь удастся затормозить это прогрессивное направление.

Проф. В.М.Крейгер (1956)

**АКТИВИЗИРОВАННЫЕ СТРУКТУРЫ
ОРДУБАДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА,
ИХ РОЛЬ В ПРОЦЕССАХ МАГМАТИЗМА
И РУДООБРАЗОВАНИЯ
(НАХЧЫВАНСКАЯ АР, АЗЕРБАЙДЖАН)**

Дж.А.Азадалиев, Ф.А.Керимов

*Институт геологии НАН Азербайджана
Az 1143, Баку, просп. Г. Джавида, 29А*

Азадалиев Дж.А., Керимов Ф.А. Активизированные структуры Ордубадского рудного района и их роль в процессах магматизма и рудообразования (Нахчыванская АР, Азербайджан). Рассмотрены особенности геологического строения активизированных структур, их роль в процессах магматизма и эндогенного оруденения, что позволило не только оценить практическую значимость известных месторождений, но и выявить основные рудо-контролирующие факторы (магматические, структурные, литологические) локализации руд и выделить перспективные участки для обнаружения промышленных руд. Анализ геологического строения территории с позиций тектоно-магматической активизации свидетельствует о существовании, наряду с крупными активизированными структурами (Зангезурское поднятие и Нахчыванская впадина), и локальных наложенных структур, сыгравших важную роль в размещении разнотипных магматических комплексов и ассоциированных с ними рудных месторождений. Среди таких магмо- и рудоконцентрирующих структур выделены Башкентское интрузивно-купольное поднятие, Гырлардагская вулcano-тектоническая постройка и Гьлынджюрт-Гейдагская зона повышенной трещиноватости пород. Отличительной особенностью интрузивно-купольной структуры является совмещение ее в пространстве и во времени с малыми интрузивами диорит-порфиритов. Контуры этой структуры ограничивают размещение свинцово-цинкового и ртутно-мышьякового оруденения. Вулcano-тектоническая структура с центральным опущенным блоком сложена трахибазальтами, сменяющимися на более высоких уровнях трахиандезитами. Зона повышенной трещиноватости пород трассируется свитами разрывов и даек основного-среднего состава. Она сыграла важную роль в локализации месторождений медно-порфировых руд.

Azadaliyev J.A., Kerimov F.A. Activized structures of the Ordubad ore region and their role in magmatism and ore formation processes (Nakhchyvan AR, Azerbaijan). The paper focuses to the peculiarities of geological structure of activized tectonic zones and their role in magmatism and endogenic mineralization that made it possible to appreciate practical importance of known fields and to reveal main ore-controlling factors (magmatic, structural, lithological) and pick out a new perspective payable ore areas. Analysis of the territory's geological structure from the tectono-magmatic activation point of view testifies an existence as of large activized structures (Zangezur uplift and Nakhchyvan depression) as local superimposed structures which have had effected to a great extent on the dislocation of different magmatic complexes and associated ore deposits. The following of such magmo- and ore-concentrating structures are distinguished: Bash-

kend intrusive-dome uplift, Gyrgklardag volcano-tectonic structure and Gylyndjyurt-Geidag high rock fractures zone. A special feature of the intrusive-dome structure is it's conjoining in space and time with the minor intrusives of diorite-porphyrates. The contours of this structure limits the range of lead-zincous and mercury-arsenic mineralization. The volcano-tectonic structure with the sub-sided central block is composed of trachybasalt alternating by trachyandesites on the more high levels. High rock fractured zone is traced by the fault suites and basic-median dykes. This zone took an important part in the copper-porphyratic ores localization.

Azadəliyev C.Ə., Kərimov F.Ə. Ordubad filiz rayonunun aktivləşmiş strukturaları, onların maqmatizm və filizmələgəlmə proseslərində rolu (Naxçıvan MR, Azərbaycan). Məqalədə aktivləşmiş strukturaların geoloji quruluşunun, maqmatizminin və endogen filizləşmə proseslərinin xüsusiyyətləri araşdırılır. Bu da məlum yataqların yalnız praktiki əhəmiyyətini qiymətləndirməyə deyil, həm də filizləşməyə nəzarət edən əsas faktorları (maqmatik, struktur, litoloji) aşkar etməyə imkan verir. Ərazinin geoloji quruluşunda tektonik-maqmatik aktivləşmə proseslərinin analizi göstərir ki, aktivləşmiş iri strukturalarla (Zəngəzur qalxımı və Naxçıvan çökəkliyi) yanaşı, lokal üstəgəlmə strukturaları da mövcuddur. Müəyyən olunmuşdur ki, lokal strukturalar maqmatik komplekslərin və onlarla assosiasiya təşkil edən filiz yataqlarının yerləşməsində mühüm rol oynamışdır. Bu cür maqma- və filizyerləşdirici strukturaların sırasında Başkənd intruziv-kupol qalxımını, Qırxlardağ vulkanik-tektonik qurğusunu və Qılınçyurd-Göydağ yüksək çatlılıq zonasını qeyd etmək olar. Intruziv-kupol strukturunun fərqləndirici xüsusiyyəti onun məkan və zamanca müxtəlif çoxsaylı morfolojiyaya malik kiçik hipabissal intruzivlərlə uyğunlaşmasıdır. Bu strukturanın konturları ilə Pb-Zn və Hg-As filizləşməsi baş vermişdir. Vulkanik-tektonik struktura mərkəzi aşağı düşmüş bloku ilə birlikdə Naxçıvan vulkanik qurşağının struktur elementlərindən biridir. Bu strukturunun traxibazaltları yuxarıya doğru traxiandezitlərlə əvəz olunur. Yüksək çatlılığa malik süxurlar zonası qurulumaların və əsasi-orta tərkibli daykaların istiqaməti ilə müəyyən olunur. Bu zona mis-porfir filizləşməsində mühüm rol oynamışdır. Nəticədə sənaye əhəmiyyətli filiz konsentrasiyalarını aşkar etmək üçün müvafiq əlverişli sahələr ayırmaq mümkün olmuşdur.

Территория Нахчыванской АР охватывает южную краевую дугу Малокавказского мегантиклинория – сложнопостроенного горно-складчатого сооружения внутренней зоны обширной альпийской геосинклинали и относится к сложным глыбово-складчатым гетерогенным сооружениям, сформировавшимся в результате трех тектоно-магматических циклов – байкальского, герцинского и альпийского.

В стратиграфической последовательности толщ принимают участие осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения докембрий-нижнепалеозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов, образующие четыре структурно-формационных комплекса, каждый из которых по масштабам развития соответствует структурному этажу. Границы между ними отчетливо выражены и проявляются регионально распространенными угловыми несогласиями.

Первый (нижний) структурный этаж охватывает наиболее древние, сильно метаморфизованные отложения гнейсово-кристаллосланцевой и зеленосланцевой формации докембрий-нижнепалеозойского возраста, составляющие фундамент складчатых сооружений юга Малого Кавказа и чехла Ирано-Анатолийской платформы. Многочисленные мелкие выходы, глыбы и ксенолиты сланцев, амфиболитов, метаморфизованных роговообманковых и диабазовых порфиритов, иногда мраморов и интрузивных пород типа гра-

нито-гнейсов отмечаются в теле Мегри-Ордубадского батолита в районе с.Пазмара (Рустамов, 1968).

Второй структурный этаж охватывает терригенно-карбонатные толщи среднего палеозоя-триаса, сформировавшиеся в едином Аразском миогеосинклинальном прогибе. Основными тектоническими элементами этого структурного этажа являются Шарурский антиклинорий и Джульфинское поднятие.

Третий структурный этаж представлен карбонатно-терригенными, вулканогенными и вулканогенно-терригенными образованиями, накапливающимися в единой зоне погружения, характеризующейся эвгеосинклинальным развитием в период от ранней юры до позднего эоцена включительно. Весь этот геосинклинальный комплекс интенсивно дислоцирован и смят в линейные складки северо-западного (общекавказского) простирания. Основным тектоническим элементом третьего структурного этажа является крупный Ордубадский синклинорий.

К четвертому (верхнему) структурному этажу относятся молассовые карбонатно-терригенные и континентальные «красноцветные» вулканогенные отложения олигоцен-миоценового возраста, соответствующие периоду формирования Нахчыванской наложенной впадины и одноименного вулканического пояса.

В пределах исследованной площади (бассейны среднего течения р.Алинджачай и р.Башкентчай) пространственно совмещаются комплексы пород двух структурных этажей – вулканогенных образований восточной краевой части Нахчыванского вулканического пояса и преимущественно песчано-глинистых отложений Ордубадского синклинория. Данная площадь насыщена многочисленными рудопроявлениями Cu, Mo, Pb, Zn, Hg, As. Однако возрастание степени геологической изученности и расширение поисковых работ, к сожалению, не приводит к соответствующему увеличению числа новых рудопроявлений и открытию промышленных месторождений. Несмотря на большое число проведенных исследований, многие вопросы закономерностей размещения и генезиса эндогенного оруденения остаются недостаточно выясненными.

Исследование авторов ставит задачу иного осмысливания закономерностей размещения и условий образования эндогенных месторождений. Исходным звеном, на основе которого предпринята попытка вскрыть эти закономерности, служат представления о процессах тектоно-магматической активизации, охватившей рассматриваемый регион с начала олигоцена. В настоящее время концепция о тектоно-магматической активизации как о новом типе развития земной коры становится основой для конкретных прогнозно-металлогенических исследований. Оценка перспектив целого ряда эндогенных месторождений многих регионов с позиций тектоно-магматической активизации позволяет по-иному рассматривать их потенциальные возможности (Щеглов, 1966).

Важной особенностью, определившей импульсы эндогенной активности в период тектоно-магматической активизации, явились интенсивное

сводово-глыбовое воздымание Зангезурского блокового обрамления Ордубадской складчатой зоны и не менее интенсивное погружение в связи с формированием Нахчыванской наложенной впадины, охватившей преимущественно консолидированный герцинский структурный комплекс.

Процессы тектонической активизации сопровождались резким оживлением магматической деятельности, обусловившей внедрение в пределах Зангезурского поднятия интрузивных фаз Мегри-Ордубадского батолита и проявление субаэрального вулканизма в связи с формированием Нахчыванской наложенной впадины. Глубинные эндогенные процессы, вызвавшие тектоно-магматическую активизацию, сопровождались также активизацией процессов рудообразования. В этот период сформировалась значительная часть месторождений и рудопроявлений, определивших металлогенический облик региона.

В пределах площади проведенных работ устанавливаются следующие активизированные структуры, контролирующие размещение разнотипных магматических комплексов и связанных с ними эндогенных оруденений – Башкендская интрузивно-купольная структура, Гырхлардагская вулканотектоническая структура и Гылынджорд-Гейдагская региональная зона интенсивной трещиноватости. Эти представления создают, на наш взгляд, более точную, чем прежде, картину закономерностей размещения эндогенных месторождений и рудопроявлений и позволяют принципиально по-иному осветить важнейшие рудоконтролирующие факторы – магматические, структурные, литологические и др.

Естественно, главной целью проведенных авторами исследований явилось обоснование выделения отмеченных магмо- и рудоконтролирующих структур, детальная интерпретация особенностей геологического строения, магматизма и ассоциированного с ним оруденения в пределах каждой структуры в отдельности (Азадалиев, Керимов, 2006₂).

I. Башкендское интрузивно-купольное поднятие. Важная роль локальных интрузивно-купольных структур в концентрации постмагматического оруденения и, соответственно, при локальном прогнозировании подчеркивается многими исследователями. Эти структуры отличаются от складчатых форм своим происхождением, примерно изометричными очертаниями, а от брахиантиклиналей – отсутствием сопряженных с ними брахисинклиналей и наиболее отчетливо, наряду с геологическими признаками, выделяются с помощью морфоструктурного анализа. Подобные купольные структуры в генетическом отношении называются «очаговыми» (Фаворская, Томсон и др., 1969). По данным этих авторов, они испытывают куполообразное изгибание благодаря вертикальному магматическому давлению, приводящему к изгибу участка земной коры над очаговой зоной, нередко даже к ее отрыву по кольцевым разломам и образованию в пределах очаговой структуры системы внутренних дислокаций радиально-концентрического характера. Такие локальные «очаговые» структуры выступают в качестве «концентраторов» оруденения и их роль особенно важна в оп-

ределении позиций рудных районов, узлов и полей.

В геологическом строении Башкендской интрузивно-купольной структуры принимают участие сильно дислоцированные вулканомиктово-терригенные и терригенные отложения среднего и верхнего эоцена, а также реликты вулканогенных образований олигоцена, свидетельствующие о более широком, по сравнению с современными выходами, распространении вулканитов этого возраста в геологическом прошлом.

Важной особенностью интрузивно-купольной структуры является совмещение ее в пространстве с концентрированным ареалом небольших по размерам малых интрузивов, прорывающих вулканогенно-осадочные отложения.

По данным геофизических работ (Н. Велиев, Т. Малахова), внедрение и размещение малых интрузивов связано с узлом пересечения крупных разломов глубокого заложения северо-западного (общекавказского) простирания по линии Ярпахлы – Бердык – Нагаджир и северо-восточного (антикавказского) по линии Гызылджа – Ортакенд – Башкенд.

Представляется, что нет смысла останавливаться на морфологической характеристике каждого интрузива в отдельности, ибо они достаточно подробно описаны в литературных и фондовых материалах (Азизбеков, 1961; Аликулиев, 1970; Мамедов, Керимов, 1980). В целом, морфология малых интрузивов весьма различная. Они представляют собой небольшие штокообразные и лакколитообразные тела, сферолиты, согласно залегающие и пластообразные залежи. Размеры интрузивов варьируют в широких пределах, достигая площади 7-8 кв. км (Бердыкский интрузив).

Контактовое воздействие даже наиболее крупных интрузивов на породы вмещающей рамы не отличается разнообразием. Экзоконтактовые изменения проявились в уплотнении и ороговиковании песчаников и аргиллитов.

Метаморфизованные разности отличаются от неизмененных пород более массивным обликом и незначительным осветлением, иногда с полосчатым и пятнистым строением. В любом случае структура и состав исходных пород хорошо распознаются.

В петрографическом отношении породы малых интрузивов близки к диоритам, но отличаются от них большим содержанием кварца. Иногда вместе с кварцем встречается небольшое количество калиевого полевого шпата, не превышающее 1-2% от общего объема породы. Остальные минералы такие же, какие встречаются в нормальных диоритах. Из цветных минералов роговая обманка явно преобладает, но биотит также обычен; авгит наблюдается значительно реже. В то же время порфиоровые или порфиرويدные структуры пород с полностью, реже частично раскристаллизованной основной массой позволяют отнести их к диорит-порфиритам (кварцевым или кварцсодержащим). Это свидетельствует о более высоком, приповерхностном уровне кристаллизации малых интрузивов, занимающих по глубине формирования промежуточное положение между нормальными диоритами и их излившимися аналогами – андезитами. В этой связи привлекает внимание процесс опацити-

зации фенокристаллов роговой обманки и биотита в диорит-порфиритах, характерный для эффузивных пород. В то же время диорит-порфириты отличаются более раскристаллизованной зернистой основной массой и присутствием обыкновенной роговой обманки. Как известно, андезиты в целом характеризуются тонкозернистой и стекловатой основной массой и преимущественным развитием бурой базальтической роговой обманки.

Положение рассматриваемых магматических пород как связующего звена между эффузивными андезитами и глубинными диоритами создает определенные трудности в выборе их петрографической принадлежности. Благодаря исследованию Ш.А.Азизбекова (1961), во многих литературных источниках породы малых интрузивов относятся к андезитам и андезитам-дацитам с соответствующими приставками, отражающими количественное соотношение в породах темноцветных минералов.

На наш взгляд, предпочтительнее прибегать к использованному А.Д.Керимовым (1964) и некоторыми другими исследователями термину «диорит-порфириты», отражающему интрузивную природу магматических тел, сравнительно большие глубины их формирования и характерные петрографические особенности пород.

Кстати, в более ранних работах этот термин применял и Ш.А.Азизбеков (1952), по мнению которого геолого-петрографическое изучение малых интрузивов показало, что все они представлены одним типом пород – диорит-порфиритами. Собираемый термин «андезиты» более приемлем к породам дайкового комплекса, генетически связанным с малыми интрузивами, а также к породам эндоконтактной закалки.

Двойственный характер петрографического состава пород подтверждается сравнением химических анализов диорит-порфиритов с химическими анализами средних типов пород диоритовой и андезитовой группы по Р.Дэли. По химическому составу они близки к среднему типу кварцевых диоритов и характеризуются довольно постоянным содержанием: SiO_2 – 60-63%, Al_2O_3 – 16-17%, иногда 15-18%, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ – 5-5,5%, реже 4-4,5%, щелочей почти всегда 7-7,5%, причем Na_2O постоянно преобладает над K_2O . Содержание CaO соответствует 4-6%, а MgO – 2-4%. Отличительной особенностью пород, по сравнению с кварцевыми диоритами по Р.Дэли, является устойчивое преобладание окисного железа (Fe_2O_3 – 3-4%) над закисным (FeO – 1-1,5%) в то время как в средних типах пород диоритовой группы соотношение обратное. В этом отношении породы малых интрузивов сходны со средним типом роговообманковых андезитов по Р.Дэли.

Морфологические и петрографические особенности малых интрузивов, явно порфиновые структуры слагающих их пород, слабое контактное воздействие на вмещающие породы свидетельствуют о том, что формирование интрузивов происходило на относительно небольшой глубине, в обстановке быстрого охлаждения магматического расплава (гипабиссальная фация глубинности). Малые интрузивы комплекты не только в пространстве, но и по времени вне-

дрения, и вне сомнения, их необходимо рассматривать как производные единой интрузивной магмы.

Абсолютное большинство даек, генетически связанных с малыми интрузивами, сосредоточено в юго-западной части интрузивно-купольной структуры и контролируется узлом пересечения наиболее крупных внутри купольных разрывных нарушений – центрального и кольцевого разломов, ограничивающих ореол распространения интрузивных образований с запада и юго-запада. На этом участке наблюдается сосредоточенность даек в виде роев или пучков, повторяющих, в общем, очертания разрывных нарушений.

Контакты даек мощностью от 1,0 до 4,0 м прямолинейные, секущие с вертикальным или крутым падением. В совокупности они характеризуются однообразным составом и строением, что отражает слабую дифференцированность малых гипабиссальных интрузивов, сопряженных с дайками в пространстве и во времени. Последние отличаются от диорит-порфиритов по структуре основной массы, количественному минеральному составу и степени кристаллизации и представлены андезитами и андезито-дацитами.

Внутреннее строение Башкентской интрузивно-купольной структуры в тектоническом отношении неоднородно. По предварительным данным, основанным на геологических признаках, в пределах исследованной её части выделяются три основных блока, образовавшихся в период, последовавший за остыванием интрузивов: наиболее приподнятый северо-восточный, наиболее опущенный юго-восточный и промежуточный западный блоки, разделенные внутрикупольными разломами. Эти блоки отличаются различным уровнем гипсометрических отметок и особенностями геологического строения. Так, в центральной части наиболее приподнятого блока в виде отдельных «окон» проглядывают наиболее древние отложения, принимающие участие в геологическом строении интрузивно-купольной структуры. Они представлены туфоконгломератами среднего эоцена, окаймляющимися нижней терригенной пачкой верхнего эоцена. Но наибольшее развитие комплекс осадочных пород этого возраста приобретает в пределах наиболее опущенного блока (Парадашский участок), где обнажается полный разрез терригенных отложений верхнего эоцена, что объясняется наиболее низким уровнем расположения этого блока относительно соседних блоков. Здесь же на глубине по геофизическим данным устанавливаются ещё не вскрытые эрозией интрузивные тела.

Обращает внимание, что малые интрузивы в пределах наиболее приподнятого блока отличаются большей степенью раскристаллизации и по петрографическому составу соответствуют порфировидным кварцевым диорит-порфиритам, местами даже кварцевым диоритам, т.е. более глубинным фациальным разновидностям.

Конфигурация как всей интрузивно-купольной структуры в целом, так и составляющих её блоков хорошо подчеркивается рисунком речной сети, использующей тектонически ослабленные зоны. Так, внешнюю границу

этой структуры можно проследить по долине р.Алинджачай. Простираение этой основной водной артерии рассматриваемой территории, в общем, северо-восточное, но в обрамлении интрузивно-купольной структуры – отчетливо дугообразное. Благодаря глубокому эрозионному врезу русла реки в интрузивах района с.Газанчы и г.Бердык с образованием вертикальных уступов рельефа отчетливо вырисовывается дуговой разлом, ограничивающий интрузивно-купольную структуру с запада. Радиально-центробежный характер рисунка речной сети хорошо очерчивает наиболее приподнятый блок интрузивно-купольной структуры (рис.1).

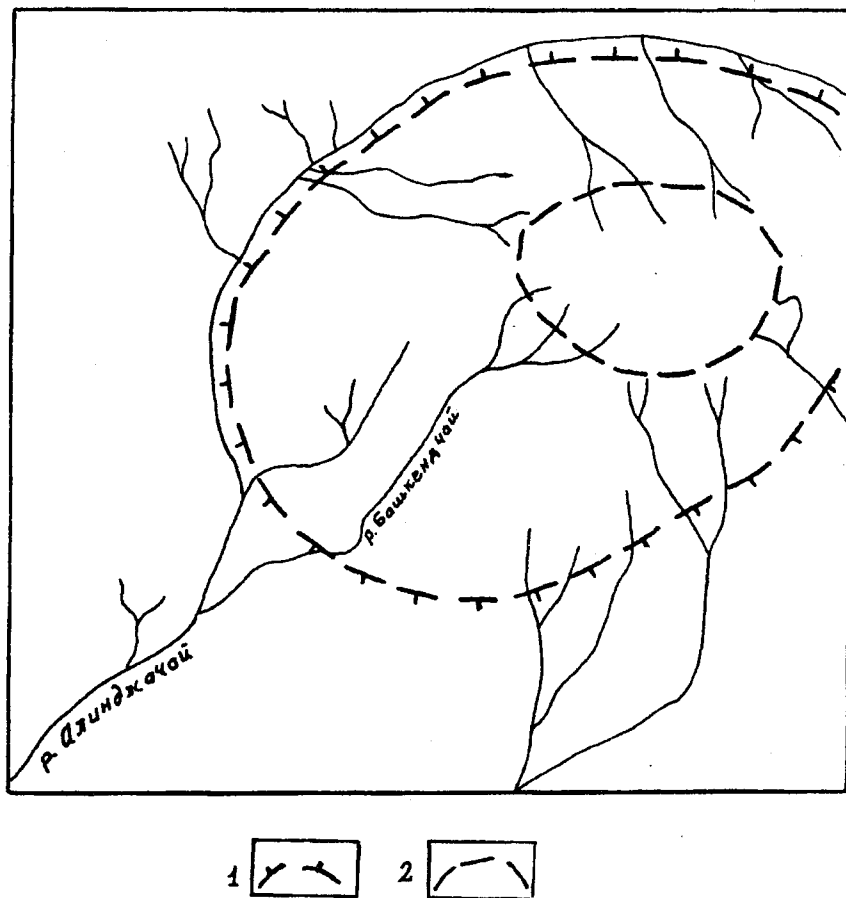


Рис.1. Радиально-центробежное расположение речной сети в пределах Башкендской интрузивно-купольной структуры.

- 1 – условные контуры интрузивно-купольной структуры в целом;
2 – условные контуры наиболее приподнятого блока.

Из внутрикупольных разломов наиболее четко выявляется крупный Хошкешин-Ортакендский разлом в центральной части интрузивно-купольной структуры, трассируемый спрямленной долиной р.Башкендчай и минерализованной зоной интенсивного гидротермального изменения. Причем этот

разлом не выходит за пределы интрузивно-купольной структуры и хорошо вырисовывается в пределах обильного насыщения площади интрузивными телами. Это определенно свидетельствует о его образовании в процессе куполообразования. Этот разлом, срезающий как вулканомиктово-терригенные отложения верхнего эоцена, так и прорывающие их интрузивные породы, представляет собой серию сближенных разрывных нарушений сбросового характера с общим северо-восточным простиранием. Рельеф отчетливо выражен крутыми уступами склонов р.Башкендчай, разделенных глубоко врезанным руслом. Мощность зоны разлома колеблется от первых сотен метров на юго-западе до 1,0 км в центральной части интрузивно-купольной структуры протяженностью 7-8 км.

В песчано-глинистых отложениях зона разлома проявляется в виде интенсивных пластических деформаций с образованием серии сближенных, небольших по размерам микроскладок, а также в виде зон рассланцевания и трещиноватости. Интрузивные породы рассланцованы, раздроблены и брекчированы, местами в значительной степени завуалированы более поздними процессами минерализованных гидротермально-метасоматических изменений. Последние наиболее интенсивно проявлены в узле пересечения Хошкешин-Ортакендского разлома с дуговым разломом, ограничивающим наиболее приподнятый блок интрузивно-купольной структуры с юго-запада. Наличие дугообразного разлома, помимо зон гидротермального изменения, подчеркивается также резкими, крутыми уступами Ортакендского интрузива высотой 120-140 м, обращенными выпуклой стороной на юг.

Амплитуда вертикальных перемещений по разлому была достаточно большой, так как вдоль него породы среднего горизонта верхнеэоценовой осадочной толщи контактируют с породами верхнего горизонта, выведенными на один и тот же гипсометрический уровень. Это согласуется с данными Ш.А.Азизбекова (1961), который отмечает, что амплитуда смещения максимальной величины (350-400 м) достигает в районе с.Аягкенд, т.е. на площади наибольшей концентрации интрузивных тел. Далее к северо-востоку амплитуда постепенно убывает до 40-50 м.

Несомненно, что описываемая интрузивно-купольная структура имеет более сложное блоковое строение. Однако выявление многих межблоковых разломов, не сопровождающихся индикаторными геологическими признаками, при обычном геологическом картировании весьма затруднительно. Для однозначного решения этого вопроса необходимо привлечь дополнительные исследования, среди которых решающая роль принадлежит морфо-структурному анализу, общая задача которого состоит в выявлении тектонических форм рельефа, созданных эндогенными процессами (Орлова, 1975).

В настоящее время малые интрузивы скорее всего традиционно, чем на основании действительных геологических данных, связываются с так называемой «биченагской» эффузивной толщей андезитов и андезито-базальтов нижнеплиоценового возраста, обнажающейся в истоках р. Нахчыванчай и в

бассейне р. Восточный Арпачай (Азизбеков, 1961).

Между тем, взаимоотношение между ними трудно проследить из-за их значительной пространственной разобщенности. Помимо отсутствия прямых геологических наблюдений, слабо освещены вопросы их петрохимии и геохимии, необходимые для установления закономерной генетической взаимосвязи между малыми интрузивами и вулканитами.

Более вероятным представляется сопоставление малых гипабиссальных интрузивов с олигоценым вулканическим комплексом из-за тесной пространственной ассоциации между ними. Интрузивы хорошо картируются как серия тесно сближенных, наибольших по размерам магматических тел различной морфологии, сосредоточенных на площадях, непосредственно примыкающих к полям развития вулканогенных образований олигоцена (Гырхлардагская вулcano-тектоническая структура).

Пространственная сопряженность вулканитов и интрузивов является благоприятным признаком для установления их комагматичности и возрастной близости между ними.

В большинстве случаев интрузивные тела залегают среди пород фундамента, нарушая сплошность вмещающих пород эоцена на значительной площади. Но иногда они прорывают нижние части разреза вулканогенных пород олигоцена (Норашенский интрузив). По данным бурения на восточном склоне г. Гырхлардаг вулканиты перекрывают интрузивные породы, аналогичные по составу породам малых интрузивов. В районе с. Газанчы обнаружен выход интрузива с ксенолитами «красноцветных» вулканогенных пород олигоцена.

Такое взаимоотношение малых интрузивов с вулканитами подтверждается также их рвущими контактами с фрагментами вулканогенных пород этого возраста, выявленными в пределах интрузивно-купольной структуры. Они представлены трахиандезит-дацитами и трахидацитами жерловой и околожерловой фаций. Этими же особенностями взаимоотношения с ними характеризуются дайки андезитов и андезито-дацитов.

Наличие реликтов вулканогенных образований, установленных во внутренней части Ордубадского синклинория, позволяет предполагать, что вулканическая деятельность в олигоцене по разрывным нарушениям, сопряженным с Нахчыванским глубинным разломом, проникала вглубь зоны завершенной складчатости геосинклинального погружения.

В дальнейшем интенсивные положительные вертикальные движения, сформировавшие современный структурный облик рассматриваемого региона, и сопровождающие их денудационно-эрозионные процессы привели к расчленению единого в геологическом прошлом вулканического поля и размыву значительной части вулканогенных пород.

Со смещением магматических процессов по разломам, причлняющимся к Нахчыванскому вулканическому поясу, связано проникновение внутрь складчатого фундамента не только вулканической деятельности, но и

интрузивного магматизма, приведшего к образованию малых гипабиссальных интрузивов. С их внедрением и было связано формирование Башкендской интрузивно-купольной структуры. По данным Ш.А.Азизбекова и А.Э.Багирова (1966), интрузивная деятельность контролировалась разломами глубокого заложения, являющимися ответвлениями главного Нахчыванского глубинного разлома. Единый структурный контроль вулканической и интрузивной деятельности позволяет предполагать их образование генетически взаимосвязанным.

Там, где удастся выявить элементы залегания фрагментов околожерловых эффузивно-пирокластических отложений олигоцена, последние имеют угол наклона в сторону предполагаемого центра вулканической постройки в срединной части интрузива Бердык, т.е. вырисовывается центриклинальное падение пород. Вполне вероятно, что в период, непосредственно предшествующий формированию малых интрузивов, на месте интрузивно-купольной структуры уже существовала кольцевая вулканическая постройка кальдерного типа, использованная в дальнейшем интродуцировавшей магмой.

Естественно, что производные интрузивной магмы, застывшие на относительно большой глубине, на современном эрозионном срезе будут наблюдаться на площадях, подвергнутых значительному денудационному разливу. По данным В.Д.Гаджиева (1983), принимая во внимание изначальную мощность верхнеэоценовых отложений в 700-750 м, можно заключить, что денудационный срез в районе Гейдагского интрузива достигал 500 м, а в районе Бердыкского интрузива - 600 м.

По сравнению с сопредельным тектоническим блоком, где площадь распространения вулканитов резко увеличивается, высокая эрозионная активность на участке наибольшего развития малых интрузивов объясняется залеганием вулcano-интрузивных образований в пределах мобильного блока земной коры, испытавшего относительное поднятие на фоне устойчивого воздымания всего региона в целом. В такой обстановке вулканические постройки с прорывающими их интрузивными образованиями оказались в значительной степени размытыми и уничтоженными. В пределах интрузивно-купольной структуры наиболее известна серия многочисленных, но незначительных по размерам низко- и среднетемпературных свинцово-цинковых рудопоявлений в районе сс.Башкенд и Ортакенд, связанных единством времени и площади проявления.

Несмотря на расхождения мнений исследователей в вопросе генезиса оруденения этого формационного типа, геолого-структурные условия их формирования хорошо изучены. Все они обладают аналогичными или весьма сходными геологическими особенностями, среди которых в первую очередь следует выделить пространственную ассоциацию свинцово-цинковых руд с малыми гипабиссальными интрузивами и отчетливый тектонический контроль оруденения Хошкешин-Ортакендской зоной разрывных нарушений, определяющей основные черты структур рудоносных участков. Признаки свинцово-цинковой минерализации прослеживаются вдоль той зоны на всем ее

протяжении, но наибольшие концентрации проявляются спорадически и сосредотачиваются в разрывных нарушениях, так или иначе сопряженных с рудоконтролирующим разломом. Идентичными оказываются также минеральный состав, морфологические и структурно-текстурные особенности руд. Другими словами, Хошкешин-Ортакендский разлом является своеобразным «эпицентром» оруденения, посредством которого реализуется постмагматическая гидротермальная деятельность материнского очага малых интрузивов.

Рудные тела локализованы в малоамплитудных трещинах скола и разрыва и представлены жилами и прожилками изменчивой мощности (от 1 см до 15-20 см.). Местами жилы ветвятся на короткие апофизы или секутся жилами других направлений. Иногда оруденение проявляется в тектонических зонах дробления и смятия без жильной массы, образуя серию параллельно расположенных или переплетающихся тонких прожилков.

Среди продуктивных минералов основная роль принадлежит галениту и сфалериту при подчиненном значении халькопирита, пирита, блеклых руд, пиролюзита и гематита. Из нерудных минералов преобладают кварц и кальцит, реже встречаются барит, доломит, анкерит и сидерит. Руды характеризуются ленточной, полосчатой, брекчиевидной, вкрапленной, реже кокардовой и массивной текстурами.

Анализ закономерностей размещения оруденения показывает, что максимальная концентрация свинцово-цинковых руд на современном эрозионном срезе проявляется в пределах наиболее эродированного приподнятого блока интрузивно-купольной структуры. Незначительные масштабы оруденения и ограниченные размеры рудных тел делают их эксплуатацию как источника добычи свинца и цинка экономически невыгодной. Их практическое значение будет определяться, вероятно, повышенными содержаниями в рудах золота (до 5,2 г/т), связанного преимущественно в пирите в виде тонкодиспергированной механической примеси (Рзаев, Моисеев, 1972). Свободное золото в рудах не обнаружено.

Можно допустить, что и в пределах наиболее опущенного блока существует более богатое, скрытое свинцово-цинковое оруденение, не вскрытое эрозией. В случае правильности этого прогноза, учитывая общую мощность верхнеэоценовых отложений, оруденение должно наблюдаться до глубины 700-750 м. По данным Кольцовской экспедиции, Парадашский блок был проверен на глубину бурением скважины № 92 на участке, совпадающем с зоной Хошкешин-Ортакендского разлома. В интервалах 39-62 м, 85-145 м и 161-180 м керны скважины характеризовались повышенными содержаниями Pb, Zn и Cu. Таким образом, при проведении дальнейших поисковых работ следует учитывать прежде всего блоковое строение интрузивно-блоковой структуры, а также интенсивность и глубину эрозионного среза.

Наиболее интенсивные гидротермальные изменения проявляются вдоль мощных разрывных нарушений и прилегающих к ним трещин как основных путей циркуляции растворов. На участках же сближения разрывных на-

рушений и особенно их взаимопересечений гидротермальные изменения исходных пород имеют площадной характер. Наиболее широкие по масштабам и интенсивности проявления метасоматические процессы наблюдаются в интрузивных породах, в меньшей степени – терригенных и вулканомиктово-терригенных. Внутренняя зона ореола гидротермальных изменений представлена кварц-серицитовыми метасоматитами (кварц + серицит + пирит), сменяющимися по периферии кварц-карбонатными (кварц + карбонат + хлорит + пирит). Для всех разновидностей характерна гипергенная каолинизация.

Слабые признаки ртутно-мышьяковой минерализации, отмечаемые в пространственной ассоциации со свинцово-цинковым оруденением, особенно усиливаются на юго-западной периферии интрузивно-купольной структуры (Норашенское месторождение). Оно располагается в эндоконтактовой части одноименного малого интрузива, между двумя рудоконтролирующими разломами северо-западного и субмеридионального простирания. Оруденение проявляется вдоль узких зон интенсивного гидротермального изменения, сопряженного с этими разломами, и представлено вкрапленностью и прожилками реальгара, реже аурипигмента и киновари.

Наиболее важной особенностью рассматриваемой площади является выделение в пределах речной сети интрузивно-купольной структуры золотоносных россыпей со значительными, местами «ураганскими» концентрациями свободного золота, ограничивающимися в своем распространении контурами отмеченной структуры. Пространственная ассоциация вторичных механических ореолов рассеяния золота с диорит-порфирировыми интрузивами в пределах единой рудно-магматической структуры свидетельствует и о временной взаимосвязи между ними. Это позволяет предполагать наличие парагенетических связей коренных источников золота с малыми гипабиссальными интрузивами.

Установлена золотоносность пойменно-руслых и террасовых аллювиальных отложений долины р.Башкендчай на всем ее протяжении, начиная от верховьев (руч.Джаджыхлы) до устья. Но наиболее значительными концентрациями россыпного золота при частоте встречаемости 94% характеризуется нижнее течение реки, охватывающее полуторакилометровый отрезок от с.Хошкешин на северо-восток до одноименного водопада (Керимов, Мусаев и др., 2002; Азадалиев, Мусаев, Керимов, 2002; Мусаев, Керимов, 2003; Азадалиев, Керимов, 2005, 2006). Имеются все признаки для того, чтобы квалифицировать этот участок как россыпное месторождение. Золото крупное и хорошо улавливается в лотке при обычном шлиховом опробовании. Наиболее богатые концентрации приурочены к уровням современных низких террас и днищу долины (рис. 2).

Между строением низких и высоких надпойменных террас первого и второго уровня существует много общих черт, а некоторые различия сводятся к количественным изменениям их параметров, среди которых основными являются морфология, содержание и уровень концентрации золота. В обоих

случаях фундаментом аллювиальных отложений являются интенсивно дислоцированные песчано-глинистые породы верхнего эоцена, собранные в приразломную складчатость и подвергнутые дизъюнктивным дислокациям.

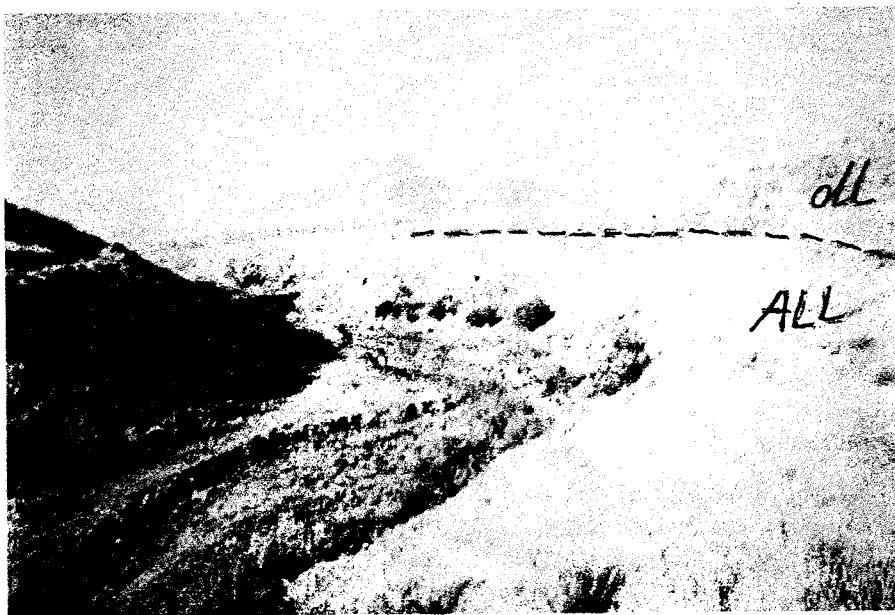


Рис. 2. Долина р. Башкенд в верхнем, северо-восточном интервале участка «Хошкешин».

На левом склоне – выходы интрузивных пород, а на правом – высокие надпойменные террасы второго уровня, перекрываемые делювиальными отложениями. В днище долины – низкие надпойменные террасы первого уровня. На дальнем плане – г.Норашен и с.Норашен (Гейтепе). Пунктиром обозначен контакт делювиальных (DL) и аллювиальных (ALL) отложений.

Более молодой по возрасту комплекс аллювиальных отложений связан с низкими аккумулятивными террасами первого уровня, развитыми повсеместно. В строении и характере этих террас проявляются черты, присущие современной долине р.Башкендчай. К определяющим из них относятся отчетливо выраженная и четкая подчиненность продольному профилю реки, небольшая мощность, близость плотика, высокие содержания россыпного золота и высокая степень обогащенности аллювия, наличие средних и крупных по размерам золотин. Размеры макроскопически видимого самородного золота колеблются в широких пределах – от 0,1-0,2 до 6-7 мм. Размеры 1-2 мм обычны, реже встречаются 3-4 мм золотины, редко 5-7 мм, единично 14 мм. Золотина весом 1460 мг может быть отнесена к самородкам (рис. 3).

По данным Н.В.Петровской (1973), самородки – это сравнительно крупные обособления золота в рудных и россыпных месторождениях, резко отличающиеся по своим размерам от преобладающей массы золота и обладающие весом 1 г и более.

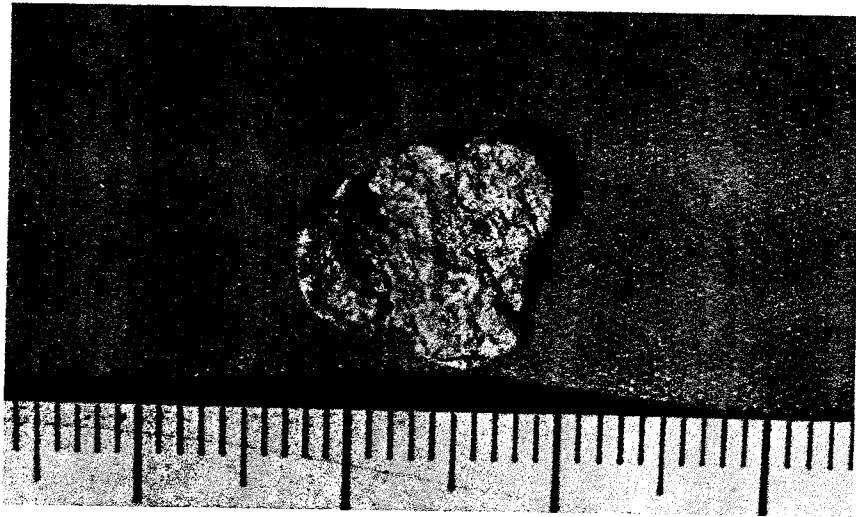


Рис.3. Самородок золота.

В строении высоких надпойменных террас второго уровня проявляется их зависимость от рельефа зоны приразломной складчатости и в связи с этим наличие как аккумулятивных, (рис. 4), эрозионно-аккумулятивных, так и цокольных (рис. 5) одновозрастных террас, отличающихся невыдержанностью их мощностей по простиранию, сравнительно невысокими содержаниями золота и степенью обогащенности аллювия, присутствием золотин мелких и средних размеров – от 0,1 до 2,1 мм. (Азадалиев, Керимов, 2006).



Рис. 4. Фрагмент надпойменной террасы второго уровня на левом склоне р. Башкендчай, на северо-восточной окраине с. Хошкешин

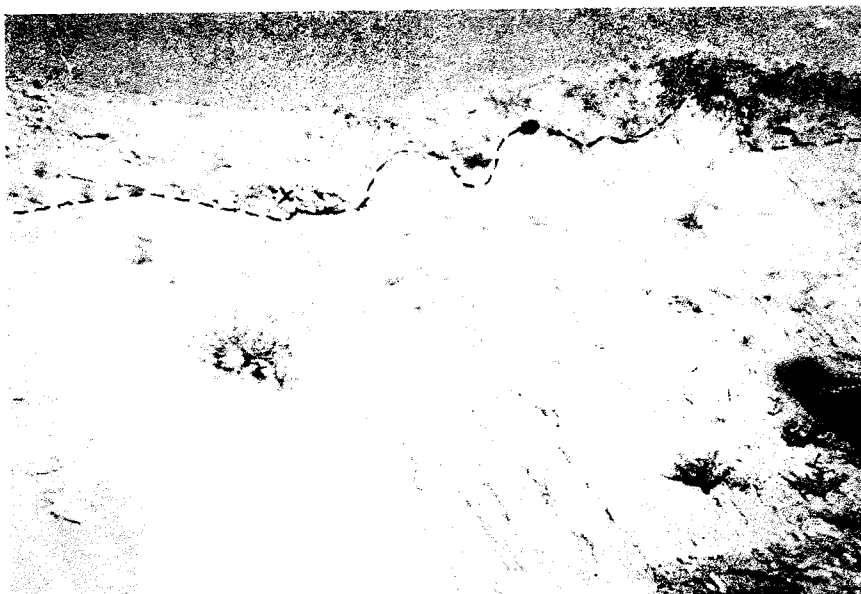


Рис.5. Фрагмент цокольной террасы второго уровня на правом склоне р.Башкентчай.

Пунктиром обозначен контакт валуно-галечников и песчано-глинистых пород верхнего эоцена.

II. Гырхлардагская вулcano-тектоническая структура. Формирование Нахчыванской наложенной впадины, сопровождаемое интенсивной вулканической деятельностью в его прибортовой части, положило начало альпийской тектоно-магматической активизации.

Образованию вулканических ассоциаций предшествовал длительный амагматический период накопления терригенных отложений нижнего структурного яруса и интенсивного складкообразования. В результате вулканы повсюду с угловым несогласием перекрывают более древние дислоцированные породы фундамента, несущие признаки денудационного размыва.

Несмотря на тесную сопряженность с крупной структурой, обнаруживающей неуклонную тенденцию к прогибанию, вулканические процессы протекали в субэвральном условиях, а их продукты слагали цепь вулканических островов вдоль Нахчыванского глубинного разлома, возвышающихся над уровнем мелководного моря. По мере удаления вглубь Нахчыванской депрессионной структуры вулканогенные образования постепенно сменяются лагунно-прибрежными молассовыми отложениями, в которых доля перетолженного вулканического материала весьма значительна. Это свидетельствует о тесной сопряженности процессов размыва вулканических продуктов и накопления моласс.

В пределах изученной территории вулканические ассоциации этого периода, представляющие одно из наиболее важных в металлогеническом отношении магматических образований, обнажаются в крайней западной

части рассматриваемой территории. Здесь ими сложена Гырхлардагская вулcano-тектоническая структура с центральным опущенным блоком, выделенная путем детального геолого-петрографического изучения вулканогенных пород, проведения палеовулканических реконструкций и оценки на этой основе перспектив рудоносности вулканогенных образований.

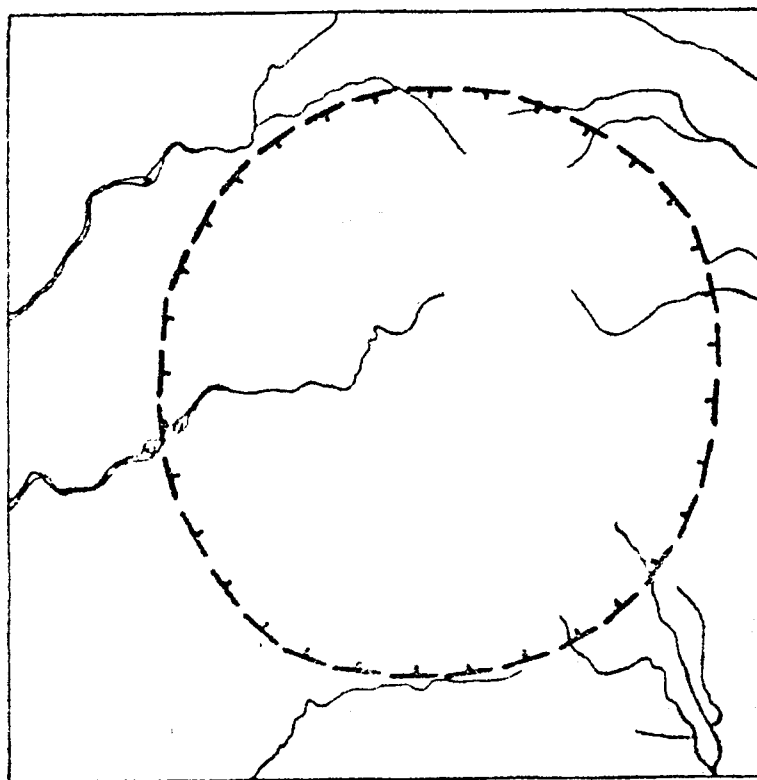
Описание этой структуры производится на фациальной основе, но не сопровождается корреляцией с остальной территорией Нахчыванского вулканического пояса. Проведение такого сопоставления сопряжено с определенными трудностями ввиду того, что вулканический комплекс изучен крайне недостаточно и описан в ограниченном количестве работ.

Наиболее сложным является определение возраста вулканогенных образований, затрудненное ввиду отсутствия в породах фаунистических остатков. На закартированной площади они обычно подразделяются в пределах единой толщи на два разновозрастных горизонта, датируемых нижним и средним олигоценом (Азизбеков, 1961). Геологические основания для такого подразделения весьма ограничены, и, по существу, единственным критерием является различная окраска пород.

На наш взгляд, выдержанность литологического и петрографического состава вулканитов в пределах Гырхлардагской вулcano-тектонической структуры скорее всего указывает на их возрастную однородность, подтверждаемую формированием вулканогенных образований в пределах одной и той же вулканической постройки. Кроме того, о близодновременном формировании свидетельствуют взаимоотношения вулканогенных пород различной фациальной принадлежности. Между ними отсутствуют признаки размыва и несогласия или же наличия прослоев вулканогенно-осадочных отложений, что свидетельствует о непрерывности вулканических процессов.

В рельефе эруптивный центр вулcano-тектонической структуры представляет собой горное поднятие, возвышающееся над окружающей местностью на 500-600 м. Это поднятие имеет в плане кольцевую форму и ограничено крутыми уступами, которые на большей части совпадают с разрывными нарушениями, обрамляющими центральную часть вулканической постройки. Кольцевое строение хорошо подчеркивается центробежным расположением речной сети, сосредоточенной в виде радиально направленных водотоков (рис. 6).

Особенно отчетливо дуговые разломы выражены в северной, северо-восточной и восточной частях эруптивного центра вулcano-тектонической структуры и представлены серией сближенных разрывных нарушений, прослеживаемых внутри структуры под углом от 35° до 85° , чаще $55-65^\circ$. В совокупности эти разломы создают крупную полукольцевую разрывную структуру. Она ограничивает поле сосредоточения в пределах эруптивного центра серии разрывных нарушений сбросового типа с небольшой амплитудой перемещения, придающих ему мозаичное строение. За пределами эруптивного центра количество разрывных нарушений значительно сокращается.



1

Рис.6. Радиально-центробежное расположение речной сети в пределах Гырхлардагской вулcano-тектонической структуры.

1 – условная граница эруптивного центра вулcano-тектонической структуры.

Широкое развитие пластообразных субвулканических интрузивов, трансирующих зону полукольцевого разлома, свидетельствует о растягивающих (нисходящих) движениях в процессе формирования вулcano-тектонической структуры. В целом вулканическая ассоциация пород характеризуется двухчленным строением. Основание вулканитов представлено трахибазальтами и трахиандезито-базальтами. Вверх по разрезу наблюдается подкисление магматического расплава и смена трахибазальтов трахиандезитами.

Отсутствие признаков размыва и терригенных прослоев между трахибазальтами и трахиандезитами свидетельствует об их принадлежности к единой магматической серии, а наличие промежуточных разновидностей – о преемственности в их образовании.

В то же время среди лавово-пирокластических отложений трахибазальтов-трахиандезитов иногда присутствуют отдельные прослои и линзы вулканогенных образований более кислого состава – лавобрекчий и туфов (от пеп-

ловых до агломератовых), обусловивших некоторую контрастность строения частных разрезов. Они представлены андезитами и андезито-дацитами повышенной щелочности, хорошо сопоставимыми по минеральному и химическому составу с фрагментарными вулканитами жерловой и околожерловой фаций, обнажающихся в пределах Башкендской интрузивно-купольной структуры и несогласно перекрывающих осадочные отложения верхнего эоцена.

Эти факты свидетельствуют о существовании в пределах исследованной территории двух автономных, пространственно разобщенных вулканических центров и почти одновременном излиянии на поверхность вулканических продуктов различного состава, объединяемых в совокупности в трахибазальт-трахиандезитовую и трахиандезит-трахиандезит-дацитовую формации.

В строении нижней части вулканогенного комплекса обособляются три пачки однотипных и близких по составу стратифицированных отложений пирокластической фации, согласно сменяющих друг друга снизу вверх и по мере приближения к центральной части вулканической постройки:

1. Пачка чередования мелкообломочных лито-кристаллокластических и пепловых туфов. Мощность отдельных слоев – 0,1-0,4 м. Размер обломков – от 0,5 см до 2-3 см, реже более, среди них наблюдаются отдельные прослой глыбовых туфобрекчий с окатанными и полуокатанными обломками размером 0,5-1,0 м, цементирующимися мелкообломочной массой. Часто прослой линзообразны и быстро выклиниваются по простиранию. Мощность прослоев и линз – 2-3 м. Максимальная мощность пачки – 180 м.

2. Пачка чередования агломератовых (размер обломков 15-20 см, иногда больше) и лапиллиевых туфов (2-5 см) с подчиненным значением кристаллокластических разностей. Мощность отдельных слоев – от 2 м до 10 м. Для этой пачки также характерны невыдержанные по простиранию прослой и линза крупноглыбовых туфобрекчий, аналогичных таковым в нижнем горизонте. Наиболее крупные обломки достигают 2,0 м в поперечнике. Наибольшей мощности пачка достигает на юго-восточном склоне г. Гырхлардаг и на большей части приведена в тектонический контакт с породами фундамента. Здесь же среди пирокластитов наблюдаются отдельные маломощные покровы трахибазальтов и трахиандезито-базальтов. Максимальная мощность пачки – 155 м.

3. Верхняя пачка пирокластических отложений характеризуется преобладанием в разрезе вулканических брекчий, отличающихся хаотичным нагромождением явно не отсортированных, остроугольных обломков размером от 0,5 см до 50-60 см. Вулканические брекчии, насыщенные такими обломками, в рельефе выделяются в виде отвесных утесов. Максимальная мощность пачки – 110 м. Такой характер разрезов выдерживается более или менее постоянно для значительной части вулкано-тектонической структуры. Падение пород центриклинальное, но по мере удаления от эруптивного центра приобретает периклиналиный характер.

Вулканические породы эффузивной фации наиболее распространены в центральной части вулканической постройки, вокруг г.Гырхлардаг и располагаются гипсометрически выше горизонта пирокластических отложений.

Наиболее характерным признаком лавовых покровов является пористая текстура пород, позволяющая распознавать эффузивную и субвулканическую фации вулканитов. Лавы насыщены пустотами округлой и линзовидной формы с извилистыми очертаниями размером от 0,2 см до 1,5-2 см. Обычны минералы пустот - кальцит, хлорит, реже кварц низкотемпературной модификации. Нижнюю часть пород эффузивной фации слагают покровы трахибазальтов, составляющих определяющий компонент разреза. Они весьма однородны по своему строению и петрографическим особенностям, поэтому выделение отдельных покровов затруднено. Общая мощность лав - 165 м.

Трахибазальты представляют собой темно-серые породы, часто с красновато-бурым оттенком. Вкрапленники представлены лабрадором и авгитом. Из минералов, подчеркивающих щелочной характер пород, наблюдаются альбит, биотит и анальцит. Структура основной массы гиалопилитовая, интерсертальная, реже микродиоритовая. Из вторичных изменений отмечаются слабая карбонатизация и хлоритизация плагиоклаза и пироксена.

Трахибазальты вверх по разрезу сменяются покровами трахиандезитов, сосредоточенных в гипсометрически наиболее возвышенной части рельефа, вокруг вершины г.Гырхлардаг. Общая мощность лав - 90 м. Это серые, светло-серые породы, однообразные в частных разрезах. В отличие от трахибазальтов, они характеризуются заметным уменьшением содержания вкрапленников авгита, но появляется полущелочная роговая обманка - баркевитит. Из других минералов, подчеркивающих щелочной состав пород, спорадически встречаются биотит, анальцит и калиевый полевой шпат. Основная масса интерсертальная, микролитовая, часто с субпараллельной ориентировкой микролитов плагиоклаза.

Среди трахиандезитов наблюдаются выходы изометричных в плане изолированных тел, сложенных автобрекчиями. Эти тела секутся штоками и дайкой трахиандезитов и представляют собой образования жерловой фации.

С покровами трахиандезитов тесно ассоциируют также небольшие штокообразные интрузивы субвулканической фации весьма сходного петрографического состава, но с более высокой степенью раскристаллизации основной массы. Субвулканические тела с крутыми, секущими контактами прорывают лавовые покровы трахиандезитов, но не выходят за их пределы. Все это позволяет считать субвулканические тела корнями соответствующих им по составу эффузивов. Другая группа субвулканических интрузивов трахибазальтов ограничивается контурами эффузивно-пирокластических отложений аналогичного состава и не прослеживается в более высоких горизонтах разреза. По морфологическим признакам и условиям залегания они подразделяются на трещинные субвертикальные (дайки) и субгоризонтальные пластовые тела (силлы). Дайки наиболее распространены в юго-западной части вулкано-тектонической

структуры, где их размещение целиком связано с полем распространения вулканогенных пород; на северо-востоке они известны и среди пород фундамента. Общее простирание даек и сопровождающих их разрывов северо-восточное. Мощность даек – до 8-10 м, угол падения – 70-90°.

Пластовые тела наиболее многочисленны в северной и северо-восточной части вулкано-тектонической структуры. Их мощность колеблется от 2 до 40 м. Интрузивная природа пластовых тел подтверждается изменчивыми элементами залегания по простиранию, наличием апофизоидальных ответвлений и частым переходом стратифицированных залежей в резко секущие по отношению к напластованию.

Наиболее крупная пластообразная залежь прослеживается вдоль полукольцевой зоны разрывных нарушений, ограничивающей поле распространения вулканитов с севера. На северо-востоке контакты субвулканического интрузива с вмещающими пирокластическими отложениями отчетливо согласные, на севере часто наблюдается пологое срезание интрузивным телом поверхностей напластования, а на северо-западе преобладают секущие контакты.

Таким образом, наиболее существенными особенностями вулканогенных ассоциаций в пределах Гырхлардагской вулкано-тектонической структуры являются: а) преимущественное развитие трахибазальтов, залегающих непосредственно на породах фундамента, и постепенная смена вверх по разрезу трахибазальтов трахиандезитами; б) отсутствие терригенных прослоев в разрезе вулканитов трахибазальт-трахиандезитового состава; в) широкое распространение субвулканических интрузивов трахибазальтов и трахиандезитов, различающихся по своей морфологии, условиям залегания и положению как в разрезе, так и по площади проявления эффузивно-пирокластических образований.

Результаты химических анализов, характеризующих вулканиты различного петрографического состава, соответствуют породам: 1) трахибазальт-трахиандезитовой формации с содержанием основных компонентов в: а) трахибазальтах SiO_2 – 46-51%, Al_2O_3 – 15-18%, иногда 20-22%, $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ – 7-10%, CaO – 7-8%, иногда 11%, MgO – 2-4%, иногда 0.5 и 6%, щелочей – 6-8%; б) трахиандезито-базальтах SiO_2 – 53-54%, Al_2O_3 – 16-17%, $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ – 6-7%, CaO – 8-9%, MgO – 2-4%, щелочей около 7%; в) трахиандезитах SiO_2 – 56-58%, иногда 59%, Al_2O_3 – 16-19%, $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ – 6-7%, редко 10%, CaO – 5-6%, иногда 7%, MgO – 3-4%, щелочей – 6-8%; 2) трахиандезит-трахиандезито-дацитово-дацитовой формации с содержанием окислов в: а) трахиандезитах SiO_2 – 60-61%, Al_2O_3 – 16%, $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ – 3-6%, CaO – 5%, MgO – 0,5-3,5% щелочей 7-8%; б) трахиандезито-дацитах SiO_2 – 62-63%, Al_2O_3 – 15-16%, $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ – 5%, CaO – 9%, MgO – 2%, щелочей – 8-9%.

Наиболее устойчивой особенностью химического состава вулканических пород является высокое содержание в них щелочей (от 6 до 9%) по сравнению со средними типами пород по Р.Дэли при постоянном преобладании Na_2O над K_2O . Величина отношения K/Na в породах трахибазальт-

трахиандезитовой формации варьирует от 0,19 до 0,57, а в породах трахиандезит-трахиандезит-дацитово́й формации - от 0,41 до 0,56. Модуль щелочности $(Na+K)/Al$ колеблется соответственно от 0,44 до 0,78 и от 0,67 до 0,82.

Интересные возможности для выявления медных месторождений открывает анализ закономерностей распространения оруденения в пределах Гырхлардагской вулканогенно-тектонической структуры. Признаки медной минерализации в вулканогенных образованиях были известны и ранее, но оруденение интерпретировалось как вулканогенно-осадочное.

Однако наблюдения показывают, что минерализация проявляется, как правило, в многочисленных обломках вулканических брекчий и литокристаллокластических туфов, в то время как туфогенный цемент остается неизменным и стерильным. Наряду с малахитизированными и азуритизированными обломками, встречаются также обломки вторичных кварцитов (кварцсерицитовых метасоматитов, иногда тонкопиритизированных, и монокварцитов), а в единичных случаях и обломки мономинерального ковеллина.

Минерализованные включения наблюдаются на различных уровнях в разрезе пирокластических отложений, местами образуя заметные концентрации. В целом весьма примечательно, что горизонты взрывных брекчий с повышенной ролью рудных обособлений в своем распространении как бы подчеркивают контуры эруптивного центра вулканогенно-тектонической структуры и образуют в плане дугообразные прерывистые полосы.

Эти факты свидетельствуют о наличии на глубине коренных залежей медных руд, разрушенных в период послерудной взрывной активности и скрытых на современном эрозионном срезе под эффузивно-пирокластическими образованиями завершающего этапа вулканической деятельности.

Следует также обратить внимание на неизвестное ранее проявление цеолитовой минерализации, обнаруженное нами в северной части вулканогенно-тектонической структуры, в 3-4 км к западу от с.Газанчы. Цеолит выполняет многочисленные трещины и пустоты в покровных трахибазальтах, представлен крупными кристаллическими агрегатами радиально-лучистого и волокнистого строения, а также в виде пластинчатых кристаллов. Цвет молочно-белый, реже розоватый. Характерна ассоциация с кальцитом.

III Гылынджюрд-Гейдагская зона повышенной трещиноватости пород. Наиболее поздним типом активизированных рудоносных структур является субширотная зона интенсивной трещиноватости пород регионального значения, трассируемая малыми интрузивами основного и среднего состава, олицетворяющими собой магматизм заключительного этапа тектономагматической активизации.

Она представляет собой серию сближенных, сгруппированных в относительно узкую полосу разрывных нарушений, часто залеченных дайками, и характеризуется развитием многосистемных трещин сбросово-сдвигового характера с небольшим смещением.

Особенности развития зоны трещиноватости, секущей складчатые

структуры Ордубадского синклинория под косым углом, свидетельствуют о ее глубинном и автономном характере. Эта зона, вероятно, в виде единого тектонического шва фиксируется в породах фундамента, а на верхнем структурном этаже на современном денудационном уровне получает конкретное выражение в виде повышенной концентрации даек и разрывов, образующих линейно-вытянутую форму.

В отличие от малых гиабиссальных интрузивов, магматические породы зоны интенсивной трещиноватости сложены почти исключительно дайками, редко силлами диабазов и диабазовых порфиритов, андезитовых и диоритовых порфиритов, а также лампрофиров. Преобладают дайки диабазов и андезитовых порфиритов мощностью соответственно 0,5-2,0 м и 3,0-6,0 м с азимутом простирания 70-100°. В пределах дайкового пояса они нередко сгущаются в отдельные свиты, состоящие из 8-10 даек, разделенных интервалами вмещающих пород в 3-5 м.

Диабазы представляют собой мелкозернистые породы темно-серого и зеленовато-серого цвета с многочисленными карбонатными миндалинами размером от микроскопических до 0,3-0,5 см, округлой или линзовидной формы; реже наблюдаются тончайшие карбонатные прожилки. Породы редко бывают свежими и обычно сильно карбонатизированы, хлоритизированы и окварцованы, иногда биотитизированы. В менее измененных разностях удается различить интерсертальную микродиабазовую структуру основной массы, иногда с вкрапленниками плагиоклаза и авгита (диабазовые порфириты). Нередко наблюдается тонкая вкрапленность пирита. Этим же вторичным преобразованиям подвергнуты и дайки андезитовых порфиритов, тесно ассоциирующихся с диабазами и диабазовыми порфиритами.

Дайки лампрофиров встречаются редко и представлены спессартитами, единитами и керсантитами с субширотным простиранием (СВ 65-80°), мощностью от 1,0 до 4,0 м.

На основании взаимопересечений даек устанавливается определенная последовательность их внедрения и относительный возраст. Так, в юго-западной части г.Гылынджюрг, на правом склоне руч. Бадамчалы дайка андезитовых порфиритов с крутопадающими прямолинейными контактами отчетливо рассекает диабазовую дайку, причем в узле пересечения меняет свое простирание с СВ 75° на широтное. Аналогичная картина наблюдалась нами и на правом склоне верховьев руч. Джаджыхлы, у подножья г.Гейдаг, в то же время в северо-восточной части г.Гейдаг между родником Сарычешме и ручьем Пирдашлары отмечается обратное взаимоотношение даек этого состава.

Приведенные примеры свидетельствуют о неоднократности процессов дайкообразования в пределах зоны интенсивной трещиноватости пород.

Наибольшее развитие описываемая субширотная зона сгущения даек получает к востоку от площади наших исследований и, судя по имеющимся крупномасштабным геологическим картам (Э.Бабаев, Г.Алиев, Ш.Гаджиев, Ф.Мустафаев и др.), в этом же направлении пересекает интрузивные породы

Мегри-Ордубадского батолита, но не обнаруживает закономерной связи с ним. В западном же направлении ввиду резкого сокращения количества даек, вероятно, затухает.

Подобные зоны повышенной трещиноватости были известны и в других регионах бывшего Союза ССР. Так, Е.А.Радкевич и др. (1956) на примере изучения Забайкалья и Южного Приморья пришли к выводу о том, что существует особая категория разрывных нарушений – зоны и пояса повышенной трещиноватости, имеющие значительное протяжение с образованием закономерных и довольно правильных систем. Особое значение они приобретают на посторогенных этапах деформаций и контролируют самые молодые месторождения рудных областей.

Гылынджурд-Гейдагская зона повышенной трещиноватости сыграла основную рудоконтролирующую роль в локализации медно-порфирового оруденения (Гейдагское месторождение). Причем эта зона рудоносна не на всем своем протяжении, а лишь в узле пересечения с поперечной субмеридиональной зоной разрывных нарушений. Именно в этом узле сосредоточена основная масса интенсивно гидротермально-измененных и пиритизированных пород с продуктивным оруденением.

Разрывные нарушения расчленяют рудоносную площадь на ряд относительно небольших по размерам тектонических блоков, рассеченных, в свою очередь, многочисленной серией более мелких трещин различного простирания, сопряженных с крупными разрывами.

Мелкую трещиноватость в целом можно разделить на две основные группы: крутопадающие с углами падения от 60° до вертикального и пологопадающие – от почти горизонтального до $15-20^\circ$. Большинство трещин сбросового, реже сдвигового характера. Протяженность крутопадающих трещин колеблется от нескольких десятков до первых сотен метров. Амплитуда смещения в осевой части зон разрывов достигает 5-6 м, а в сопряженных с ними трещинах не превышает 0,5 м.

Выдержанная прямолинейность трещин при наличии штрихов и борозд скольжения свидетельствует об их сколовом характере, а незначительное развитие глинки трения или вообще ее отсутствие – о незначительной амплитуде перемещения.

Пологопадающие трещины наиболее развиты в пластичных тонкопесчаниках, аргиллитов и алевролитов: конгломераты же более устойчивы к образованию трещин подобного типа. Мощность пологопадающих трещин не превышает 1,0 м, протяженность достигает первых десятков метров. Перемещения по ним весьма незначительны, часто они вообще отсутствуют.

Описанная система трещин выдерживается на всей площади месторождения, но местами сгущается в штокверковую сеть, несущую прожилковое оруденение. Мощность рудоносных трещин – 1-3 м, протяженность обычно не превышает 50-60 см. В виду резкого сближения и переплетения трещин

на таких участках образовались узлы интенсивного дробления, с которыми совпадают контуры рудной минерализации. Однако четких границ оруденелых участков провести невозможно из-за интенсивного развития не только прожилкового, но и вкрапленного оруденения, распространяющегося за пределы концентрированных руд.

Таким образом, ведущим морфогенетическим типом является прожилково-вкрапленное оруденение. Среди продуктивных минералов явно преобладает халькопирит; подчиненная роль принадлежит сфалериту и галениту. Причем кварцево-жильная халькопирит-сфалерит-галенитовая (полиметаллическая) минерализация более характерна для периферии месторождения, но находится в тесной пространственно-временной генетической связи с медно-молибденовым оруденением и является продуктом более поздних стадий единого рудообразующего процесса. Молибденит визуально различается редко и, вероятно, находится в тонко рассеянном и дисперсном состоянии. По данным геологоразведочных работ содержание меди и молибдена в обогащенных участках составляет соответственно 0,2-2,7% и 0,001-0,04%, единично - 5% и 0,5%.

Наблюдаемое в пределах Гейдагского месторождения пространственное совмещение гидротермальных изменений и руд с интрузивными породами диорит-порфиритового состава приводит многих исследователей к неверным, на наш взгляд, представлениям об их сопряженности и по времени образования.

Между тем, детальные исследования показывают, что здесь в сферу воздействия процессов метасоматоза и рудообразования попадают не только интрузивные породы, но дайки диабазов и андезитовых порфиритов, составляющих главный опознавательный элемент Гылынджурт-Гейдагской зоны интенсивной трещиноватости пород. Последняя является сквозной как по отношению к малым гипабиссальным интрузивам, так и Башкентской интрузивно-купольной структуре в целом, контролирующей их размещение.

В конкретной локализации оруденения первостепенная роль принадлежит узлу пересечения этой субширотной линейной структуры и сопряженной с ней субмеридиональной зоны разрывных нарушений подчиненного значения. Именно в этом узле сосредоточена основная масса интенсивно гидротермально-измененных пиритизированных пород с медно-молибденовым оруденением. Гидротермальные новообразования в дайках представлены кварцем, серицитом, карбонатом и хлоритом; макроскопически часто заметна тонкая вкрапленность пирита, иногда довольно интенсивная.

Тесная пространственная ассоциация Гейдагского месторождения с дайками основного и среднего состава свидетельствует о близости путей внедрения из глубинных источников магмы и рудоносных растворов, т.е. о существовании между ними парагенетической связи.

Специальное изучение околорудных метасоматитов не проводилось. Отсутствуют они и в работах предыдущих исследователей. Но и полученные

нами данные позволяют наметить лишь общую схему процессов метасоматоза, установить основные минеральные типы (фации) метасоматитов и зональность в их размещении. Ядро ореола метасоматических изменений представлено зоной интенсивной биотитизации и окварцевания пород, сопряженной с наиболее оруденелыми участками.

Под микроскопом кварц представлен изометричными, тесно соприкасающимися друг с другом зернами; их сочетание создает мозаичную и сито-видную структуру. Биотит наблюдается в виде многочисленных мелких чешуек буро-зеленоватого цвета, часто образующих агрегатные скопления. Иногда заметны мелкие выделения андалузита неправильной формы, но в наиболее крупных индивидах с призматическими очертаниями. В этой ассоциации нередко присутствует калиевый полевой шпат. По мере удаления от оруденелой площади кварц-биотитовые метасоматиты сменяются кварц-серицит-мусковитовыми, часто с пиритом.

Внешняя зона ореола гидротермальных изменений характеризуется интенсивным развитием карбонатизации, окварцевания, хлоритизации и пиритизации, местами эпидотизации.

В заключение необходимо отметить, что если геологическая обстановка формирования оруденения различных формаций в пределах рассмотренных активизированных структур в общем может считаться выясненной, то сопоставление их по минералогическим и геохимическим особенностям затруднено из-за слабой изученности вещественного состава руд. Имеющиеся данные обычно ограничиваются перечислением основных рудных минералов, легко различаемых визуально. Геохимия руд почти не изучена. Восполнить этот пробел смогут специальные исследования.

ЛИТЕРАТУРА

АЗАДАЛИЕВ Дж. А., МУСАЕВ Ш.Д., КЕРИМОВ Ф.А. 2002. Перспективы выявления коренных источников россыпного золота в пределах Нахчыванской АР. Доклады НАН Азербайджана, т. LVIII, 5-6.

АЗАДАЛИЕВ Дж.А., КЕРИМОВ Ф.А. 2005. Типоморфные особенности россыпного золота в аллювиальных отложениях р.Башкендчай (Нахчыванская АР). Доклады НАН Азербайджана, т.LXI, 6.

АЗАДАЛИЕВ Дж.А., КЕРИМОВ Ф.А. 2006. Некоторые вопросы изучения геолого-геоморфологических условий формирования золотоносных россыпей бассейна р.Баш-кендчай (Нахчыванская АР, Азербайджан). Доклады НАН Азербайджана, т. LXII, 3-4.

АЗАДАЛИЕВ Дж.А., КЕРИМОВ Ф.А. 2006. Рудоносные вторичнокварцитовые формации Ордубадского района юга Малого Кавказа (Нахчыванская АР Азербайджана). В кн.: «Проблемные вопросы геодинамики, петрологии и металлогении Кавказа». Баку, «Nafta-Press».

АЗИЗБЕКОВ Ш.А. 1952. Экструзивы и лакколиты Нахичеванской АССР. В сб.: «Геология Азербайджана. Петрография». Баку.

АЗИЗБЕКОВ Ш.А. 1961. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, М.

АЗИЗБЕКОВ Ш.А., БАГИРОВ А.Э. 1966. Строение и развитие Араксинской тектонической зоны. В сб.: «Геологическое строение Кавказа». Наука, М.

ГАДЖИЕВ В.Д. 1983. Вопросы денудационного среза Приараксинской области (в пределах Азербайджанской ССР). Изв. АН Азерб.ССР, сер. наук о Земле, 3.

МУСАЕВ Ш.Д., КЕРИМОВ Ф.А. 2003. Золотоносные россыпи р.Башкендчай (Нахчыванская АР). Azərbaycan Təhsil Səmiyyətinin «Bilgi» dərgisi, 1.

МУСАЕВ Ш.Д., КЕРИМОВ Ф.А., ИСАЕВА Н.С. 2004. Золотоносные россыпи р.Алинджачай (Нахчыванская АР). Azərbaycan Təhsil Səmiyyətinin «Bilgi» dərgisi, 2.

ОРЛОВА А.В. 1975. Блочные структуры и рельеф. Наука, М.

РАДКЕВИЧ Е.А. и др. 1956. О региональных поясах и зонах трещиноватости. Сов. геология, сб.53.

РУСТАМОВ М.И. 1968. Новые данные о тектоническом строении Южного Зангезура. Геотектоника, 2.

ФАВОРСКАЯ М.А., ТОМСОН И.Н. 1969. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. Недра, М.

ЩЕГЛОВ А.Д. 1966. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Недра, М.

**РОЛЬ РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКИ В ПРОЦЕССАХ
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ, МАГМАТИЗМА И ФОРМИРОВАНИЯ
СТРУКТУР ОРДУБАДСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ
(НАХЧЫВАНСКАЯ АР, АЗЕРБАЙДЖАН)**

Дж.А.Азадалиев,¹ М.М.Мамедов,² Ф.А.Керимов¹

¹*Институт геологии НАН Азербайджана
Az 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А*

²*НИИ минерального сырья
Министерства экологии и природных ресурсов
Az1073, Баку, ул. Б.Агаева, 101А*

Азадалиев Дж.А., Мамедов М.М., Керимов Ф. А. Роль разломно-блоковой тектоники в процессах осадконакопления, магматизма и формирования структур Ордубадской складчатой зоны (Нахчыванская АР, Азербайджан). Обосновывается вывод о том, что к рассмотрению вопроса о геологическом развитии Ордубадского прогиба не следует подходить с позиций «классической» геосинклинальной схемы, полагая, что определенным последовательным стадиям тектоно-магматического цикла соответствуют определенные магматические формации. Установлено, что важной закономерностью явились вертикальные перемещения структур обрамления прогиба – воздымания Зангезур-Нювадинского массива и погружения Нахчыванской наложенной впадины. Подчеркнута важная роль краевых глубинных разломов, разграничивающих эти структуры земной коры, в тектонических и магматических процессах. Период резкого изменения тектонического плана региона в олигоцене и усиление магматической активности положили начало повышенной тектоно-магматической активизации.

Azadaliyev J.A., Mamedov M.M., Kerimov F.A. The role of the fault-block tectonics in sedimentation, magmatism and formation of the Ordubad folded zone (Nakhchyvan AR, Azerbaijan). It is substantiated a conclusion that the problem of the Ordubad trough's geological evolution should not be considered from the "classical" geosynclinal scheme position, supposing that the certain magmatic formations corresponds to the certain sequential stages of tectonic-magmatic cycle. As it was established an important phenomenon there had been vertical displacements of the trough's framing structures – the Zangezur-Nuvady massif's uplift and Nakhchyvan superimposed basin's setting. The marginal deep faults separating these Earth's crust structures took an important place in tectonic and magmatic processes. Sharp change of the region's tectonic plan during Oligocene and intensification of magmatic activity caused the beginning of increased tectonic-magmatic activation.

Azadəliyev C.Ə., Məmmədov M.M., Kərimov F.Ə. Ordubad qırıqlıq zonasında çöküntütoplanma, maqmatizm və strukturaların formalaşma proseslərində yarıma-blok tektonikasının rolu. Məqalədə belə bir fikir irəli sürülür ki, tektonik-maqmatik siklin müəyyən ardıcıl inkişaf mərhələsinə müəyyən maqmatik formasiyanın uyğun gəldiyini ehtimal etsək, onda hökmən Ordubad çökəkliyinin geoloji inkişafına dair məsələyə «klassik» geosinklinal sxem mövqeyindən yanaşılmalıdır. Müəyyən olunmuşdur ki, ən vacib qanunauyğunluq çökəkliyin struktur haşiyəsinin vertikal yerdəyişməsi – Zəngəzur-Nüvədi massivinin qalxmasından və Naхçывan üstəgəlmə çuxurunun öyilməsindən ibarətdir. Tektonik və maqmatik proseslərdə Yer qabığının bu strukturalarının sərhədlərini müəyyən edən kənar dərinlik yarımlarının vacib rolu vurğulanır. Oligosəndə regionun tektonik planının kəskin dəyişilməsi və maqmatik fəallaşmanın güclənməsi prosesləri yüksək tektonik-maqmatik aktivləşmənin başlanğıcını qoymuşdur.

Начиная с работ А.В. Пейве (1945), важное значение блоковой тектоники в развитии земной коры неоднократно обсуждалось в геологической литературе. По его представлениям, земная кора состоит из множества различных по составу, форме, величине и подвижности блоков, со всех сторон ограниченных тектоническими поверхностями – разломами.

В целом, разделяя представления о блоковом строении земной коры, В.В.Белоусов (1958) вместе с тем отметил, что вертикальные перемещения блокового характера всегда наблюдаются в тесном и закономерном сочетании с «плавными» колебательными движениями, обособившимися в верхних частях земной коры в виде складчатых форм. В.Е.Хаин (1958) выдвинул гипотезу о глыбово-волновой структуре земной коры, являющейся следствием равноправного взаимодействия волновых (складчатых) и разрывных деформаций. В дальнейшем значительные успехи в изучении глубинного строения Земли привели к представлениям о более подчиненном характере пликативных деформаций по сравнению со структурами блоково-глыбового характера, обусловленными вертикальными движениями земной коры.

Э.Ш.Шихалибейли (1964), анализируя роль разломов и структур глубокого заложения в металлогении складчатых зон, пришел к заключению о том, что в области складчатых сооружений Кавказа на разных этапах его развития исключительная роль принадлежала глыбовой и складчато-глыбовой структурам. При этом важное значение в развитии тектонических зон Кавказской складчатой области принадлежало глубинным разломам, которые еще на начальных этапах заложения геосинклинали предопределили дальнейший ход ее развития, магматизма и металлогении. Развитие же Ордубадского геосинклинального прогиба происходило на консолидированном фундаменте в узкой зоне погружения общего северо-западного простирания. Эта зона была ограничена с северо-востока континентальным поднятием, представляющим выступ Ирано-Анатолийской платформы и известным под названием Зангезур-Нювадинского массива, а с юго-запада – областью герцинской складчатости, служившими поставщиками большого количества терригенного материала.

Альпийский геосинклинальный прогиб отделялся от зон ранней консолидации краевыми продольными швами. Северо-восточный шов, известный под названием Ани-Ордубадского глубинного разлома, представляет собой отрезок серии региональных глубинных разломов, проходящих на границе с Зангезур-Нювадинским массивом. Юго-западным ограничением геосинклинального прогиба служил Нахчыванский глубинный разлом, проходящий на границе разнородных структур в северо-западном направлении. Эти краевые глубинные разломы в общем соответствуют основным структурным планам зоны альпийской складчатости.

Таким образом, глубинными разломами, согласно А.В.Пейве, мы называем крупные, геологически четко выраженные длительно развивающиеся нарушения, ограничивающие подвижные блоки земной коры. Они сыграли

важную роль в пространственном размещении и развитии структурно-формационных и металлогенических зон рассматриваемой области.

Следует обратить внимание еще на одну их особенность, а именно: стабильность пространственного положения длительно развивающихся глубинных разломов. Так, нарушения, контролировавшие формирование зоны геосинклинального осадконакопления и магматизма в Ордубадском прогибе по крайней мере с начала верхнего мела, и нарушения, обусловившие современный тектонический облик рассматриваемой территории, по существу, приурочены к одним и тем же тектоническим линиям. Это позволяет считать, что отмеченные глубинные разломы древнего заложения и представляют собой глубокие расколы земной коры, разделяющие ее на крупные блоковые структуры с различной направленностью вертикальных перемещений.

Согласно существующим схемам, весь тектоно-магматический цикл развития Ордубадского геосинклинального прогиба расчленяется на два этапа: собственно геосинклинальный и орогенный. Среди собственно геосинклинальных формаций выделяются осадочно-вулканогенная (юра), терригенно-карбонатная (поздний мел) и флишоидная осадочно-вулканогенная (эоцен) формации. Первая соответствует раннегеосинклинальной, а две последние – позднегеосинклинальной стадиям развития прогиба.

Орогенный этап также подразделяется на две стадии – раннюю (олигоцен-миоцен) и позднюю (плиоцен-антропоген). Ранняя стадия характеризуется формированием следующих формаций: вулканогенно-обломочной андезитовой (ранний и средний олигоцен), гранитоидной (ранний-поздний олигоцен) и молассовой гипсосоленосной (поздний олигоцен – миоцен). С позднеорогенной стадией связывается вулканизм центрального типа андезитового состава (ранний плиоцен) и центрально-трещинного типа андезит-трахиандезитового и андезит-базальтового составов, контролировавшийся глубинными разломами.

Однако попытка свести разнообразные тектоно-магматические проявления к развитию локального в геологическом выражении геосинклинального процесса не находит подтверждения. Анализ имеющихся геологических данных ставит задачу иного представления направленности геологического развития рассматриваемой территории, не укладывающегося в рамки традиционных представлений. Как будет видно из нижеизложенного, заложение Ордубадской геосинклинали и дальнейшее ее развитие являются лишь эпизодом в сложной картине тектонических и магматических процессов, затронувших не только зону геосинклинального погружения, но и сопредельные структуры ранней консолидации, равноценные по площади своего распространения. В связи с этим обращает внимание тот факт, что М.А.Фаворская и И.Н.Томсон (1969) вообще характеризуют геосинклинальный процесс как частный случай тектоно-магматической активности.

Иными словами, при рассмотрении вопроса о геологическом развитии Ордубадской подвижной зоны не следует полагать, что определенным по-

следовательным стадиям тектоно-магматического цикла строго соответствуют определенные магматические формации. Такую схему можно применить лишь для весьма крупных областей земной коры, но не для анализа развития конкретных тектонических структур, каковой является Ордубадский прогиб. Еще Ю.А.Билибин (1961) подчеркивал, что представления о тектоно-магматическом цикле относятся именно к геосинклинально-складчатым системам (поясам) как к чему-то целому, а не к отдельным прогибам (частным геосинклиналям).

Нам представляется, что историю развития таких локальных структур следует разбирать, исходя из фактической приуроченности тектонических и магматических процессов к зонам глубинных разломов, ограничивающих разновозрастные и разнонаправленные блоки земной коры... Дифференциальная подвижность последних обусловила проявления эффузивного магматизма, вносящего существенные коррективы в процесс осадконакопления в пределах опущенного блока, интрузивного магматизма, а также складчатости.

Анализируя особенности размещения и фациальный состав аккумулятивных осадков в Ордубадской зоне геосинклинального погружения, можно реставрировать отдельные этапы тектонических движений и последовательность их проявления.

Исходным звеном, на основе которого мы попытаемся вскрыть эти закономерности, служат представления о разнонаправленных вертикальных перемещениях смежных тектонических блоков рассматриваемого горно-складчатого сооружения. Ритмика вертикальных движений этих блоков, особенно жестких выступов байкальской и герцинской консолидации, предопределила не только условия геосинклинального осадконакопления, но и развитие последующих тектонических структур. Трудно допустить, что сопредельные структуры обрамления за весь длительный период развития рассматриваемой области оставались пассивными и не подвергались тектоническим воздействиям в противовес активной структуре геосинклинального погружения.

Ввиду недостаточной изученности истории геологического развития Аразской тектонической зоны, спорности времени заложения геосинклинали, внутреннего строения, возраста, фациальных особенностей и других вопросов магматических и осадочных формаций интерпретация характера и режима вертикальных перемещений в достаточной степени условна и схематична. Однако последние всегда имели место. Кроме того, в данном случае имеют значение не столько абсолютная датировка, сколько относительная последовательность и знак вертикальных перемещений, т.е. динамика вертикальных движений.

Ранняя стадия дифференцированного прогибания Ордубадской геосинклинали характеризовалась преобладанием нисходящих движений, расширением геосинклинального бассейна и проявлением первоначального базальтоидного магматизма (лавы, реже их пирокласты). Процессы вулканизма структурно бы-

ли связаны с Нахчыванским глубинным разломом, контролировавшим ареал распространения продуктов вулканической деятельности. Присутствие в отложениях всех ярусов юрского возраста свидетельствует об устойчивом компенсированном прогибании зоны осадконакопления. Однако незначительная мощность отложений (всего 2000 м) указывает на замедленный характер прогибания. На большей части сопредельной области герцинской складчатости в это время существовал геоантиклинальный режим, периодически прерывающийся на прилегающих площадях трансгрессиями моря.

Вулканическая деятельность в период времени, охватывающего мел-палеоген, отсутствовала. Так как терригенная составляющая отложений этого периода представлена песчаниками и глинами, т.е. мелко- и тонкокластическими осадками, то можно предположить, что интенсивных воздыманий областей сноса в этот период здесь не было. Можно также полагать, что активная зона опускания, служившая областью интенсивного седиментогенеза, частично захватывала и прилегающие к ней структуры обрамления.

Начиная с нижнего эоцена, очертания областей седиментогенеза и сноса в общем сохранились, но проявившийся эффузивный магматизм и продукты его деятельности внесли существенные коррективы в процесс осадконакопления, особенно в зоне погружения, непосредственно прилегающей к пограничному с Зангезур-Нювадинским массивом краевому глубинному разлому. Если судить по фациальному составу пород, то примесь вулканогенного материала в том или ином количестве наблюдается во всех толщах эоценового возраста, но ее распределение неравномерно как по разрезу, так и по площади распространения. Максимальным развитием эффузивно-пирокластические образования пользуются в отложениях нижнего эоцена. В среднем эоцене в разрезах преобладают вулканогенно-терригенные отложения, являющиеся продуктами размыва вулканических построек при подчиненном значении эффузивно-пирокластических пород. Процесс осадконакопления завершается в верхнем эоцене и имеет существенно осадочный облик с некоторой примесью туфогенного материала.

Таким образом, наиболее интенсивные проявления вулканизма имели место в нижнем эоцене. В среднем эоцене на тех же площадях отмечались лишь отдельные вспышки вулканической деятельности, а в верхнем эоцене последняя практически отсутствовала.

Переमेжаемость вулканогенных и осадочных образований свидетельствует об их приуроченности к интенсивно опускающемуся блоку, служившему областью аккумуляции. Но причины пароксизма вулканической деятельности в эоцене остаются не совсем ясными. Навряд ли вспышку вулканической активности можно увязывать только с процессом тектонического опускания блока, определившего контуры Ордубадского геосинклинального прогиба, так как основание разреза вулканогенных отложений начинается терригенными осадками верхнего мела – палеоцена. И это, несмотря на значительный характер прогибания области осадконакопления в этот период.

Имеются признаки, позволяющие предполагать, что вспышка эффузивного магматизма в нижнем эоцене связана не только с наличием тектонического опускания геосинклинальной зоны, но и воздыманием блоковой структуры обрамления – области Зангезур-Нювадинского массива. Так, Ш.А.Азизбеков (1961), анализируя фации, мощности и историю геологического развития рассматриваемого региона, отмечает, что вулканогенная толща нижнего эоцена несогласно залегает на юге на отложениях палеоцена, датского яруса и маастрихта. Причем угол несогласия с подстилающими отложениями увеличивается на юго-запад от Биляв-Бадакендской зоны: в районе Чавчаны и у с.Керимгулузаде не превышает 3-5°, к юго-западу от с.Бадамлы – 5-10°, в районе восточного и южного склона Дарыдага достигает 10-20°. Такой характер распределения углов несогласия, как справедливо отмечает Ш.А.Азизбеков, отражает не столько прогибание геосинклинали, сколько воздымание (на границе палеоцена и нижнего эоцена) области Зангезурского антиклинория, т.е. блоковой структуры обрамления ранней консолидации. Важен еще один вывод Ш.А.Азизбекова о том, что тектонические движения на этом геологическом рубеже были довольно интенсивными и сопровождались наиболее ранней фазой складкообразовательных движений. Это свидетельствует о том, что в этих условиях глыбовое воздымание Зангезур-Нювадинского массива сопровождалось сжимающими усилиями в пределах тектонического блока, характеризующегося интенсивным погружением и геосинклинальным осадконакоплением. Однако горизонтальные движения в этот период имели ограниченные масштабы и не повлияли на общий ход тектонического развития геосинклинальной зоны в целом. Разрядка сжимающих усилий в начале эоцена повлекла за собой интенсивную вулканическую деятельность.

Таким образом, на границе верхнего мела – палеоцена и нижнего эоцена, наряду с нисходящими движениями, наметилась общая тенденция к восходящим движениям и в целом сокращению геосинклинального бассейна. Восходящие движения сопровождались увеличением в течение всего эоцена односторонних сжимающих усилий со стороны северо-восточного обрамления прогиба на фоне постепенного затухания вулканической деятельности. Локальные складкообразовательные процессы, по данным Ш.А.Азизбекова, фиксируются и в начале верхнего эоцена по изменению литофаций и уменьшению мощности среднеэоценовых отложений. Эти процессы привели к местным поднятиям и сокращению площади морского осадконакопления, но их нужно противопоставить соседнему интенсивно воздымающемуся блоку. Кратковременные пароксизмы тектонической активности были разделены периодами относительного покоя и накопления осадков.

Можно предположить, что именно восходящие движения в области Зангезур-Нювадинского массива, протекавшие синхронно с накоплением осадков в его прибортовой части, были причиной зарождения складкообразовательных процессов в прилегающей части Ордубадского прогиба, распространившихся в дальнейшем на всю область седиментогенеза. Именно в северо-

восточных периферических участках Ордубадского синклиория, возникшего на месте геосинклинальной зоны, современные складчатые структуры имеют наибольшее выражение (Азадалиев, Керимов, 2006).

Момент завершающей складчатости, обусловивший в итоге замыкание прогиба и ликвидацию геосинклинального режима, сопрягается во времени с единовременной активизацией в начале олигоцена краевых глубинных разломов, ограничивающих разнонаправленные блоки земной коры. Из этого можно сделать один вывод – резкое воздымание северо-восточного тектонического блока Зангезур-Нювадинского массива и синхронное погружение юго-западного блока в связи с формированием Нахчыванской наложенной впадины провоцируют интенсивное тангенциальное сжатие, направленное поперек общему простиранию блоковой структуры геосинклинального погружения, и формирование складчатости. Из этого становится ясным, почему краевые глубинные разломы, вдоль которых обеспечивались вертикальные перемещения тектонических блоков, в общем соответствуют структурным планам альпийской линейной складчатости.

Иными словами, тангенциальные напряжения, получившие разрядку в виде процессов складкообразования в зоне седиментогенеза, явились результатом вертикальных перемещений тектонических блоков, обрамляющих геосинклинальный прогиб. При этом определяющая роль принадлежала северо-восточному блоку ранней консолидации, обеспечившему наиболее ранние складкообразовательные процессы. И лишь с момента прихода в действие юго-западного блока, также сыгравшего роль жесткого упора, процессы складкообразования распространились на всю область геосинклинального погружения. Отсюда и известная асимметричность в строении современных складчатых форм Ордубадского синклиория, наиболее интенсивно развитых в его северо-восточной прибортовой части, – более крутые северо-восточные крылья линейных складок и более пологие юго-западные (Азизбеков, 1961).

До сих пор нами преимущественно рассматривался вопрос о соотношении вертикальных перемещений блоковых структур и складчатости. Было установлено, что именно с движениями тектонических блоков, осуществляемых по зонам краевых глубинных разломов, были связаны складкообразовательные процессы в пределах наиболее опущенного блока, достигшие позднее кульминационного инверсионного характера.

Дифференциальные тектонические движения предопределили не только складкообразовательные процессы, но и общий ход магматических явлений. Оптимальные условия для вулканической и интрузивной деятельности складывались вдоль северо-восточного глубинного разлома – зоны сочленения наиболее подвижных блоков земной коры. Роль этого краевого тектонического шва как магмоподводящего канала начала вырисовываться, начиная с нижнего эоцена, когда зона сочленения Ордубадского прогиба с Зангезур-Нювадинским массивом стала ареной интенсивной вулканической деятельности. Расположение вулканических центров на стыке блоков, испытывавших

разнонаправленные вертикальные движения, обусловило накопление вулканического материала главным образом на периферических участках тектонического блока с отчетливой тенденцией к прогибанию. На этих участках массовое накопление эффузивно-пирокластических отложений подавляло седиментацию осадочного вещества, но по мере удаления от вулканических центров в составе аккумулятивных осадков терригенный материал стал играть преобладающую роль. Таким образом, вулканические излияния были трещинными, а распространение их продуктов носило площадной характер.

По мере увеличения интенсивности сжимающих усилий вулканическая деятельность к верхнему эоцену постепенно затухает, и основное значение приобретают продукты размыва вулканических построек и накопление вулканического материала. Возрастание переотложенных вулканических продуктов способствовало неуклонному разрастанию участков суши и господству мелководных условий осадконакопления. Совершенно очевидно, что в обстановке значительного спада интенсивности вулканических пароксизмов и почти полного прекращения их к концу эоцена наступающему развитию островной суши способствовали положительные тектонические движения и лишь в незначительной степени накопление продуктов вулканизма на морском дне при формировании вулканических построек. Причем, вероятно, эти движения охватывали не только область Зангезур-Нювадинского массива, но и прилегающую часть геосинклинальной зоны. В противном случае вулканические излияния компенсировались бы опусканиями и не образовывали возвышенностей.

Магматические образования этого времени вдоль Нахчыванского глубинного разлома отсутствуют, что связано со стабильностью юго-западного блокового ограничения Ордубадской геосинклинальной зоны. В кульминационный период тектонических движений, положивших начало резкой тектонической перестройке рассматриваемой территории, увеличилась соответственно и роль синхронных магматических процессов. Последние в пространстве не ограничивались областью альпийского геосинклинального прогиба и развивались как в герцинских, так и более древних структурах региона. Важной особенностью этого периода явилось резкое возрастание роли глубинных разломов как магмоподводящих структур, обусловивших интенсификацию глыбового тектогенеза и замыкание геосинклинали.

Резкое усиление восходящих поступательных движений в области Зангезур-Нювадинского поднятия, зафиксированных в современных формах тектонического рельефа, повлекло за собой широкое проявление интрузивного магматизма с формированием многофазового Мегри-Ордубадского плутона, распространившегося за пределы альпийской складчатой зоны в жестком древнем обрамлении. Последний реагировал на тектонические движения этого периода раздроблением и образованием крупных разломов, вдоль которых происходили грабенообразные опускания и активно внедрялись гранитоидные интрузивы.

Синхронно с этим заложение и дальнейшее развитие Нахчыванской наложенной впадины сопровождалось интенсивной субэвральской вулканической деятельностью вдоль одноименного глубинного разлома, приведшей к формированию Нахчыванского вулканического пояса. Этот процесс характеризовался интенсивным приразломным смятием и формированием флексуорообразных изгибов в карбонатно-терригенных отложениях в области герцинской складчатости, сопровождающихся образованием крупных разломов надвигового характера. Причем эти надвижки в целом простираются параллельно основному глубинному разлому и представляют собой разрядку сжимающих усилий в консолидированной структуре герцинид.

Одновременный рост Зангезур-Нювадинского поднятия и формирование Нахчыванской впадины позволяют считать их образование взаимосвязанным. Разнонаправленные движения этих тектонических блоков как бы компенсируют друг друга. При этом, как уже указывалось, блоковая зона геосинклинального погружения испытывала складкообразовательные движения, достигшие максимума в олигоцене.

В дальнейшем, вследствие продолжающихся глыбовых перемещений сопредельных тектонических блоков, стабилизировавшаяся структура складчатой зоны (Ордубадский синклиниорий) подверглась разрывным деформациям, пришедшим на смену пликативным. С ними связано раздробление консолидированной складчатой зоны на ряд блоков низшего порядка, занимающих различные относительно друг друга уровни. Эти блоки соответствуют выделенным Ш.А.Азизбековым (1961) поднятиям и прогибам, резко наложенным на складчатые структуры Ордубадского синклинория.

В то же время, если обратить внимание на асимметричное строение Ордубадского синклинория в целом с более пологим юго-западным и более крутым северо-восточным крыльями, то можно предположить, что юго-западная краевая часть синклинория была вовлечена в относительное прогибание в связи с интенсивностью нисходящих движений в пределах Нахчыванской впадины, а северо-восточная – в относительное поднятие вследствие интенсивного воздымания Зангезур-Нювадинского обрамления.

На данном уровне фактических данных пока можно лишь предполагать, что периодичность тектонических и магматических процессов, происходивших в Ордубадском геосинклинальном прогибе с момента его заложения и обрамляющих тектонических блоках, объясняется объективным фактом тесной сопряженности и взаимосвязанности этих процессов, представляющих собой, по-видимому, отражение каких-то эндогенных глубинных процессов в недрах Земли. В самой предположительной форме сущность этих процессов заключается в периодическом возникновении в подкоровых участках повышенной энергии, приводящей к возникновению и проникновению к поверхности глубинных магматических расплавов, тепловых потоков и эндогенных эманаций (Фаворская, Томсон, 1969).

Но можно с уверенностью констатировать, что реализация импульсов эндогенной активности осуществлялась при участии межблоковых глубинных разломов. Действительно, в целом эти региональные разрывные структуры так или иначе контролировали весь комплекс геологических процессов: тектонические перемещения, складчатость, эффузивный и интрузивный магматизм, размещение эндогенного оруденения. Именно с ними связано заложение и дальнейшее развитие геосинклинального прогиба, а в период позднейшего тектогенеза – формирование Нахчыванской наложенной впадины и Зангезур-Нювадинского сводово-глыбового поднятия. Поэтому, характеризуя весь тектоно-магматический цикл развития рассматриваемого региона, скорее всего необходимо говорить не столько об этапах (стадиях) формирования Ордубадской геосинклинальной зоны, сколько об этапах (стадиях) «оживления», или активизации глубинных разломов.

Естественно, коренную перестройку тектонического плана рассматриваемой области, вовлекшую в сферу своего воздействия и зону геосинклинального осадконакопления, и консолидированные структуры обрамления, сопровождающуюся интенсивной магматической деятельностью и складчатостью нельзя увязывать с заключительной, орогенной стадией развития геосинклинали. Наоборот, все геологические процессы этого периода, затрагивающие участки с различными типами структур земной коры, нужно считать следствием резко усилившейся тектоно-магматической активности. По существу, все геологические явления этого времени проявляются практически одновременно, что не укладывается в рамки существующих представлений о последовательности этих процессов в ходе стадийного развития геосинклинали.

Такой подход к изложенному вопросу приводит к тому, что орогенез уже не может рассматриваться в виде стадии геосинклинального развития, а представляет собой и в структурном выражении, и по своей направленности самостоятельный, широко распространенный тектонический процесс (Боголепов, 1976)

Период резкого изменения тектонического плана рассматриваемой территории и формирования новых структурных элементов, сопровождающийся усилением магматической активности, положил начало повышенной тектоно-магматической активизации. Согласно В.Е. Хаину (1973), эпохами повышенной тектоно-магматической активности следует называть эпохи крупных переломов в развитии геосинклинальных систем, их общей инверсии (по В.В. Белоусову) – переломов, проявившихся в масштабах не одной, а многих геосинклинальных систем. И далее... «тектонические» – тектоно-магматические эпохи – это не только эпохи усиления складкообразования, а вообще эпохи повышенной тектонической и магматической, в целом эндогенной активности, когда все типы движений земной коры испытывают активизации». И на самом деле, олигоцен является периодом замыкания почти всех геосинклинал Альпийско-Гималайской области (Дзоценидзе, 1964, 1968).

В геологической литературе существует множество терминов, используемых различными авторами для обозначения процессов активизации и соответствующих им структур, – тектоно-магматическая, отраженная и автономная активизация, омоложение, реовенация, активизированные платформы, области «дива», эпигонали, области эпиплатформенного орогенеза, активизированные области и т.д.

Оставляя этот вопрос открытым, мы в дальнейшем будем придерживаться наиболее обобщающего термина «тектоно-магматическая активизация», хотя и нужно признать более приемлемым в генетическом отношении термин «автономная тектоно-магматическая активизация» (Щеглов, 1968), указывающий на независимость процессов активизации от развития геосинклинали и наложенный их характер, а в структурном плане – термина «сводово-глыбовые области» (Карпова, 1960), признавая ведущую роль глыбовых перемещений в активизированных областях.

ЛИТЕРАТУРА

АЗАДАЛИЕВ Дж.А., КЕРИМОВ Ф.А. 2006. Рудоносные вторичнокварцитовые формации Ордубадского района юга Малого Кавказа (Нахчыванская АР Азербайджана). В кн.: «Проблемные вопросы геодинамики, петрологии и металлогении Кавказа». Баку, «Nafta-Press».

АЗИЗБЕКОВ Ш.А. 1961. Геология Нахичеванской АССР. М.

БЕЛОУСОВ В.В. 1958. Основные вопросы геотектоники. М.

БИЛИБИН Ю.А. 1961. Общие принципы регионального металлогенического анализа. Избр. труды, т. III. М.

БОГОЛЕПОВ К.В. 1976. Орогенез в истории развития земной коры. Наука.

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г.С. 1964. Палеогеновый вулканизм Закавказья и связанное с ним оруденение. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т.7.

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г.С. 1968. Опыт сопоставления мезо-кайнозойского магматизма Кавказа, Крыма, Балкан и Карпат. В сб.: Вулканизм и тектогенез. Наука.

КАРПОВА Е.Д. 1960. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. Изд. АН СССР.

ПЕЙВЕ А.Е. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, серия геол., 5.

РУСТАМОВ М.И. 1968. Новые данные о тектоническом строении Южного Зангезура. Геотектоника, 2.

ФАВОРСКАЯ М.А., ТОМСОН И.Н. 1969. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.

ХАИН В.Е. 1958. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры. Бюллетень МОИП, отд. геол., т. XXXIII(4), М.

ХАИН В.Е. 1973. Общая геотектоника. Недра.

ШИХАЛИБЕЙЛИ Э.Ш. 1964. Роль разломов и структур глубокого заложения в металлогении складчатых зон (на примере Кавказа). В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VII. Госгеолтехиздат.

ЩЕГЛОВ А.Д. 1968. Металлогения областей автономной активизации. Недра.

ГЕОХИМИЯ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА МАЛОГО КАВКАЗА: ПЕТРОГЕНЕЗИС, ХАРАКТЕРИСТИКА МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА

Н.А.Имамвердиев*, М.Я.Гасангулиева**, А.А.Велиев**

* Бакинский государственный университет, Az1148, Баку, ул.З.Халилова 23,

** Институт геологии НАН Азербайджана, Az1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29 А

Имамвердиев Н.А., Гасангулиева М.Я., Велиев А.А. Геохимия верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма Малого Кавказа: петрогенезис, характеристика мантийного источника. В статье рассматриваются особенности распределения редких и редкоземельных элементов в породах верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма азербайджанской части Малого Кавказа. На основе интерпретации полученных данных сделан вывод, что при образовании верхнеплиоцен-четвертичной трахибазальт-трахиандезитовой формации Малого Кавказа важную роль играла кристаллизационная дифференциация, влияние коровой контаминации было незначительным. Исходный субстрат для изученных вулканитов соответствовал метасоматизированному гранатовому лерцолиту, степень плавления которого составляла 2,5-10%.

Imamverdiev N.A., Gasanguliyeva M.Y., Veliev A.A. Geochemistry of the Minor Caucasus upper Pliocene-Quaternary volcanism: petrogenesis, characteristic of the mantle spring. The paper focuses on special features of rare and rare-earths elements distribution in the rocks of the Upper Pliocenic-Quaternary Volcanism within Azerbaijan part of the Minor Caucasus. By interpretation of received data it was made a conclusion that during origin of the Minor Caucasus Upper Pliocenic-Quaternary trachybasalt-trachyandesitic formation the crystallization differentiation played an important part whereas the crystal contamination was slight. An initial substratum to study volcanites was corresponded to metasomatized garnetic eherzolite which melting ratio came to 2,5-10%

İmamverdiyev N.Ə., Həsənquliyeva M.Y., Vəliyev A.A. Kiçik Qafqazın üst pliosen-dördüncü dövr vulkanizminin geokimyası: petroqenezis, mantiya mənbəyinin səciyyəsi. Məqalədə Kiçik Qafqazın Azərbaycan hissəsinin üst pliosen-dördüncü dövr vulkanizminin süxurlarında nadir və nadir torpaq elementlərin paylanma xüsusiyyətləri nəzərdən keçirilir. Aparılan petroloji-geokimyəvi tədqiqatların əsasında belə nəticəyə gəlinmişdir ki, Kiçik Qafqazın üst pliosen-dördüncü dövr traxibazalt-traxiandezit formasiyasının əmələ gəlməsində aparıcı rolunu kristallaşma diferensiasiyası oynamışdır, yer qabığının kontaminasiyasının təsiri kifayət qədər olmamışdır. Öyrənilən vulkanitlər üçün ilkin substrat ərimə dərəcəsi 2,5-10% olan metasomatozlaşmış qranatlı lersolitə uyğun olmuşdur.

В изучении неоген-четвертичного вулканизма Малого Кавказа наряду с другими ведущими учеными немало заслуг академика М.А.Кашкая. В 1952 году им совместно с В.Е.Хаиным, Э.Ш.Шихалибейли впервые выделена Кяльбаджарская Наложенная Мульда и Басаркечарская свита; детально описаны и выделены 5 потоков четвертичных лав в бассейне р.Тергер; в составе четвертичных лав описаны анортотлазовые мегакристаллы (впоследствии наши исследования показали, что все мегакристаллы КПШ исследованного района относятся к санидинам) (Кашкай, 1936, 1955; Кашкай и др., 1952). Особый научный интерес представляют выделенные М.А.Кашкаем антикавказские поперечные дислокации и исследование кислых вулканических пород, связанных с ними перлитов, обсидианов (Кашкай и др., 1961, 1967).

Нами раньше рассмотрены отдельные вопросы, касающиеся петрологии и геохимии современного вулканизма Малого Кавказа (Имамвердиев, 2000, 2003). Полученный авторами новый материал по геохимии этих вулканитов выявляет их петрогенезис и характеристику мантийного источника.

В позднеплиоцен-четвертичное время в пределах Малого Кавказа нами выделяется трахибазальт-трахиандезитовая формация (Имамвердиев, 2000). Вулканиты слагают верховья рр. Тертер, Базарчай, Арпа и др., образуя крупные вулканы, такие как Ишыглы, Люлпар, Гелинга, Сарымсаглы, Дикпиллакан и др. Вулканиты представлены эффузивными и пирокластическими фациями. Породы формации образуют антидромный дифференцированный ряд: трахиты-трахиандезиты-трахиандезибазальты-трахибазальты-субщелочные оливиновые базальты (трахидолериты).

К сожалению, отсутствуют точные геохронологические данные для изученных вулканитов. Однако, судя по геологическим данным и по пространственной связи их с риолитовыми породами (абсолютный возраст их по данным Keller J. et al., 1994 составляет 0,12-5,1 млн. лет), возраст их определяется нами как верхнеплиоцен-четвертичный.

Породы представлены порфиоровыми, афировыми разновидностями, структура основной массы микролитовая, гиалопилитовая, пилотакситовая. Для субщелочных оливиновых базальтов, трахидолеритов типична также долеритовая структура.

1. Минеральные парагенезисы

Фенокристаллы пород формации представлены оливином, клинопироксеном (авгит, салит), плагиоклазом, роговой обманкой, иногда K-Na полевым шпатом. Эти же минералы встречаются и в основной массе и по составу отличаются от фенокристаллов. Эволюция состава породообразующих минералов соответствуют составу пород.

Оливин является ведущим минералом в субщелочных оливиновых базальтах, трахидолеритах, трахибазальтах, реже присутствует в трахиандезибазальтах, трахиандезитах. Состав оливина в субщелочных оливиновых базальтах, трахидолеритах наиболее магнезиальный (Fo_{83-87}) и соответствует форстерит-хризолиту, в трахиандезибазальтах и трахиандезитах он более железистый (Fe_{61-70}) и относится хризолит-гиалосидериту. Судя по этим данным, можно заключить, что составы оливинов магнезиальные, железомagneзиальные и изменяются в зависимости от содержания кремнекислотности вмещающих вулканитов, что зависит от изменения Mg/Fe отношения в расплаве.

Клинопироксены пород формации более кальциевые и имеют состав авгит-салит (от $Wo_{44,4-47,9} En_{42,4-43,9} Fs_{13,2-8,2}$ до $Wo_{42,0-45,3} En_{41,1-42,1} Fs_{16,9-12,6}$). Эволюция составов клинопироксенов в этих породах происходит в основном за счет уменьшения содержания Mg и Fe, что характерно для субщелочных серий; они более титанистые, глиноземистые, богаты Al^{IV} и Ca-Al чер-

макитовым миналом. Все эти факты подтверждают значительную степень недосыщенности кремнеземом исходной магмы, в результате чего клинопироксены обогащаются Са-чермакитовой молекулой и указывают на формирование этих минералов при высокой температуре.

Подобно пироксенам амфиболы пород формации более магнезиальные, глиноземистые, менее кремнеземистые и относятся к роговым обманкам и паргасит-гастингситам. В составе этих амфиболов наблюдается высокая доля Al^{IV} и $Na+Ca+K$.

Плагиоклазы пород формации имеют средний-основной состав (An_{33-75}), соответствуют средним и основным породам и характеризуются высоким и промежуточным структурным состоянием, что свидетельствует об их кристаллизации на больших глубинах и в промежуточных очагах.

Калиево-натриевый полевой шпат присутствует в качестве мегакристов в породах формации. Состав их колеблется от $Or_{59} Ab_{41}$ до $Or_{76} Ab_{24}$ и принадлежит к серии высокого санидина – высокого альбита. Они гомогенные, неупорядоченные и, по-видимому, кристаллизовались в субсолидусных условиях в относительно глубинных очагах (Исмаил-заде, 1990; Имамвердиев, 2002).

Из аксессуарных минералов характерны титаномагнетиты, апатит. Титаномагнетиты характеризуются повышенным содержанием Mg, Ti. В минальном составе отмечается повышение содержания ульвошпинелевого и магнезиоферритового компонентов. Апатит в породах формации составляет устойчивый парагенезис с амфиболом и клинопироксеном, присутствует в них в виде включений и является фтор-апатитом. Обильное количество апатита, его ранняя кристаллизация могут служить доказательством насыщенности фосфором и фтором исходного расплава.

Таким образом, в эволюционном ряду пород формации оливин-салит-плагиоклазовый (основной) парагенезис сменяется авгит-плагиоклаз (средний) – паргаситовым. При этом от основных пород к средним уменьшается содержание Mg, Ti и увеличивается содержание Fe в темноцветных минералах, а в полевых шпатах уменьшается содержание Са. Обогащение магматического расплава водой и другими летучими компонентами создало благоприятные условия для ранней кристаллизации апатита, роговой обманки и магнетита.

2. Петрогеохимические особенности

Петрогеохимический состав верхнеплиоцен-четвертичных вулканитов изучен на основе более 100 анализов. Были анализированы химический состав и содержание редких и редкоземельных элементов.

Результаты анализов показывают, что современные вулканиты азербайджанской части Малого Кавказа, судя по номенклатуре вулканических пород (Le Bas et al., 1986; Магматические горные породы, 1983), относятся к субщелочной (умеренно щелочной - midalkaline) серии. Zr/TiO₂ – Nb/Y диаграмма (Winchester et al., 1977) показывает, что изученные вулканиты

располагаются в поле субщелочных, щелочных базальтов, а состав средних пород тяготеет к полю трахиандезитов (рис. 1).

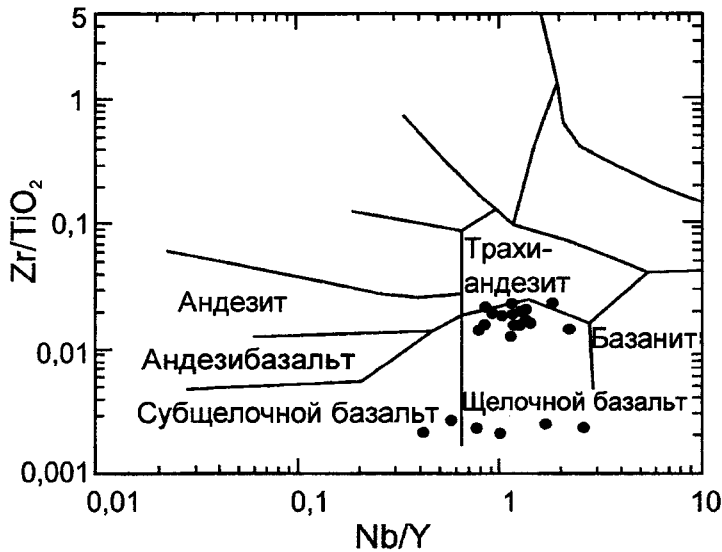


Рис. 1. Положение составов пород верхнеплиоцен-четвертичной трахибазальт-трахиандезитовой формации Малого Кавказа на диаграмме $Zr/TiO_2-Nb/Y$. По Winchester J.A. and Floyd P.A. (1977)

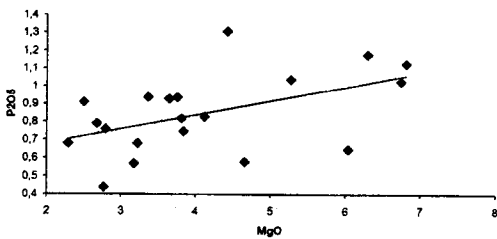
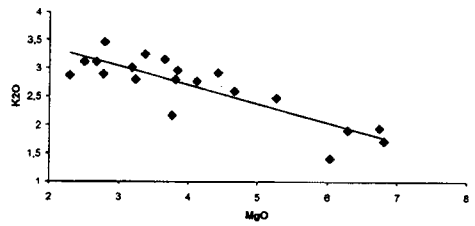
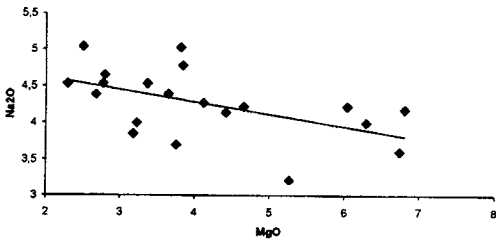
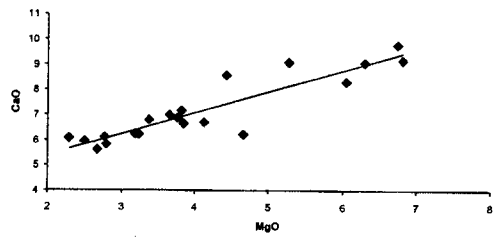
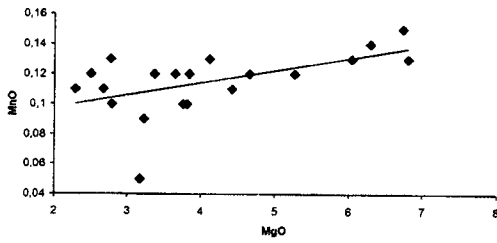
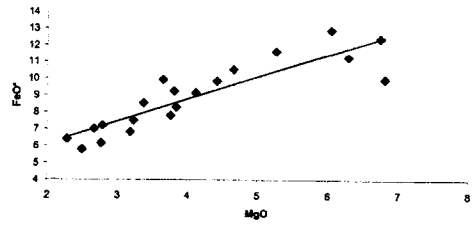
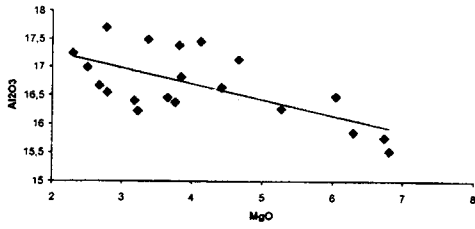
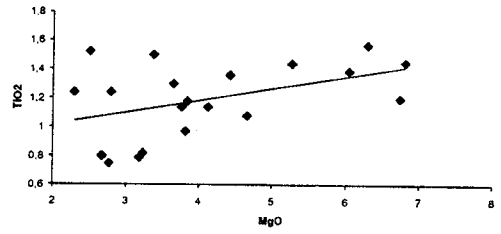
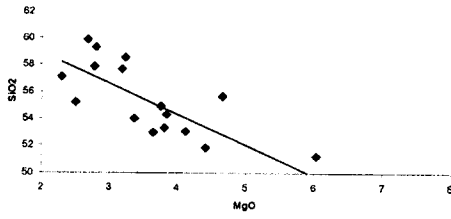
Максимальное содержание MgO наблюдается в трахибазальтах и субщелочных оливиновых базальтах и меняется от 3,97 до 6,81%, а значение «М» - от 56 до 71. В последующих дифференциатах уменьшаются содержания MgO и «М».

В нормативном составе некоторых субщелочных оливиновых базальтов и трахибазальтов рассчитываются нормативный нефелин и оливин, в более кислых дифференциатах вычисляются гиперстен и кварц. Нормативный и минеральный состав отражает характерную особенность формации: переход нефелин-нормативных, оливин содержащих субщелочных пород к гиперстен-нормативным и иногда кварц-содержащим субщелочным породам.

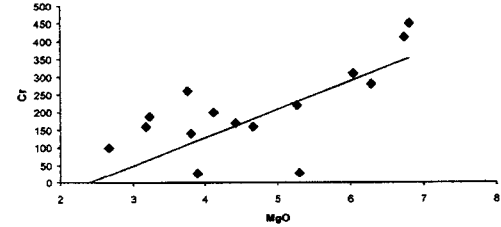
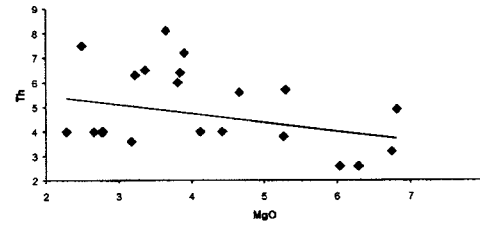
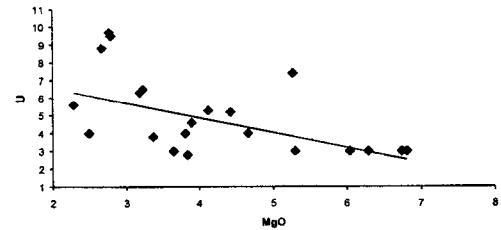
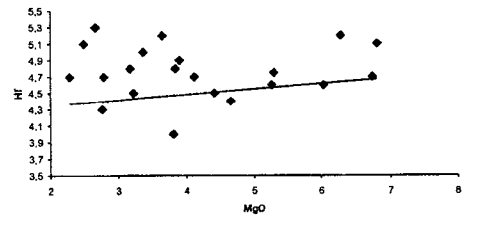
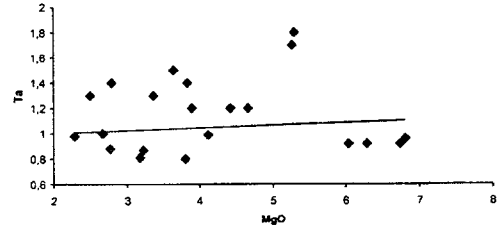
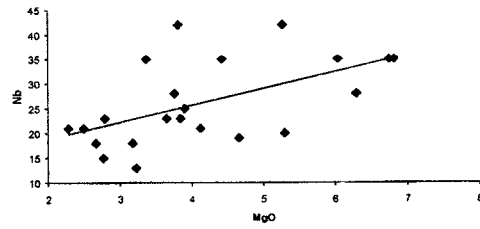
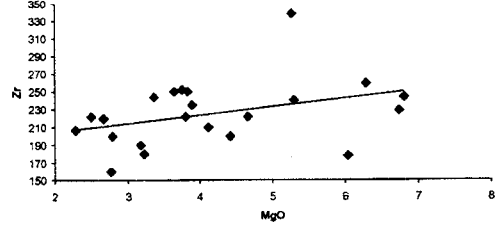
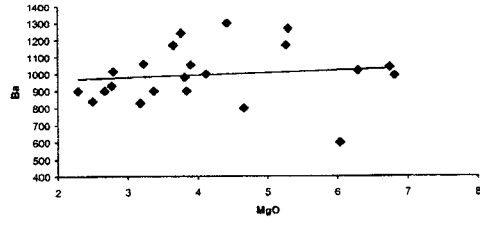
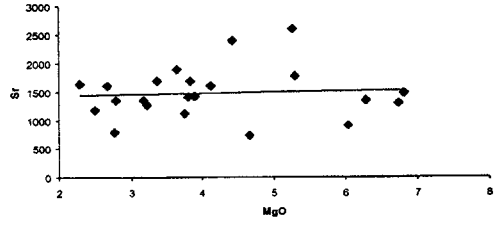
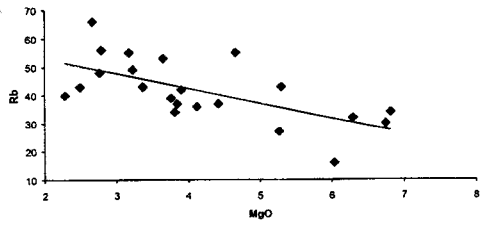
При уменьшении содержания MgO , который отражает индекс дифференциации, увеличиваются содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Rb, U, Th. Содержание совместимых элементов в оливине и клинопироксене (Ni, Co, Cr, V, Ca) и в Fe-Ti оксиде, апатите ($\Sigma Fe_2O_3 + FeO$, TiO_2 , P_2O_5 , Nb, Y, Yb) с уменьшением количества MgO уменьшается, что обусловлено фракционированием этих минералов (рис. 2).

Содержание легких РЗЭ (La, Ce) в породах формации превышает хондритовый уровень в 200-300 раз, а тяжелых (Yb, Lu) - в 8-16 раз, $(La/Yb)_n = 12,0-30,3$. При уменьшении содержания MgO до 4% $(La/Yb)_n$ отношение увеличивается, что обусловлено фракционированием апатита. Дальше же это отношение слабо уменьшается (рис. 3). При этом наблюдается

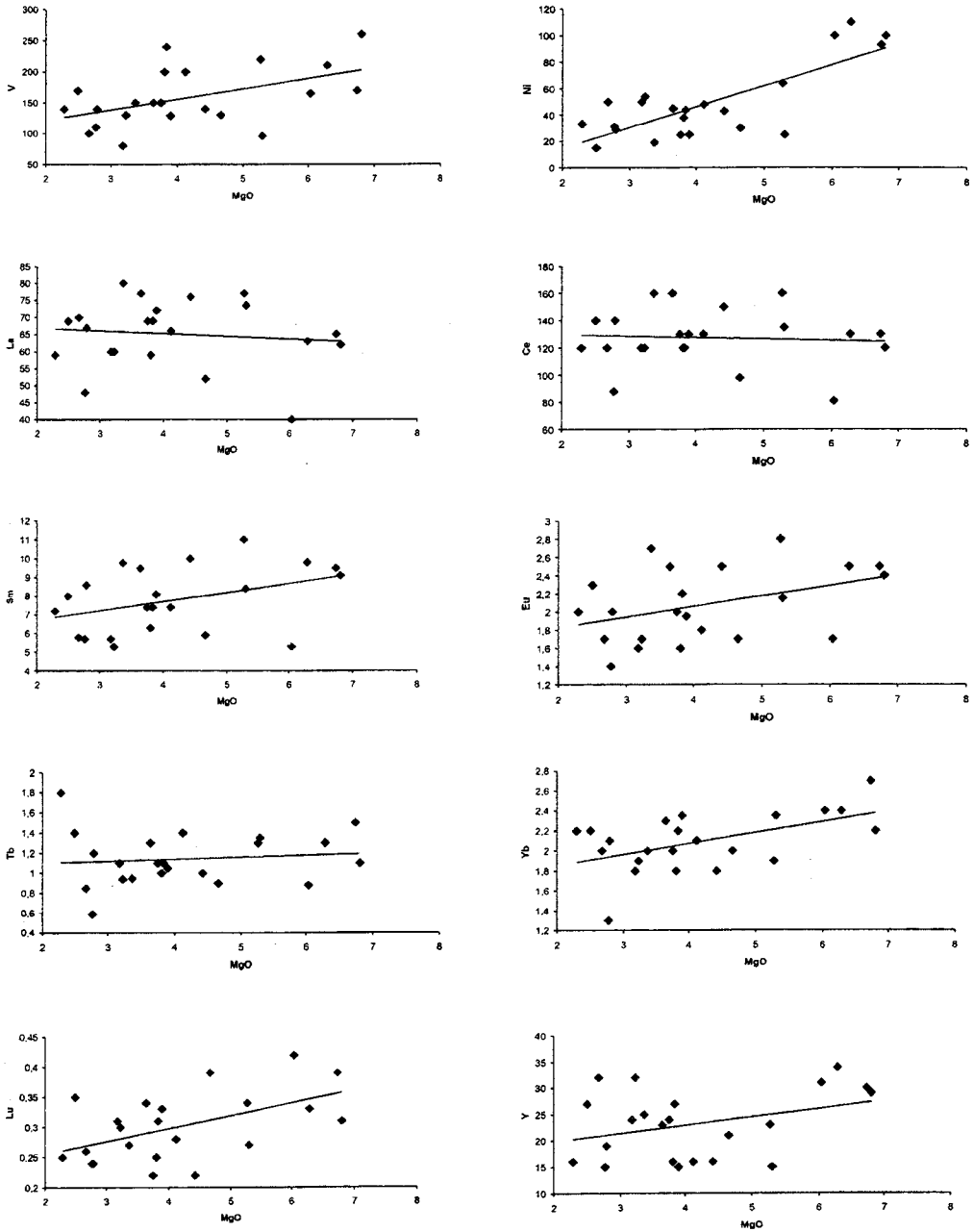
слабое фракционирование тяжелых РЗЭ $(\text{Tb}/\text{Yb})_n=1,7-3,0$ и сильное фракционирование легких РЗЭ $(\text{Ce}/\text{Yb})_n=9,4-23,2$.



a)



6)



б)

Рис. 2. Вариационная диаграмма для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации а) для макроэлементов; б) для микроэлементов

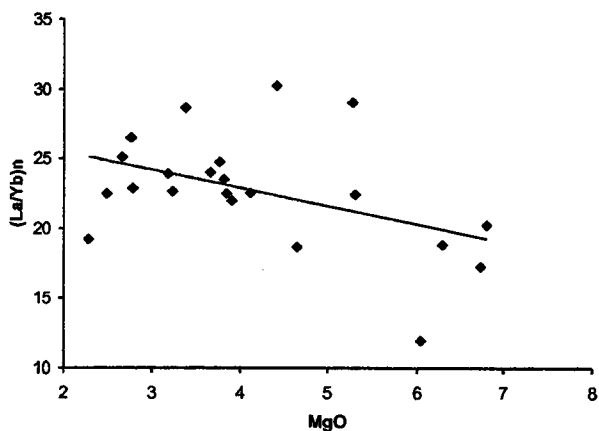


Рис. 3. Зависимость $(La/Yb)_n$ от содержаний MgO:
 Нормализация РЗЭ произведено по Sun (1989)

В основных породах отсутствует европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0,87-1,2$), в средних же породах отмечается слабый европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0,75-0,84$).

3. Обсуждение результатов

А. Влияние коровой контаминации

Как показывает минералогическое исследование пород, во всех образцах оливин свежий и почти не подвергался вторичному изменению. Это очень важно, чтобы понять, действительно ли базальты подвергались коровому загрязнению. Многие образцы имеют порфировую структуру, что указывает на то, что они могли бы находиться в коровом магматическом очаге до извержения и таким образом иметь возможность взаимодействовать с континентальной корой через процессы AFC (ассимиляционная-фракционная кристаллизация). Для оценки этого процесса используют некогерентные элементы, такие как Th, Ta и Yb. Коровая контаминация сильно действует на изменение Th, даже больше, чем на изменение Ta и Yb, и ведет к смещению этих величин к высоким значениям Th/Yb отношений (Pearce, 1983). По мнению этого автора, MORB и неконтаминированные базальты одинаково концентрируют Ta и Th. Напротив, загрязнение базальта будет способствовать перемещению к более высоким значениям Th/Yb отношений вследствие влияния корового материала, обогащенного торием. Все проанализированные породы Малого Кавказа соответствуют тренду обогащенной внутриплитной мантии (рис.4).

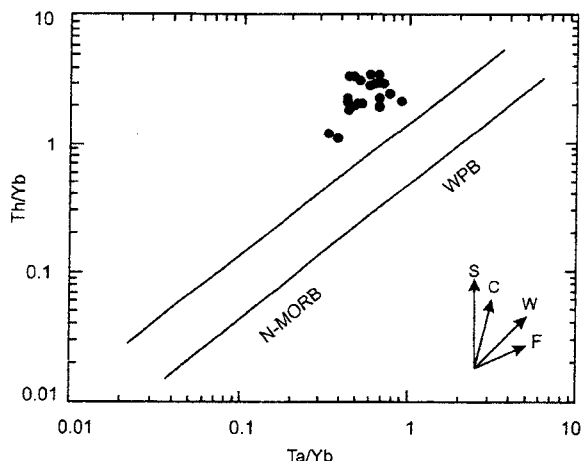


Рис. 4. Диаграмма Th/Yb-Ta/Yb для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации Малого Кавказа. По Pearce J.A. (1983); векторы показывают: S – обогащение в субдукционной зоне, C – коровая контаминация, W – внутриплитное обогащение, F – фракционная кристаллизация, WPB – внутриплитные базальты

Литофильные элементы с большим ионным радиусом типа Rb и K (LILE) и высокозарядные элементы (HFS) несовместимы с породообразующими минералами базальтоидов, образовавшимися при эволюции мантийных магм. Дж. Давидсон и др. (Davidson et al., 1988) доказали, что отношение Ba/Nb и Rb/Sr не будут существенно изменяться при фракционной кристаллизации (FC) базальтовой магмы, в то же время изменение этих отношений связывается с коровым загрязнением (AFC). Рис. 5 показывает, что Ba/Nb отношения с уменьшением содержания MgO увеличиваются очень медленным темпом, соответствуют линии фракционной кристаллизации без участия щелочных полевых шпатов и отклоняются от линии коровой контаминации. Это доказывает, что коровая контаминация не играла главной роли при образовании изучаемых пород.

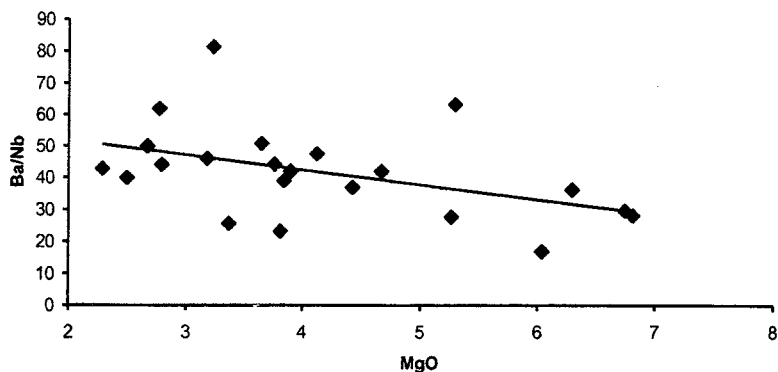


Рис. 5. Диаграмма MgO-Ba/Nb для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации Малого Кавказа.

Б. Характеристика исходной магмы

По мнению многих авторов, континентальные субщелочные и щелочные базальты могут являться продуктами частичного плавления верхней мантии или могут образоваться при растяжении литосферы (рифтинге) в результате быстрого поднятия астеносферы (Convective upwelling astenosphere) и, наконец, при достижении мантийного плюма в континентальной литосфере и его частичном расплавлении.

Судя по данным редкоземельных элементов, мантийными источниками для изученных вулканитов нами считаются метасоматически измененные гранатсодержащие мантийные субстраты (Имамвердиев, 2000, 2003). Согласно Фрей и др. (Frey et al, 1991), щелочные (субщелочные) базальты с отношениями $(\text{Tb}/\text{Yb})_n = 1,89-2,45$ могут быть продуктами плавления гранатового перидотита на глубине 80 км. Наши данные подтверждают этот вывод: $(\text{Tb}/\text{Yb})_n$ отношение для изучаемых вулканитов составляет 1,7-3,0, а рассчитанная глубина генерации первичных расплавов соответствует 60-80 км (Имамвердиев, 2003). Следовательно, можно считать, что исходным субстратом для изученных вулканитов был астеносферный материал. Хофманом (Hofmann et al., 1986) показано, что Rb/Sr отношение является хорошим индикатором, чтобы различать мантийные и коровые источники. Нанесение фигуративных точек на диаграмму Rb/Sr-SiO₂ показывает, что они располагаются вблизи полей OIB и «нижняя кора» не попадает в поле «верхняя кора».

Кроме того, графики отношений несовместимых элементов типа K/Nb и Ba/Nb показывают, что для изученных вулканитов исходным субстратом была обогащенная мантия (рис. 6).

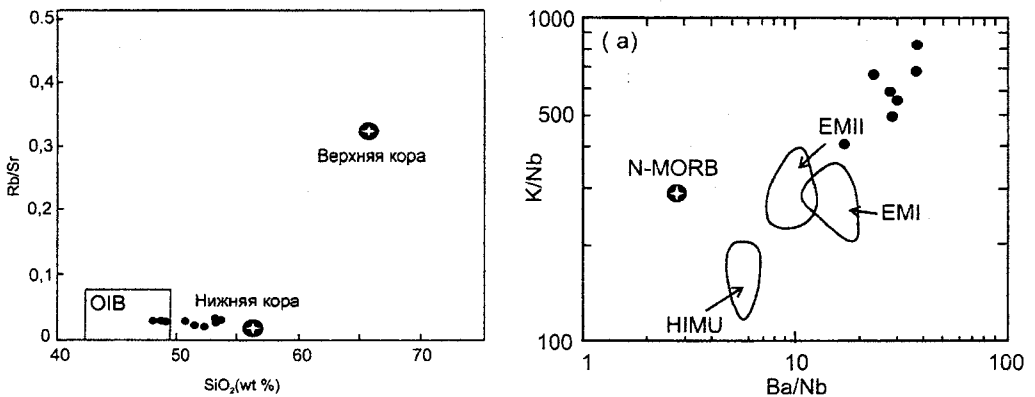


Рис. 6. Вариационные диаграммы Rb/Sr-SiO₂ и K/Nb-Ba/Nb для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации, с занесением составов земной коры, N-MORB и OIB (HIMU, EMI и EMII). HIMU-мантия, с высоким U/Pb и низким ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,7029) отношениями; EMI-обогащенная мантия, с низкими U/Pb, Rb/Sr, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,705) отношениями; EMII-обогащенная мантия, с высокими Rb/Sr, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,722) отношениями

Из литературных источников известно, что генезис щелочных (субщелочных) базальтов объясняется с помощью трех моделей: 1) Фракционная кристаллизация; 2) Частичное плавление; 3) Взаимодействие с континентальной литосферой.

В. Фракционная кристаллизация

Петрографические данные свидетельствуют о том, что эволюция верхнеплиоцен-четвертичных субщелочных пород происходила в результате фракционной кристаллизации. Породы в целом порфиоровые, и парагенезис фенокристаллов показывает постепенное изменение: оливин – основной плагиоклаз-клинопироксен; основной плагиоклаз-клинопироксен-амфибол-титаномагнетит-апатит и средний плагиоклаз-клинопироксен-амфибол. Геохимические данные также показывают, что разнообразие пород формации обусловлено фракционной кристаллизацией. Так: 1) с уменьшением содержания MgO уменьшается содержание совместимых элементов (Cr, Ni) и увеличивается концентрация несовместимых элементов (Rb, Th, U), обусловленных фракционированием оливина, клинопироксена; 2) уменьшается содержание TiO_2 и P_2O_5 , обусловленных фракционированием Fe-Ti оксидов и апатита; 3) выявлены явные положительные корреляционные связи LREE с фосфором, кальцием и фтором, обусловленные концентрированием легких редкоземельных элементов в апатите (коэффициенты распределения REE для апатита составляет $10 \div 100$). Эти данные показывают, что фракционная кристаллизация особенно важную роль играла для трахибазальтов и трахиандезитбазальтов.

Таким образом, эволюция первичного расплава определялась кристаллизационной дифференциацией в промежуточных очагах путем фракционирования меланократовых (оливин, клинопироксен, амфибол), лейкократовых (плагиоклаз) и акцессорных (титаномагнетит, апатит) минералов, что способствовало образованию более кремнекислых расплавов.

Г. Различные степени частичного плавления

Фракционирование HFSE элементов – общая особенность континентальных и океанических базальтов. Так, фракционирование HFSE элементов является функцией количества остаточного граната и клинопироксена в мантийных источниках в результате различной степени частичного плавления. Пока Y сохраняется в субстрате ($K_d=1$), наблюдается сильная отрицательная корреляция между индексом частичного плавления Ce/Y и Nb/Y отношений (Кокс и др., 1982) и Zr/Nb в изучаемых вулканитах (рис. 7).

Интерпретируя рис. 7, можно заключить, что образцы с высоким Ce/Y и Nb/Y и низким Zr/Nb отношениями указывают на низкую степень плавления и, наоборот, низкие Ce/Y , Nb/Y и высокое Zr/Nb отношения являются результатом высокой степени частичного плавления. Действительно, как показано нами ранее, степень плавления первичной магмы составляла 2,5-10%.

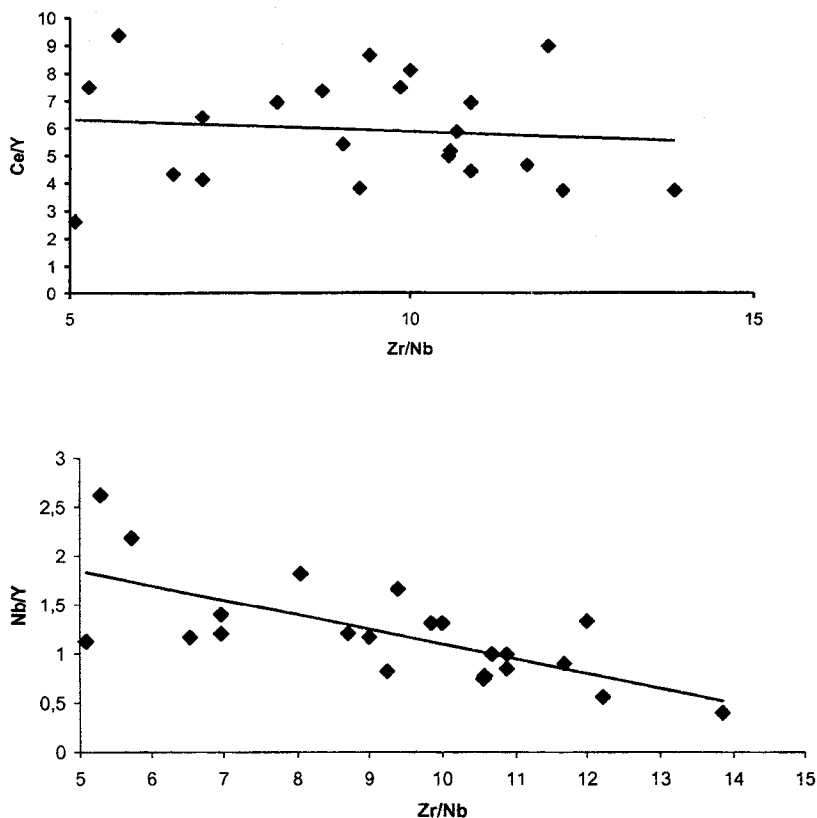


Рис. 7. Вариационные диаграммы Ce/Y-Zr/Nb и Ba/La-Ba/Nb для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации. Тренды показывают фракционирование клинопироксена

Сравнение элементов-примесей пород трахибазальт-трахиандезитовой формации и примитивной мантии (по Sun and McDonough, 1989) (рис. 8) показывает, что изучаемые субщелочные вулканиты обогащены в большинстве литофильными (LILE) и некоторыми высоkozарядными элементами (HFSE). Эти данные позволяют нам допустить, что эти породы отличаются от над-субдукционных вулканических образований, а по содержаниям и спектрам близки к породам океанических островов и рифтовых зон, образовавшихся из обогащенного мантийного источника, что подтверждает вышеприведенные выводы.

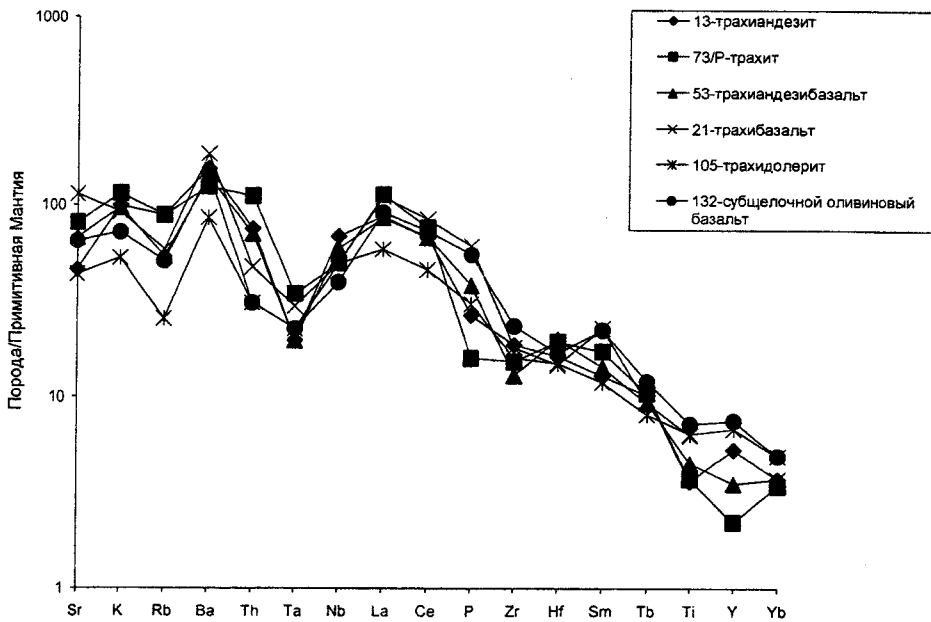


Рис. 8. Распределение редких элементов в породах трахибазальт-трахиандезитовой формации Малого Кавказа (данные для примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989))

Как видно из рис. 8, нормализованные тяжелые РЗЭ (HREE) и Y меняются в узких диапазонах. Это свидетельствует о том, что гранат присутствовал в мантийном источнике базальтов.

На основе приведенных петрогеохимических данных можно заключить, что генерация первичных магм для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации происходила при частичном плавлении метасоматизированного гранатового лерцолита, степень плавления которого составила 2,5-10%.

Выводы

1. При образовании верхнеплиоцен-четвертичной трахибазальт-трахиандезитовой формации Малого Кавказа важную роль играла кристаллизационная дифференциация путем фракционирования меланократовых минералов, плагиоклаза, а также титаномагнетита и апатита, влияние коровой контаминации было незначительным.

2. Породы формации, судя по содержанию редких и редкоземельных элементов, отличаются от надсубдукционных вулканических образований и близки к породам океанических островов и рифтовых зон, образовавшихся из обогащенного источника.

3. Исходный субстрат для изученных вулканитов соответствовал метасоматизированному гранатовому лерцолиту, степень плавления которого составляла 2,5-10%.

ЛИТЕРАТУРА

- ИМАМВЕРДИЕВ Н.А. 2000. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Nafta-Press, Баку, 192.
- ИМАМВЕРДИЕВ Н.А. 2002. Петрология и геохимия позднекайнозойских вулканитов Малого Кавказа. Дисс. на соиск. уч. ст. док. геол.-мин. наук. Баку, ИГАН, 412.
- ИМАМВЕРДИЕВ Н.А. 2003. Физико-химические условия кристаллизации позднекайнозойских вулканических формаций Малого Кавказа. Петрология, 11, 1, 82-101.
- ИМАМВЕРДИЕВ Н.А. Геохимия редкоземельных элементов позднекайнозойских вулканических серий Малого Кавказа. Геохимия, 4, 2003, 425-442.
- ИСМАИЛ-ЗАДЕ А.Д. 1990. Эволюция кайнозойского базитового вулканизма Малого Кавказа. Автореф. дисс. док. геол.-мин. наук. Тбилиси, 50.
- КАШКАЙ М.А. 1936. Четвертичные лавы окрестностей минеральных источников Истису в Азербайджане. В кн.: Труды Петрографического Ин-та АН СССР. М., 9, 149-179.
- КАШКАЙ М.А. 1955. Геология верховьев р.Тергер. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 242.
- КАШКАЙ М.А., МАМЕДОВ А.И. 1961. Перлиты, обсидианы, пехштейны и их минералого-петрографические и физико-химические особенности. Изд-во АН Аз.ССР, Баку, 181.
- КАШКАЙ М.А., ТАМРАЗЯН Г.П. 1967. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона. Недра, М., 76.
- КАШКАЙ М.А., ХАЙН В.Е., ШИХАЛИБЕЙЛИ Э.Ш. 1952. К вопросу о возрасте Кельбаджарской вулканогенной толщи. ДАН Азерб.ССР, 6, 285-289.
- КОКС К.Г., БЕЛЛ Дж.Д., ПАНКХЕРСТ Р.Дж. 1982. Интерпретация изверженных горных пород, Недра, М., 414.
- Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография. 1983. т.1, 2. Недра, М., 768.
- DAVIDSON J.P. et al. 1988. Crust-magma interactions and the evolution of arc magmas : The Sun Pedro-Pellado Volcanic complex, southern Chilean Andes. *Geology*, 15, 443-446.
- FREY F.A. et al. 1991. The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii : petrogenesis of tholeiitic and alkali basalts. *Journal of Geophysical research*, 96, 14347-14375.
- HOFFMANN A.W. et al. 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 33-45.
- KELLER J. et al. 1994. Armenian and Caucasian obsidian occurrences as sources for the Neolithic trade: volcanological setting and chemical characteristics. *Archaeometry-04. The Proceedings of the 29th International Symposium on Archaeometry*. Ankara, Tubitak, 69-86.
- KUSHIRO I. 1960. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Amer. Journ. of Sci.*, 258, 8, 548-554.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W. et al. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram. *J. Petrol.*, 27.
- PEARCE J.A. 1983. The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: *Continental basalt and mantle xenoliths* (eds C.J. Hawkesworth and H.J.Norry). Nantwich:Shiva, 230-249.
- SUN S. S., MCDONOUGH W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. In: *Magmatism in ocean basin*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 42, 313-345.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ПЕТРОГЕНЕЗИС КОЛЛИЗИОННЫХ МАГМАТИТОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Н.В.Короновский, Л.И.Демина

МГУ, Москва

Короновский Н.В., Демина Л.И. Особенности химического состава и петрогенезис коллизионных магматитов Большого Кавказа. Детальный анализ химического состава вулканитов и их минералов показал, что трансмагматические глубинные флюиды играли ведущую роль в магматическом петрогенезисе региона. Выплавление первичных магм при континентальной коллизии происходит в условиях сжатия. Это определяет специфику флюидного режима, а также процессов кислотно-основного взаимодействия флюида, расплава и вмещающих толщ.

Koronovsky N.V., Demina L.I. *Special features of the chemical composition and petrogenesis of collisional magmatites of the Great Caucasus.* Detailed analysis at the chemical composition of volcanites and their minerals indicates that transmagmatic abyssal fluids play the leading role in the region's magmatic petrogenesis. The initial magma fusion during continental collision occurs in the compression conditions. This factor determines specific features of the fluid regime and the acid-basic interaction processes, melt and enclosing series.

Koronovski N.V., Demina L.I. *Böyük Qafqazın kollizion maqmatitlərinin kimyəvi tərkibinin xüsusiyyətləri və petrogenezisi.* Vulkanitlərin və onların minerallarının kimyəvi tərkibinin dəqiq analizi göstərir ki, regionun maqmatik petrogenezisində transmaqmatik dərinlik flüidləri aparıcı rol oynamışdır. Kontinental kolliziyada ilkin maqmanın əriməsi sıxılma zamanı baş vermişdir. Bu işə flüid rejiminin, eləcə də flüid, ərinti və ətraf süxurların turşluq-əsasilik xasələrinin qarşılıqlı təsir poselərinin spesifikasını müəyyən edir.

В позднекайнозойское время Большой Кавказ, как и весь Кавказский регион, находился в состоянии общего субмеридионального сжатия, ориентированного в направлении ССВ-ЮЮЗ, которое продолжается и в настоящее время, что подтверждается данными GPS (Шевченко и др., 1999 и др.). Оно обусловлено процессами коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской литосферных плит, происходящими за счет раскрытия, начиная с поздней юры, Атлантического океана и, соответственно, закрытия океанического бассейна Тетис. Во всем Кавказском синтаксисе, сильно пережатой части Альпийского пояса, чувствуется влияние самой северной части Аравийского клина, его «острия» (индентора), на северной проекции которого как на Малом, так и на Большом Кавказе располагаются наиболее возвышенные участки рельефа. Аккомодация субмеридионального сжатия выражается, начиная с позднего эоцена, в формировании системы разрывных нарушений, в основном надвигового и сдвигового характеров. В сдвиговых зонах на отдельных участках могли возникнуть обстановки транспрессии, особенно благоприятные для образования вулканических центров и магматических очагов.

Коллизионные процессы в Кавказском сегменте сопровождались мощнейшим наземным вулканизмом и интрузивным магматизмом, наиболее широко развитым в пределах Малого Кавказа и постепенно убывающим в северном направлении. На Большом Кавказе и в южном Предкавказье выде-

ляется одна провинция новейшего вулканизма и интрузивного магматизма, приуроченная к 250-километровому отрезку между вулканами Эльбрусом на западе и Казбеком на востоке и характеризующаяся наибольшими высотами рельефа.

Петрогеохимические особенности магматитов

Магматические образования позднего кайнозоя Большого Кавказа относятся преимущественно к известково-щелочным, реже субщелочным сериям, и их состав изменяется от базальтов и трахибазальтов до ультракислых риолитов, при этом кислые разности нормальной щелочности (риолиты, риодациты, дациты) преобладают над основными, средними и субщелочными. В Казбекской вулканической области развиты более основные и щелочные вулканиды по сравнению с Эльбрусской. Вулканиды Большого Кавказа характеризуются низкими содержаниями Ti, Fe, тяжелых REE, Y во всем диапазоне составов, в то время как содержания Al и Na достаточно высокие. Это выражается в довольно частом присутствии в кислых разностях вулканидов нормативного корунда (до 2.12% , Эльбрус, Чегем), а также нормативного нефелина в более основных вулканидах, при этом наблюдается возрастание его содержания в породах Казбекской области (до 5.5%, Казбек) по сравнению с Эльбрусской (до 1.34%, Сурх-Крандух). Максимальным содержанием нормативного нефелина характеризуются трахибазальты потока Ванати (до 16.46%). Магнезиальность систематически возрастает от более ранних вулканидов к поздним (Попов и др., 1987). Однако в целом магнезиальность пород не высокая. Например, отношение $Mg/(Mg+Fe)$ для базальтов Большого Кавказа составляет 0.38-0.47, что заметно отличает их от пород, плавление которых осуществлялось в равновесии с мантийным субстратом, для последних оно равно 0.68-0.75 (Frey et al., 1978).

В породах разного возраста, развитых в пределах определенных вулканических районов и особенно центров извержения, наблюдаются незначительные вариации содержания многих химических элементов. В то же время пространственные вариации химизма вулканидов очень существенны, что убедительно было показано в работе В.С. Попова и др. (1987). Особенно ярко это проявлено в распределении редких земель. Во всех типах пород легкие REE резко преобладают над тяжелыми. Степень дифференцированности спектров зависит от щелочности: для субщелочных разностей отношение $La/Lu_{(N)}$ существенно выше. В базальтах и андезибазальтах европиевая аномалия проявлена слабо, кроме пород вулкана Кинжал. Наиболее низкими содержаниями редких земель по всему спектру характеризуются базальты вулкана Сурх-Крандух и андезибазальты Гудаурского потока. В пределах некоторых конкретных вулканических районов (Кельское нагорье, Чегем) спектры REE пород различного по кремнекислотности состава очень близки. Породы Казбека резко отличаются от большинства вулканидов Большого Кавказа положительной европиевой аномалией, проявленной во всех типах ранних пород, при этом отчетливо наблюдается обогащение по всему спектру REE вул-

канитов более основного состава. В то же время в голоценовых андезидацитах четко выражена отрицательная европиевая аномалия. Для Эльбруса и окружающих его вулканчиков ситуация прямо противоположная: более ранние риодациты имеют слабый европиевый минимум, а более поздние дациты – максимум. Подобное латеральное изменение химического состава вулканигов Большого Кавказа свидетельствует о том, что первичные магмы выплавлялись в равновесии с различными, гетерогенными субстратами.

Все типы вулканигов резко обогащены литофильными элементами с крупными ионными радиусами. В мультиэлементных геохимических спектрах базальтов отчетливо проявлены положительные аномалии Th, La, Zr, Tb и отрицательные Sr, Ti, Y, и по характеру спектров они близки к составу постаршей континентальной коры (рис.1). Соотношения изотопов стронция в вулканигах Большого Кавказа изменяются в широких пределах от 0.7042 до 0.7077 (Бубнов, 2003), отражая региональные неоднородности состава вулканигов, и соответствуют изотопным характеристикам молодой коры континентального типа (Иванов и др., 1993). Для Эльбруса намечается закономерное уменьшение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.7073-0.7077 для ранних вулканигов до 0.7055-0.7059 – для поздних (Газеев, 2003). Характерной особенностью четвертичных лав Большого Кавказа является первичная неуравновешенность изотопного состава между отдельными минералами вкрапленников и основной массой (Бубнов, 2003).

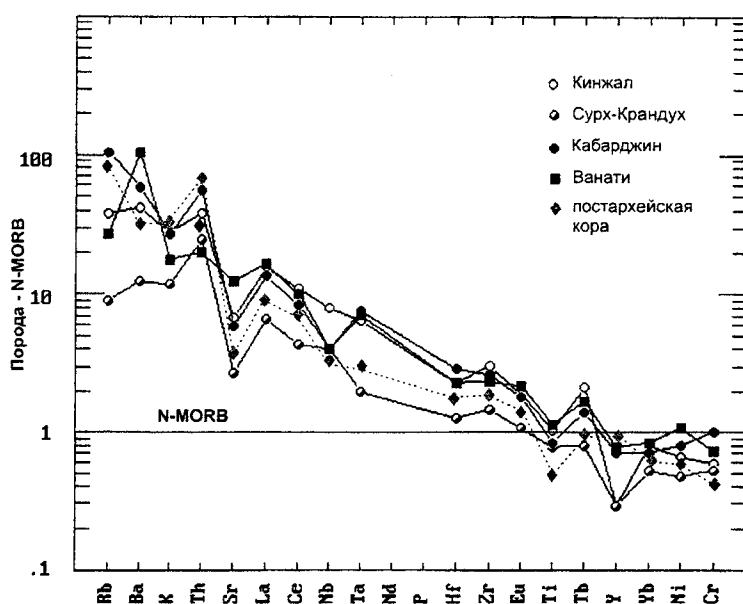


Рис. 1. Мультиэлементные спектры базальтов Большого Кавказа. N-MORB – по (Turey et al., 1981); постаршей континентальной кора – по (Taylor, Mc Lennan, 1985)

По соотношению Cr-Ti, Ti-Zr, Zr-Ti-Y, Si-K-Ti, Si-K-Mg, Mg-K-Ti и др. магматиты Кавказа занимают промежуточное положение между вулканитами, образовавшимися в надсубдукционных и континентально-рифтовых обстановках. В то же время вулканиты различной кремнекислотности нормальной щелочности на диаграммах Si-K-Ti, Si-K-Mg занимают обособленные поля (рис. 2), что дает возможность использовать их как диагностические для выяснения геодинамической обстановки межконтинентальной коллизии. Базальты Кавказа по сравнению с породами других геодинамических обстановок существенно обогащены Zr. Это позволило дополнить общеизвестные дискриминационные диаграммы Zr-Ti, Zr-Y, Zr-Ti-Y (рис. 3) полями для вулканитов, образовавшихся при процессах континентальной коллизии.

Интрузивные породы Большого Кавказа по соотношениям петрогенных оксидов и микроэлементов располагаются в полях позднеорогенных и синколлизийных гранитов (рис. 4, 5). Лишь незначительная часть пород попадает в поле гранитов вулканических дуг, что свидетельствует о сохранении в магматитах некоторых черт химизма, присущих породам предшествующей коллизии субдукционной обстановке.

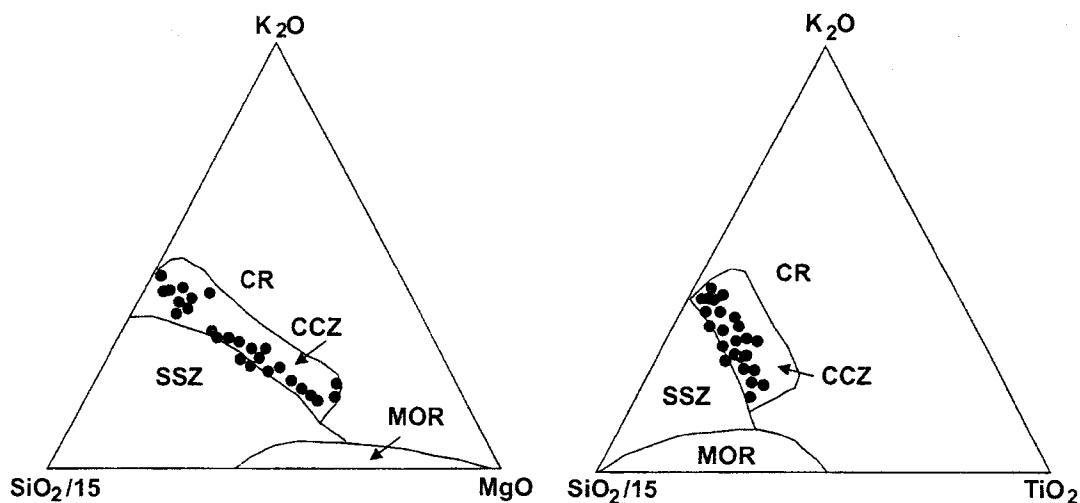


Рис. 2. Диаграммы $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O-MgO}$ и $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O-TiO}_2$ для позднекайнозойских вулканитов нормальной щелочности. Данные авторов и В.С. Попова и др. (1987). Поля вулканитов на диаграммах: MOR-срединно-океанических хребтов; SSZ-зон субдукций; CR-континентальных рифтов; CCZ-зон континентальной коллизии по (Демина, Симонов, 1999)

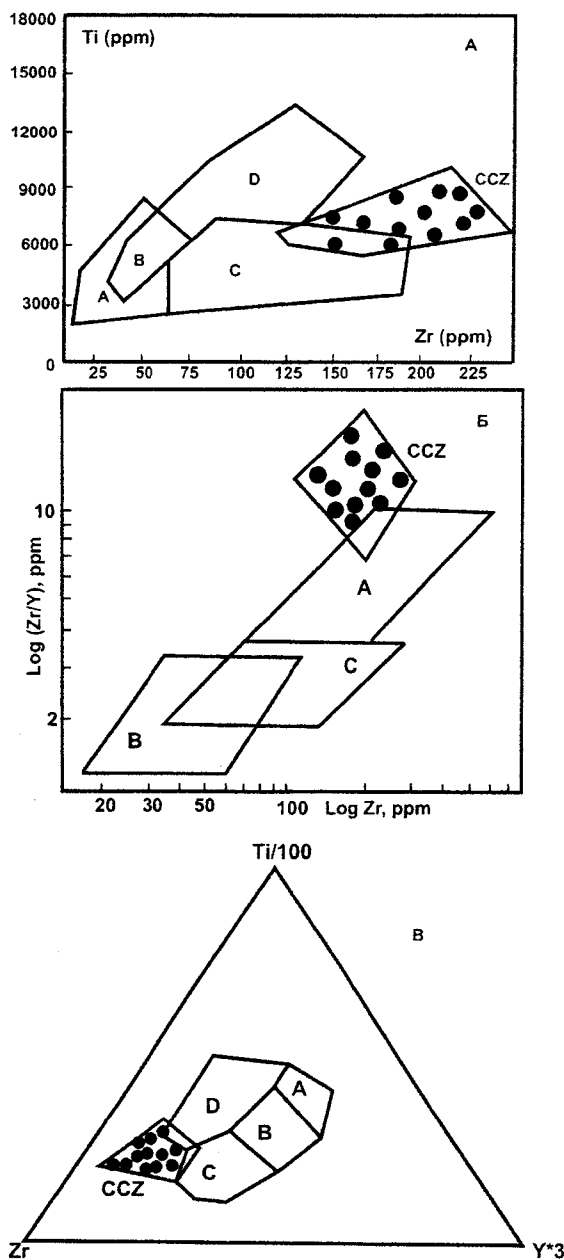


Рис. 3. Диаграммы Zr-Ti (А), Zr-Y (Б), Zr-Ti-Y (В) для неоген-четвертичных базальтов Большого Кавказа. Данные авторов и В.С. Попова и др. (1987). Поля на диаграммах. На А: А, В – низкокальциевые толеиты; В, D – базальты океанического дна; А, С – известково-щелочные базальты, по (Pearce, Cann, 1973). На Б: А – внутриплитные базальты; В – базальты островных дуг; С – базальты срединно-океанических хребтов, по (Pearce, Norry, 1979). На В: А, В – низкокальциевые толеиты; В, С – известково-щелочные базальты; В – базальты океанического дна; D – внутриплитные базальты, по (Pearce, Cann, 1973). На всех диаграммах: CCZ – базальты зон континентальной коллизии, по (Короновский, Демина, 2004).

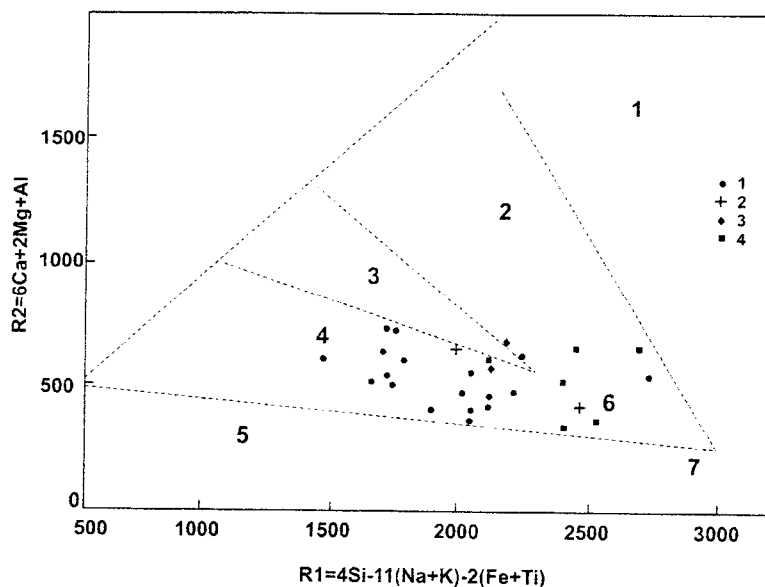


Рис. 4. Неоген-четвертичные интрузивные породы Большого Кавказа на диаграмме геодинамической позиции гранитоидов (Batchelor, Bowden, 1985). 1-3 – граниты и гранодиориты интрузий Кавказских Минеральных Вод (1), Главного хребта (2), Тырнаузской шовной зоны (3). 4 – эльджуртинские граниты. Химические анализы взяты из работ: (Попов и др., 1987; Короновский и др., 1986). Цифры на диаграмме соответствуют гранитоидам: 1-мантийным, 2-предколлизийным, 3-постколлизийным, 4-позднеорогенным, 5-анорогенным, 6-синколлизийным, 7-посторогенным.

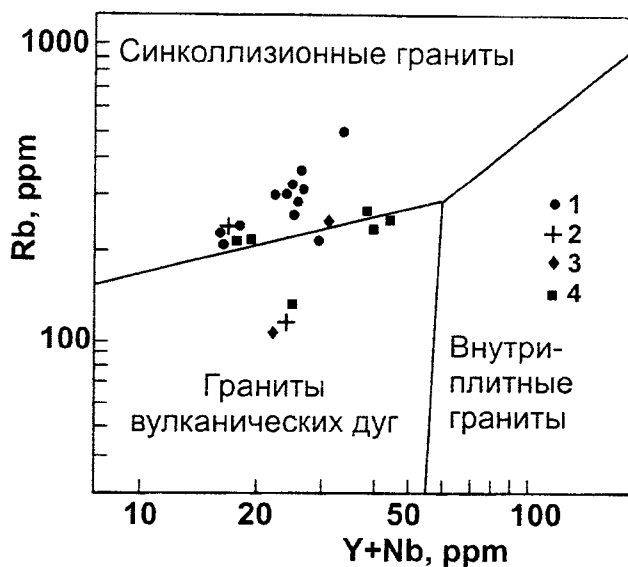


Рис. 5. Диаграмма Rb-(Y+Nb) для неоген-четвертичных интрузивных пород. Поля на диаграмме по (Pearce et al., 1984). Условные обозначения те же, что на рис. 5.

Петрогенезис

Учитывая особенности геодинамики коллизионной зоны Кавказа и химизма вулканитов, нами была предложена модель коллизионного магматизма с ведущей ролью процессов окисления глубинных восстановленных трансмагматических флюидов (Короновский, Демина, 1996; 1999; 2004). В отличие от других геодинамических режимов, выплавление первичных магм при континентальной коллизии происходит при сжатии, что и определяет специфику флюидного режима, а также процессы кислотно-основного взаимодействия флюида, расплава и вмещающих толщ. Происхождение флюида может иметь двойную природу: 1) отделение от остатков непереработанного слеба, термодинамически неравновесного с окружающей мантией; 2) миграция с больших глубин, в том числе и с границы ядро-мантия, используя неоднородности в мантии, созданные предшествовавшей субдукцией. В модели также учтены явления декомпрессии, диссипативного выделения тепла при пластичном деформировании вещества нижней коры, а также процессы дегидратации минералов при метаморфизме пород коры, повышающие парциальное давление воды во флюиде и способствующие снижению температур плавления субстрата. Каждый из этих процессов вносит свой вклад в развитие магматизма. Однако геохимические особенности вулканитов наиболее полно объясняются с позиций именно флюидной модели.

Восстановленные мантийные флюиды являются не только главным теплоносителем, но и массоносителем, поставляя в область магмогенерации большое количество выщелоченных из мантии элементов с низкими потенциалами ионизации (некогерентных элементов). Это доказано многочисленными теоретическими и экспериментальными исследованиями, согласно которым глубинные восстановленные флюиды способны растворять и выносить огромные объемы вещества (Коржинский, 1976; Летников, 2003 и многие др.). При их окислении, прежде всего на границе кора-мантия с резко различным химическим составом толщ, сквозь которые фильтруются флюиды, происходит дополнительное выделение тепла, приводящее к плавлению. Дальнейшая миграция магм и флюидов вызывает метаморфизм и магматическое замещение пород коры, при этом флюиды как бы подготавливают их к расплавлению, вынося из них магмофобные элементы и обогащая магмофильными. Магматизм Кавказа только в этом смысле имеет мантийные корни, первичное плавление же, по крайней мере, в недрах Большого Кавказа осуществлялось именно на границе кора-мантия. В процессе эволюции магматизма и при дальнейшей миграции флюидов в плавление вовлекаются все большие объемы пород. Область магмогенерации может распространяться как вверх до границы нижней и верхней коры, так и вниз в пределы верхней мантии. На Большом Кавказе более глубинными выплавками характеризуются вулканиты Казбекской области, приуроченные к Аграхан-Тбилиско-Левантинской зоне. Только здесь появляются оливин-клинопироксеновые субщелочные базальты с толеитовой направленностью дифференциации.

Термодинамические расчеты показывают, что глубины генерации базальтовых магм для Большого Кавказа в целом близки и составляют 35-40 км ($P=0.95-1.05$ ГПа), при этом наиболее глубинными выплавками были лавы Казбека и особенно потоков Ванати. Глубина генерации кислых магм ($P=0.5-0.7$ ГПа) находилась в пределах 17-25 км (Короновский, Демина, 1999). Расчетные данные РТ условий выплавления первичных магм подтверждаются геофизическими данными, согласно которым в пределах земной коры Кавказского региона на глубинах 35-45 км и 13-20 км наблюдаются протяженные линзы (волноводы) с существенным разогревом, разуплотнением и частичным плавлением горных пород (Кенгерли, 1995). В районе Кавказских Минеральных Вод на верхне- и нижнекоровом срезе земной коры также установлены подобные зоны (Греков и др., 2005). Под Эльбрусом на глубинах от 30 до 45 км в базальтовом слое земной коры выделяется участок плавления (Шемпелев и др., 2005). Вблизи поверхности МОХО в мантии на глубинах 55-60 км под Казбекской вулканической областью также обнаружена линза разуплотненных пород (Фельдман, 1996). В то же время магматические очаги могли существовать на существенно меньших глубинах. Единственным на Большом Кавказе вулканическим центром, где устанавливаются следы такого очага, является вулкан Эльбрус (Авдулов, Короновский, 1993; Шемпелев и др., 2005).

Доказательством корового происхождения большинства кислых и средних вулканогенных пород является их пересыщенность глиноземом (нормативный корунд) и частое присутствие в них ксенолитов осадочных, метаморфических пород, высокоглиноземистых минералов: граната, корунда, кордиерита, ставролита, силлиманита, что отмечалось многими исследователями (Схиртладзе, 1958; Станкевич, 1976; Ляtifова, 1993 и многие др.). Часть ксенолитов существенно переработана, и в этом случае наблюдаются скопления темноцветных минералов (амфиболов, биотитов, пироксенов, реже оливинов) с плагиоклазом, при этом их химический состав существенно отличается от минералов гломеропорфировых сростков и вкрапленников. Пироксены, как правило, более железистые, амфиболы и биотиты также менее титанистые, а состав плагиоклаза изменяется в очень широких пределах. Довольно часто встречаются ксенолиты, в которых хорошо сохраняются первичные текстуры метаморфических пород со следами катаклаза минералов. В таких случаях на границах ксенолитов с вулканитами развиваются реакционные каймы, при этом первичные минералы резорбированы. Например, в трахиандезитах вулкана Сурх-Крандурх широко распространены ксенолиты двупироксеновых кристаллических сланцев, плагиоклазовых амфиболитов, биотит-амфиболовых гнейсов. На контакте последних с трахиандезитом образуются реакционные каймы, сложенные парагенезисом $Orx+Cpx+Pl+Kfs+Q$, отвечающим по сути двупироксеновым гнейсам гранулитовой фации. В андезидацитах свиты рухдзуар наблюдается замещение минералов из частично переработанных ксенолитов амфибол-биотитового состава по краям и плоскостям спайности: $Bi \rightarrow Cord+Kfs+Mt$; $Bi \rightarrow Cord+Nup$; $Hrb \rightarrow Cpx+Mt$. В данном случае

магматическое замещение амфибол-биотитовых пород субстрата происходит на уровне гиперстен-кордиеритовой минеральной фации метаморфических пород, сопровождаясь явлениями дегидратации минералов и усиления роли окисленных флюидов. Приведенные примеры показывают, что полной переработки ксенолитов часто не происходит, реликтовые минералы находятся в реакционных резко неравновесных взаимоотношениях с расплавом.

В вулканитах также чрезвычайно широко распространены родственные включения пород более основного состава по сравнению с вулканитами: нориты, габбронориты, анортозиты в андезибазальтах, андезитах; диориты, габбродиориты, гранодиориты в дацитах и риодацитах. Многими исследователями этот факт истолковывается как доказательство их происхождения при смешении мантийных лав с коровыми. Однако детальное изучение состава минералов из них показывает, что они являются продуктами ранней кристаллизации магм (Короновский, Демина, 2004).

Следует отметить, что термодинамические условия, в которых находились магматические расплавы до их появления на поверхности Земли, претерпели длительную, многоэтапную эволюцию. Например, расчеты РТ условий кристаллизации вкрапленников из дацитов Эльбруса показали, что наиболее ранний парагенезис (Hrb+Cpx+Pl) кристаллизовался при $T=750-780^{\circ}\text{C}$. Ромбический пироксен появляется при $T>850^{\circ}\text{C}$ и устойчив вплоть до 1150°C , при этом давление меняется от 1,02 до 1,42 ГПа. Эволюция РТ условий, при которых существовал расплав, показана на рис. 6. Вначале шло повышение как температуры, так и давления, затем давление, достигнув максимума, начало падать, но температура при этом продолжала повышаться, что привело к перегреванию расплава. Приведенные данные хорошо согласуются с результатами изучения расплавных включений вулканитов Эльбруса, для которых установлены температуры гомогенизации в интервале от 1100°C до 1170°C (Богатиков и др. 2002). Повышение температуры расплава зафиксировано также в химическом составе вкрапленников из риодацитов Казбека и трахиандезитов Сурх-Крандуха (Демина, Короновский, 1998), что можно объяснить разогревом магмы при ее течении за счет вязкого трения.

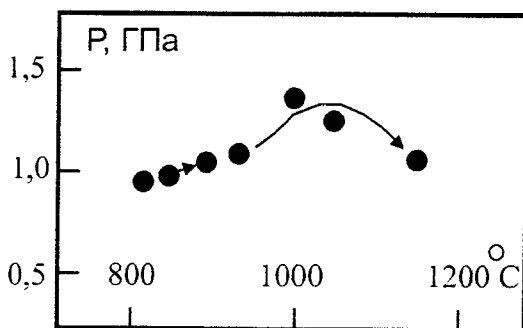


Рис. 6. Эволюция РТ условий кристаллизации вкрапленников из голоценовых дацитов Эльбруса (Демина, Короновский, 1998)

При подъеме магм к поверхности происходит отделение флюидов от расплавов. При этом появляется эффект дифференциальной подвижности компонентов: восстановленные (H_2 , CO , CH_4) мигрируют из расплава в большей мере, чем окисленные (H_2O , CO_2). В связи с этим происходит увеличение в расплаве роли окисленных, что приводит к расширению области кристаллизации кварца на интертеллурической стадии эволюции кислых магм: вкрапленники кварца первыми выделяются из расплава. В дальнейшем с отделением от расплавов уже окисленных флюидов в близповерхностных условиях при формировании основной массы вулканитов расширяется область кристаллизации плагиоклаза относительно кварца (Маракушев, Яковлева, 1980). Именно поэтому в основной массе кислых эффузивов встречаются преимущественно микролиты плагиоклаза и, как правило, отсутствуют первичные выделения кварца. Подобный эффект поведения флюидов оказывает подщелачивающее воздействие на расплавы. Магмы, пересыщенные на глубине кремнеземом, при подъеме к поверхности становятся недосыщенными им, происходит десиликация расплава. В связи с этим вкрапленники кварца частично или полностью растворяются в магме, резорбируются расплавом. Вкрапленники плагиоклаза при этом обрастают каймами более основного состава. Пропорционально понижению роли кремнезема в химизме расплавов происходит возрастание роли алюмокремниевых кислот, и, как следствие, повышается химическое сродство расплавов к калию относительно натрия. Именно этим объясняется повышение калиевости остаточных стекол вулканитов Большого Кавказа.

Результатом разогрева магм с одновременной десиликацией расплавов является образование кайм пироксена вокруг кварца в кислых и средних вулканитах Большого Кавказа. Интересно отметить, что в андезибазальтах грабена Малазгирт Восточной Анатолии широко распространены каймы оливина вокруг пижонита. Это один и тот же процесс, проявленный на разном РТ уровне и в разных по составу породах, что убедительно подтверждается экспериментальными данными (рис. 7).

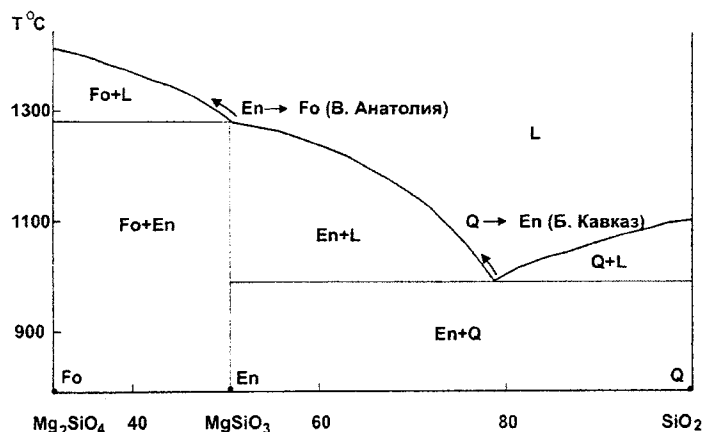


Рис. 7. Диаграмма состояния системы $Mg_2SiO_4 - SiO_2$ ($P H_2O=2$ кбар) (Kushiro, Yoder, 1969), иллюстрирующая образование кайм гиперстена вокруг кварца в вулканитах Большого Кавказа и оливина вокруг гиперстена – Восточной Анатолии.

Подобные взаимоотношения минералов с расплавом чрезвычайно широко распространены в вулканитах Большого Кавказа, детально описаны и трактуются в качестве доказательства смешения расплавов различного состава (Бубнов, 2003; Газеев, 2003 и многие др.). Вместе с тем, как было показано выше, они определяются спецификой кислотно-основного взаимодействия флюидов с расплавом.

Выводы

Позднекайнозойские коллизионные магматиты Большого Кавказа характеризуются специфическими петрогеохимическими чертами, позволяющими достаточно уверенно отличить их от магматитов других геодинамических обстановок.

Детальный анализ химического состава вулканитов и минералов из них показал, что трансмагматические глубинные флюиды играли ведущую роль в магматическом петрогенезисе региона. Выплавление первичных магм при континентальной коллизии происходит при сжатии. Это определяет специфику флюидного режима, а также процессы кислотно-основного взаимодействия флюида, расплава и вмещающих толщ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64437).

Литература

- АВДУЛОВ М.В., КОРОНОВСКИЙ Н.В. 1993. О геологической природе Эльбрусского гравитационного минимума. Вестник МГУ, Сер. 4, геол., 3, 32-39.
- БОГАТИКОВ О.А., ГУРБАНОВ А.Г., ГАЗЕЕВ В.М. и др. 2002. Активный вулкан Эльбрус и этапы его геологической истории. Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Т.1. Вулканизм. МПНТ РФ, М., 291-320.
- БУБНОВ С.Н. 2003. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа. Автореф. дисс... канд. наук. М., 27с.
- ГАЗЕЕВ В.М. 2003. Петрология и потенциальная рудоносность Эльбрусского вулканического центра. Автореф. дисс... канд. наук. М., 26 с.
- ГРЕКОВ И.И., АЗБУКИН В.Н., ЛИТОВКО Г.В. 2005. Геолого-геофизическая модель Кавминводского интрузивно-купольного поднятия. Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXV-III Тектонического совещания. Т.1. ГЕОС, М., 178-182.
- ДЕМИНА Л.И., СИМОНОВ Д.А. 1999. Вулканиды как индикаторы процесса континентальной коллизии. Докл. РАН, 366, 6, 793-796.
- ДЕМИНА Л.И., КОРОНОВСКИЙ Н.В. 1998. Эволюция магматических расплавов в условиях континентальной коллизии. Известия секции наук о Земле РАЕН, 1, 106-121.
- КЕНГЕРЛИ Т.Н. 1995. Новая интерпретация геолого-тектонического строения Юго-Западного Кавказа. Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Севкавказгеология, Ессентуки, 302-304.

- КОРЖИНСКИЙ Д.С. 1976. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение. Петрография. Ч. I. МГУ, М., 269-287.
- КОРОНОВСКИЙ Н.В., ДЕМИНА Л.И. 1996. Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса. Докл. РАН, 350, 4, 519-522.
- КОРОНОВСКИЙ Н.В., ДЕМИНА Л.И. 1999. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм. Геотектоника, 2, 17-35.
- КОРОНОВСКИЙ Н.В., ДЕМИНА Л.И. 2004. Магматический петрогенезис коллизионного этапа развития Кавказа. Труды ГИН. Вып. 565. Современные проблемы геологии. Наука, М., 370-391.
- КОРОНОВСКИЙ Н.В., МОЛЯВКО В.Г., ОСТАФИЙЧУК И.А. 1986. Петрохимические особенности и условия формирования неогеновых интрузивов района Кавказских Минеральных Вод. Известия АН СССР. Сер. Геология, 6, 39-51.
- ЛЕТНИКОВ Ф.А. 2003. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы. Геология и геофизика, 44, 12, 1262-1269.
- ЛЯТИФОВА Е.Н. 1993. Петрология плиоценового вулканизма Чегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ). Автореф. дисс... канд. наук. М., 25 с.
- МАРАКУШЕВ А.А., ЯКОВЛЕВА Е.Б. 1980. О происхождении перлитов. Вестник МГУ. Сер.4. Геология, 1, 3-17.
- ПОПОВ В.С., СЕМИНА В.А., НИКОЛАЕНКО Ю.С. 1987. Геохимия новейших вулканитов Кавказа и их происхождение. Геохимия континентального вулканизма. Наука, М., 43-231.
- СТАНКЕВИЧ Е.К. 1976. Новейший магматизм Большого Кавказа. Недра, Л., 232.
- СХИРТЛАДЗЕ Н.И. 1958. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, 368.
- ШЕВЧЕНКО В.И., ГУСЕВА Т.В., ЛУКИН А.А. и др. 1999. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным). Физика Земли, 9, 3-18.
- ШЕМПЕЛЕВ Г.А., ПРУЦКИЙ Н.И., КУХМАЗОВ С.У. и др. 2005. Материалы геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные Воды. Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т.II. ГЕОС, М., 361-365.
- BATCHELOR R.A., BOWDEN P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, 48, 43-55.
- FREY F.A., GREEN D.H., ROY S.D. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeites to olivine melitites from South-Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological date. J. Petrol., 73, 287-310.
- KUSHIRO J., YODER H.S. 1969. Melting of forsterite and enstatite at high pressures under hydrous conditions. Carnegie Inst. Washington Year book, 67, 53-158.
- LE MAITRE R.W., BATEMAN P., DUDEK A. et al. 1989. A Classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193.
- PEARCE J.A., CANN J.A. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.
- PEARCE J.A., NORRY M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33-47.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrology, Vol.25, 956-983.

TARNEY J., SANDERS A.D., MATTEY D.P. et al. 1981. Geochemical aspects of back-art spreading in the Scotia Sea and western Pacific. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A300, 263-285.

TAYLOR S.R., MC LENNAN. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scient. Publ., London, 381.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ НОВЫХ ПРИРОДОСБЕРЕГАЮЩИХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ДОБЫЧИ МЕТАЛЛОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

Ч.М.Кашкай

*Институт геологии НАН Азербайджана,
Az 1143, Баку, просп. Г. Джавида, 29 А*

Кашкай Ч.М. Перспективы применения новых природосберегающих геохимических технологий для добычи металлов из месторождений и рудопроявлений Азербайджана. В статье рассматриваются факторы, обуславливающие преимущества и трудности применения перспективной геохимической технологии подземной добычи металлов, преимущественно для некоторых сульфидных месторождений Азербайджана. В качестве примера анализируются возможности применения этой технологии для крупнейшего на Большом Кавказе Филізчайского колчеданно-медно-полиметаллического месторождения. Показано, что многие параметры этого месторождения, такие как стратиформность залегания руд среди глинистых сланцев, ориентированная полосчатость рудных тел и вмещающих пород, отсутствие обводненности рудного пласта и водопроницаемых трещин, а также хорошая изученность месторождения, наряду с наличием ряда химико-технологических работ, а также с учетом расположения месторождения в природоохранной зоне, создают уверенность в перспективности эксплуатации этого месторождения методом подземного выщелачивания. На другом примере – Гядабейском рудном узле – обосновывается возможность применения технологии подземного выщелачивания одновременно для нескольких близко расположенных месторождений и проявлений, соединенных трубами с единым технологическим центром. Учитывая перспективность технологии подземного выщелачивания, предлагается: 1) критически оценить по отдельности основные месторождения Азербайджана, с тем чтобы уяснить потенциальные масштабы применимости указанной технологии и найти пути более рационального использования недр. 2) Ориентировать эти исследования на комплексность извлечения как можно большего числа ценных элементов и на разработку более совершенных геотехнологических схем добычи.

Kashkai Ch. M. Perspectives to employment of the new nature protecting technologies for metals output from the Azerbaijan deposits and ore shows. The paper focuses to the factors causing advantages and difficulties of the perspective geochemical technology employment for underground metals output, mainly from some Azerbaijanian sulphide deposits. It was analysed if it is possible to use this technology on the example of the largest Great Caucasian Filizchay pyrite-copper-polymetallic deposit. It is shown that many of its parameters such as ore bedding within clay shales, oriented banding of ore bodies and enclosing rocks, an absence of the flooding of the ore bed and permeable joints, and also a well study of deposit together with availability of chemico-technological works and its location in the nature-protected zone-all of this make it sure to operate this deposit in the future by underground leaching method. Besides, the underground leaching employment simultaneously for several neighbouring deposits connected between each other by pipes with a single technological centre is substantiated on the other example - Gedabey ore knot. Taking in mind its long-term employment we have propose to: 1) critically form a correct estimate of the main Azerbaijan deposits separately to get clear potential scale of this technology applicability and to find the ways of rational use of mineral resources on the whole. 2) To tern these investigations to the complexity of extraction as much as possible valuable elements and to the development of more perfect geotechnological schemes of extraction.

Qaşqay Ç.M. Azərbaycan filiz yataqlarından və təzahürlərindən metalların təbiətə ziyan vermədən çıxarılması üçün yeni geokimyəvi texnologiyanın tətbiqinin perspektivliyi. Məqalədə xüsusilə Azərbaycanın bəzi sulfid yataqlarından metalları yeraltında yuyub çıxara bilən geokimyəvi texnologiyanın perspektivliyi və istifadəsi zamanı üstünlük və maneçilik törədən amillərin rolu müza-

kirə olunmuşdur. Misal olaraq, bu texnologiyanın Böyük Qafqazın ən böyük kolçedan – mis – poli-metal tipli Filizçay yatağına münasib olub olmadığı qiymətləndirilmişdir. Bu yatağın bir çox parametrləri, xüsusilə filizin gil şistləri arasında stratiform şəkildə yerləşməsi, filiz kütlələrin və onların yerləşdiyi süxurların istiqamətlənmiş laylılığı, filiz laylarında yeraltı suların və su keçirən çatların olmaması və eyni zamanda, yatağın yaxşı öyrənilməsi, və o cümlədən kimya-texnoloji tədqiqatların mövcudluğu və yatağın qoruyq bölgəsində yerləşdiyini nəzərə alaraq bu yatağın yeraltı yuma üsulu ilə istismarı mühüm əhəmiyyət kəsb edir. Digər bir misaldə – Gədəbəy filiz düyüntündə bir-birinə yaxın yerləşən filiz yataqları və təzahürlərini bir texnoloji mərkəzə borularla birləşdirərək eyni zamanda yeraltı yuyub çıxarma texnologiyasının tətbiqi araşdırılmışdır. Yeraltı yuyub çıxarma texnologiyasının perspektivliyini nəzərə alaraq: 1) Qeyd olunan texnologiyanın Azərbaycanı istifadə potensialını müəyyən etmək və yeraltı sərvətlərimizin daha səmərəli istifadə yollarını tapmaq məqsədilə Azərbaycanın əsas yataqlarının bir-bir qiymətləndirilməsi; 2) Tədqiqatların mümkün olduğu qədər daha çox qiymətli elementlərin kompleks şəkildə çıxarılması və daha mükəmməl geotexnoloji hasilat sxeminin işlənilməsi istiqamətində aparılması təklifi irəli sürülür.

Благодаря многолетнему и кропотливому труду плеяды талантливых ученых геологов и практиков, сегодня мы можем гордиться богатством недр нашей республики. В настоящее время мы с уверенностью можем сказать, что потенциал и многообразие богатств наших земных недр могут служить сырьевой базой для динамичного и эффективного развития практически любой отрасли промышленности.

Однако, в противовес сказанному, мы не видим адекватной горно-промышленной деятельности. А те единичные, ранее реализованные крупномасштабные проекты, такие как Дашкесанский железодобывающий комплекс и Загликский алунитовый рудник с Гянджинским алюминиевым заводом, вызывают только чувство печали, в особенности в экологическом плане. С одной стороны, мы видим капитальные и глубоко проработанные научные труды академика М.А.Кашкая и его учеников, а с другой стороны – грубые и неотработанные технологии добычи и заводской переработки руд, оставившие после себя в самом Дашкесане вместо утопающих в зелени склонов гор каменные отвалы, технологические хвосты и некультивированные земли, или экологическую катастрофу, причиненную Гяндже и ее окрестностям. Все это глубоко беспокоило академика М.А.Кашкая, и он всячески искал пути приуменьшить экологический вред таких технологий.

Вопросы освоения разведанных рудных месторождений, выработка общей политики и рациональных технологических подходов для извлечения ценных элементов с учетом геологической специфики каждого конкретного месторождения и с минимальным ущербом для экосистемы имеют принципиальное значение. Тем более, что в последнее время наблюдаются некоторая активность и интерес инвесторов к нашим многометалльным сульфидным месторождениям.

В настоящей статье автор попытался высказать свои соображения по этим вопросам, основываясь на анализе мировой тенденции развития геотехнологических методов, некоторых исследований, выполненных отечественными технологами, а также собственного опыта по экспериментальному и термодинамическому моделированию растворимости минералов при по-

вышенных температурах и давлениях. Тем более, что описанный ниже геотехнологический подход основан именно на использовании принципов геохимии гидротермальных процессов.

Если окинуть взглядом существующие технологические методы эксплуатации рудных месторождений, то можно выделить два принципиально различающихся подхода:

1. Механическое извлечение руды из месторождения и уже в фабричных условиях отделение от руды нужного металла (ов).

2. Выщелачивание нужного металла (ов) из руды непосредственно на месте залегания, т.е. под землей, с последующим выделением его из раствора в чистом виде в фабричных условиях. Последний метод в литературе принято называть *in-situ leaching* (ISL).

Уже само название дает представление о том, насколько оба эти подхода разнятся друг от друга.

Метод подземного выщелачивания впервые был применен в 1919 году в США. Однако этот метод нашел более широкое применение во многих странах мира в послевоенные годы, в основном для избирательного извлечения определенного металла, главным образом урана, золота, меди и других элементов, как правило, из бедных руд. К сожалению, эта технология в Азербайджане до сих пор не применялась. Настоящая статья преследует цель акцентировать внимание на целесообразности освоения и возможности применения такой высокоэффективной и в то же время природоохранной технологии для эксплуатации отечественных месторождений полезных ископаемых.

Технология подземного выщелачивания, о которой ниже пойдет речь, и процессы гидротермального рудообразования, имеют много общего, так как теоретически оба базируются на одних и тех же физико-химических законах. В обоих случаях рассматриваются условия устойчивости минералов и минеральных ассоциаций, *термодинамические характеристики* процесса (температура, давление и концентрация реагентов в растворах); раскрытие *кинетических* особенностей процесса, позволяющих оценить его скорость, механизмы и промежуточные стадии его протекания. Кроме того, аналогичными являются и объекты исследования – в обоих случаях это рудные минералы, одни и те же химические элементы, одна и та же геологическая обстановка.

Однако цели исследований для этих двух направлений противоположные: если **теория рудообразования** стремится раскрыть сущность рудотложения (источник рудного вещества – механизм его концентрирования в природе – формы переноса элементов в гидротермальных растворах – и, наконец, условия отложения рудных минералов в определенных геологических условиях), то метод **подземного выщелачивания** в какой-то мере решает обратную задачу: в той же самой геологической среде растворить рудные минералы и перевести металлы в растворимую форму. Так или иначе, в обоих случаях необходимо знание одних и тех же химических и термодинамических свойств элементов и минералов в условиях повышенных темпера-

тур и давлений. Поэтому оба направления способны взаимно обогащать друг друга. Знание процессов природного рудообразования (условий существования типичных парагенезисов, стадий рудоотложения, характерных элементов-примесей в рудных минералах и т.д.) может в существенной мере помочь комплексному использованию руд и даже предложить пути улучшения и создания новых технологических схем подземного выщелачивания. Иными словами, если природа создала хоть и сложный, но уникальный механизм концентрирования рудных элементов в ограниченном пространстве, то успешное выполнение обратного процесса целиком зависит от умения исследователя понять и расшифровать этот механизм.

В принципе природа сама успешно осуществляет подземное выщелачивание, выражающееся в выносе на поверхность химических элементов минеральными, термальными и рудничными водами. Как раз эти вопросы вызывали особый интерес академика М.А.Кашкая, например, можно вспомнить его идеи об извлечении мышьяка, бора и других элементов из Даррыдагской минеральной воды. По существу, метод подземного выщелачивания не что иное, как попытка искусственного формирования минеральной воды с заданным элементным составом.

Суть метода подземного выщелачивания (ISL) состоит в том, что запускают в рудное тело специально подобранный выщелачивающий раствор, который переводит в растворимую форму нужные элементы, а затем вытягивают уже продуктивный раствор на поверхность, из которого выделяют нужные элементы в чистом виде. Практически это осуществляют следующим образом: пробуривают несколько скважин так, чтобы они пронизывали рудное тело (на расстоянии 20-50 метров в зависимости от проницаемости руд). На отрезке рудного тела скважины перфорированы. В одну из скважин (закачная скважина) подают выщелачивающий раствор, а из другой (откачная скважина) вытягивают продуктивный раствор, содержащий растворенные металлы. Пространство, окаймленное закачными скважинами, представляет собой блок выщелачивания. Можно менять функцию скважины – закачную на откачную и наоборот.

При инфильтрационной добыче обводняют растворителем рудный пласт через его наивысшую гипсометрическую точку, а сбор продуктивного раствора производят через дренажное устройство, расположенное на относительно низком гипсометрическом уровне, например, через штольню, естественное обнажение и т.д. (рис. 1 а и в).

Состав выщелачивающего раствора подбирают вначале путем термодинамического моделирования процесса растворимости минеральной ассоциации, а затем наиболее оптимальные варианты проверяют экспериментальным путем в лаборатории. Желательно, чтобы это были безвредные для окружающей среды растворы, например, либо слегка серноокислые или слабо хлоридные растворы (кислотное выщелачивание), либо натрий-карбонатные растворы (щелочное выщелачивание).

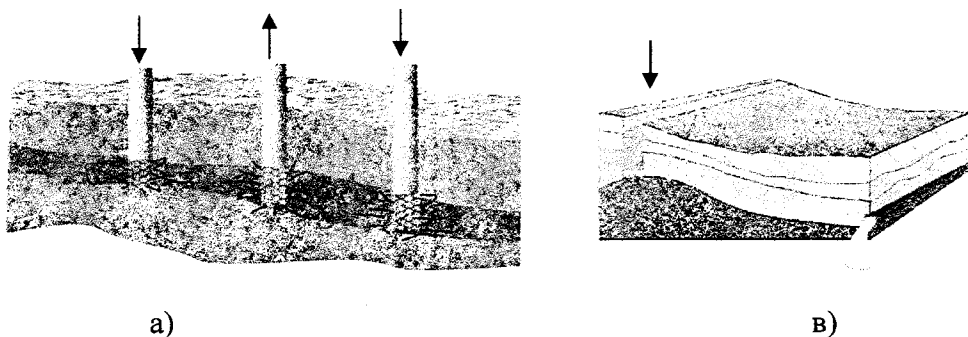


Рис.1 Принципиальная схема добычи методом подземного выщелачивания.
 а) Скважинная добыча в) Инфильтрационная добыча

В конечном итоге, из выкачанного на поверхность продуктивного раствора выделить металлы в чистом виде является задачей гидрометаллургии и практически не представляет особой трудности (особенно если использовать селективные ионообменники, мембраны, электролиз и т.д.).

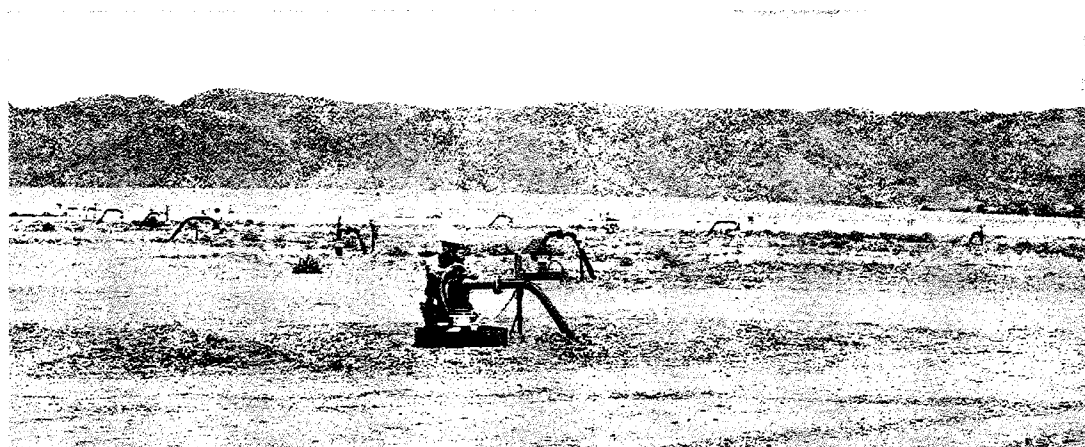


Рис.2. Вот как выглядит на поверхности промышленная эксплуатация уранового месторождения Beverleymine в Австралии методом подземного выщелачивания.

Преимущества метода ISL. Преимущества метода в основном можно разделить на несколько групп.

1) *Вместо руды сразу добывают целевой металл(ы)*, в связи с чем отпадает необходимость в проведении трудоемких, дорогостоящих и энергозатратных работ, таких как удаление покровных пород, горнопроходческие работы, экскаваторное-машинное хозяйство, прокладка дорог, транспортировка руды, дробление, измельчение, обогащение, агломерация, кучное выщелачивание и многое другое (рис.3).

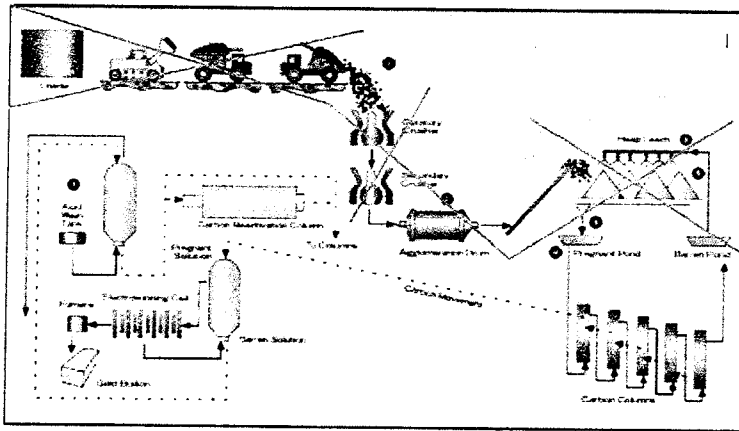


Рис. 3. Наиболее широко применяемая технология добычи золота методом кучного выщелачивания. На рисунке перечеркнуты технологические процессы, выпадающие в случае применения метода ISL.

По сравнению с наиболее распространенным методом кучного выщелачивания, в химико-технологическом плане преимуществом является осуществление реакций при повышенных давлениях и температурах, что существенно ускоряет кинетику реакций. Давление создается как за счет высоты столба жидкости в скважине, так и нагнетающей силы насоса, что способствует проникновению растворов в поры и капиллярные трещины. А температура среды повышается за счет выделения тепла при экзотермических реакциях разложения и окисления сульфидов.

2) В процесс выщелачивания, наряду с основной рудой, вовлекаются убогие и бедные участки, забалансовые руды, рудные вкрапления и мелкие прожилки. При этом объектом эксплуатации могут быть даже рудные проявления, которые при традиционных методах обычно игнорируются из-за их нерентабельности. Все это существенно увеличивает объем извлекаемых запасов. Особенно выгодно использование ISL для глубокозалегающих руд.

3) Возможность комплексного извлечения группы редких элементов. Связано это с тем, что, как правило, через рудную толщу многократно прогоняют один и тот же растворитель, в котором при каждом таком цикле происходит накопление ряда редких элементов.

4) Эксплуатация месторождения методом ISL может осуществляться по всему объему месторождения параллельно и одновременно, тогда как при механической добыче руду вынуждены извлекать поочередно участками. При этом, как показали приблизительные кинетические оценки, если даже в отдельном блоке (между парой скважин) скорость выщелачивания будет относительно невысокой, то суммарная величина выхода продукта по всем блокам может поспорить с производительностью любых других методов.

С другой стороны, метод подземного выщелачивания позволяет гибко и просто изменять объем добычи в зависимости от потребности рынка путем варьирования числа задействованных скважин. При механической добыче это невозможно, так как большой объем капиталовложений требует постоянной окупаемости и, следовательно, поисков соответствующих рынков сбыта, как правило, за рубежом. В этом плане технология ISL позволяет ра-

ционально использовать запасы отечественных месторождений в интересах внутреннего рынка и сохранить их для будущих поколений.

5) *Экологическая сохранность среды, ландшафта, биосферы.* При подземном выщелачивании нет рудника, отвалов, хвостов, не требуется рекультивация земель и выполнение прочих природоохранных мероприятий.

6) *Возможность высокого уровня автоматизации.* Связано это с тем, что все оборудование в основном состоит из труб и насосов, а весь процесс сводится к перекачиванию жидкости.

7) И, наконец, самая привлекательная сторона - *экономичность.* Практика показала, что по сравнению с традиционными методами добычи, метод подземного выщелачивания снижает эксплуатационные затраты почти в 5-10 раз и даже более. А капитальные затраты настолько малы, что их даже сопоставлять нет смысла.

Последнее обстоятельство важно еще и потому, что ряд месторождений, которые ранее были отнесены к нерентабельным и бесперспективным, могут быть заново пересмотрены, что в итоге приведет к существенному увеличению минерально-сырьевых ресурсов республики.

Сложности реализации метода ISL. На первый взгляд метод ISL кажется простым. Однако на деле это далеко не так. Если при традиционных методах после извлечения руды на поверхность технолог полностью избавлен от геологических факторов и его интересует лишь химия экстракции металла, то при ISL на первый план выходят геологическая обстановка, морфология рудных тел, гидрогеология, трещинная тектоника, геохимия, распределение элементов, пористость и проницаемость руд и вмещающих пород, степень окисленности руд и многое другое. Т.е задача больше геолого-геохимическая, нежели химико-технологическая.

Так, например, серьезной помехой являются грунтовые воды и проницаемые тектонические трещины, хотя и существуют методы цементирования последних. Вопрос утечки выщелачивающих растворов или проникновения в рудную зону грунтовых вод, представляет определенную проблему как с точки зрения осуществимости ISL, так и в экологическом плане. При этом не столько опасны утечки самих слабокислых выщелачивающих растворов, которые, смешиваясь с грунтовой водой, еще больше разбавляются и легко нейтрализуются карбонатами, сколько в долгосрочной перспективе неконтролируемый перенос тяжелых металлов, которые после разрушения сульфидов высвобождаются из кристаллической решетки и попадают в рудничные, а затем в грунтовые воды.

Другим существенным препятствием может быть плохая проницаемость рудной массы, что существенно снижает скорость процесса. Обычно в этих случаях проводят мелкие взрывы через скважину, а уже далее бактериальная атака и последующее действие выщелачивающих растворов при повышенном давлении и температуре последовательно открывают фронт для продвижения раствора. Однако в процессе реакций с сульфидами может иметь место явление коагуляции, т.е. забивание пор и проводящих каналов за счет образования новых минералов, как, например, ярозита, гипса, обиль-

ного выделения свободной серы и т.п. Последняя даже обладает свойством обволакивать зерна минералов, начисто закрывая доступ к ним растворов (Kyazimov, 1998).

В данной статье мы не ставим цель подробно анализировать все положительные или проблемные факторы. Все они в достаточной мере описаны в литературе и проверены на практике, и в целом ими вполне можно воспользоваться для оценки целесообразности и применимости технологии ISL для месторождений Азербайджана.

В качестве примера подобного аналитического обзора применимости метода ISL, рассмотрим один из наиболее важных рудных объектов – Балакен-Загатальскую группу медно-колчеданно-полиметаллических месторождений на южном склоне Большого Кавказа (рис. 4). Вопрос эксплуатации этой крупнейшей в Азербайджане группы месторождений упирается в подбор природоохраняющей технологии добычи. Проблема состоит в том, что эти месторождения расположены в зоне экологического заповедника, а рудные тела уходят далеко вглубь (более 1000 м). Неприемлемы также методы подземной разработки из-за неизбежности отвалов, хвостов, необходимости дорогостоящих работ и механического хозяйства для глубинных выработок и т.п.

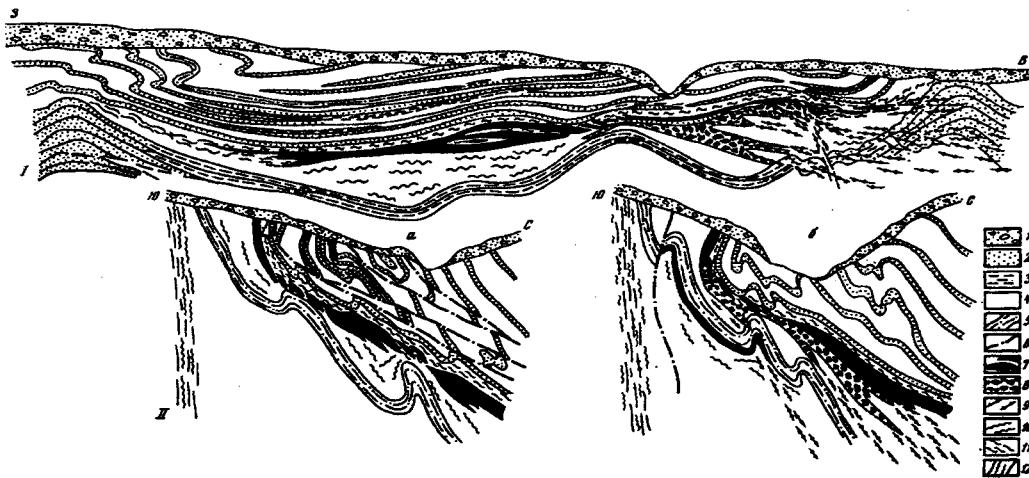
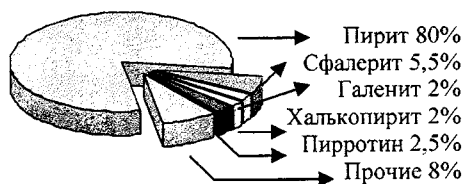


Рис.4. Разрезы месторождения Филизчай (по Н.К.Курбанову, 1982)

I- продольный; II- поперечные (а- через центральную часть; б- через восточный фланг)
 1- аллювиально-делювиальные отложения; 2- мелко- и среднезернистые песчаники; 3- алевриты; 4- глинистые сланцы; 5- пачка песчаного флишоида среди глинистых сланцев подрудной толщи; 6- разрывные нарушения с глиной трения; 7- слоисто-полосчатые пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовые руды; 8- пятнисто-брекчиевидные руды того же состава; 9- прожилковые руды того же состава; 10- метаморфизованные пиритовые прожилки; 11- зона приразрывной сланцеватости; 12- вязкий сброс.

Кроме того, важной целевой задачей является обязательное условие комплексного извлечения по крайней мере следующих, имеющих повышенное содержание, ценных металлов (табл. 1):



Минеральный состав руд

Таблица 1

Целевые компоненты	Содержание %	Целевые компоненты	Содержание %
Cu	0.1-8.0	Bi	$5 \times 10^{-4} - 6.5 \times 10^{-2}$
Pb	0.1-7.0	Se	$1 \times 10^{-4} - 7 \times 10^{-3}$
Zn	0.1-14	Te	$1 \times 10^{-4} - 1 \times 10^{-3}$
Ag	$2 \times 10^{-6} - 2.8 \times 10^{-2}$	In	$2 \times 10^{-5} - 6 \times 10^{-3}$
Au	$2 \times 10^{-6} - 3 \times 10^{-4}$	Sb	$1 \times 10^{-3} - 0.13$
Cd	$2 \times 10^{-4} - 3 \times 10^{-2}$	As	0.001-0.9
Co	$2 \times 10^{-3} - 8.5 \times 10^{-2}$	Tl	$1 \times 10^{-4} - 1 \times 10^{-3}$
Ga	$1 \times 10^{-4} - 2 \times 10^{-3}$	Hg	$0 - 5 \times 10^{-3}$

Кроме всесторонней и детальной изученности этого месторождения, большой объем химико-технологических работ выполнен сотрудниками НИИ Минерального Сырья Министерства Экологии и природных ресурсов Азербайджана, а также проведено множество экспериментов по выщелачиванию указанных элементов, как кучным методом, так и в автоклавах при повышенных давлениях и температуре (Кузимова, 1998). Автоклавные опыты показали, что при повышении давления и температуры резко возрастает скорость выщелачивания. Т.е. даже плотные и массивные рудные тела вполне поддаются выщелачиванию со скоростью, приемлемой для промышленного использования.

С другой стороны, в Институте неорганической химии НАНА длительное время велись работы по разработке технологии извлечения редких элементов (Ga, In и др.) из Физичайских руд (Ахмедов и др., 1999).

Таким образом, все эти технологические работы могут служить хорошей информационной базой для разработки физико-химических режимов и химизма процессов применительно к Балакен-Загатальской группе колчеданно-полиметаллических месторождений.

Другими факторами, обосновывающими перспективность использования метода ISL для рассматриваемой группы месторождений, являются следующие:

1. Стратиформный характер залегания рудных тел, в которых надрудные и подрудные горизонты состоят из чередующихся глинисто-песчаных пачек, исключают утечку выщелачивающих растворов.

2. Положительным является отсутствие в рудном горизонте грунтовых вод и водопроницаемых тектонических трещин, которые в иных случаях могли бы помешать растворам. Эластичные свойства глинистых образований приводят к «залечиванию» трещин (глинки трения).

3. Для руд данного месторождения, а также для вмещающих глинистых сланцев характерны тонкослоистая полосчатая морфология и структура с чередованием в каждом слое различных минеральных ассоциаций, что является благоприятной средой для ориентированного проникновения выщелачивающих растворов.

4. Месторождение хорошо изучено, тщательно разведано и по нему имеются практически все необходимые данные, в том числе и некоторые химико-технологические параметры.

5. Месторождение имеет компактное размещение – простирается в длину менее чем на 1000 м и в ширину 800 м. Таким образом, число эксплуатационных скважин может быть не столь велико, что также существенно для экономичности процесса.

6. Экономическая выгода от применения ISL не идет ни в какое сравнение с выгодой от применения традиционных механических методов, тем более когда стоит вопрос о добыче глубоко залегающих рудных тел.

7. И, наконец, природосберегающая сущность этого метода, по-видимому, делает его безальтернативным для данной группы месторождений.

Таким образом, этот краткий анализ дает основание считать, что настоящее месторождение может служить наиболее вероятным объектом для применения технологии подземного выщелачивания. Во всяком случае, каких либо непреодолимых препятствий не просматривается, тогда как для механической добычи такие препятствия налицо – экологические ограничения, снижение рентабельности с глубиной и сложность комплексного извлечения.

Многие разведанные сульфидные месторождения Азербайджана по своим запасам не столь велики, чтобы привлечь серьезное внимание инвесторов. В то же время, как правило, в пространственной близости от них располагается множество однотипных (или близких по типу) мелких рудных месторождений и проявлений, которые в совокупности составляют рудную провинцию. Метод ISL позволяет рассматривать их как единое рудное поле и эксплуатировать одновременно.

В качестве такого примера можно показать Гядабейскую группу медно-сульфидных месторождений и проявлений, для которой могут быть применены те же критерии и те же подходы. Тем более, что на Гядабейском месторождении имеются свежепробуренные разведочные скважины, которые могут быть использованы при проведении натурных исследований. С целью одновременной эксплуатации всех близко расположенных рудных объектов с успехом может быть применена технологическая схема ISL, связывающая их с единым технологическим центром (рис.5). Приведенная схема является чисто гипотетической и требует детальной проработки с точки зрения применимости метода ISL для каждого конкретного месторождения и проявления.

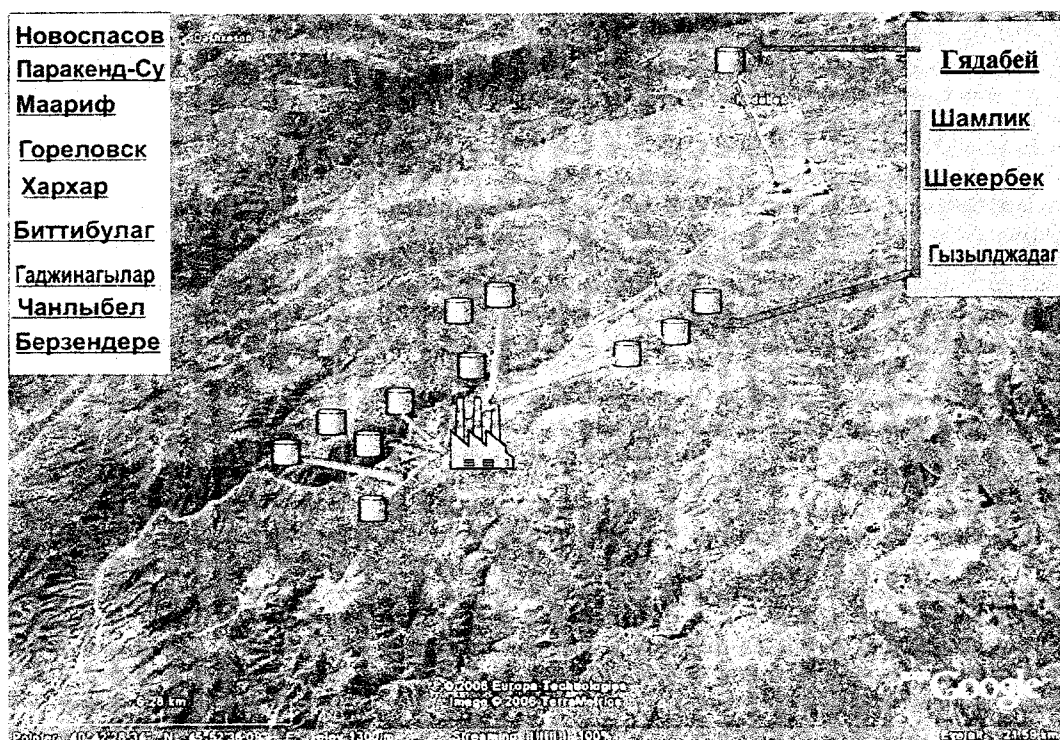


Рис. 5. На космический снимок Гядабейского района нанесена обобщенная схема возможного применения ISL для некоторых близкорасположенных медно-сульфидных месторождений и проявлений.

Комплексное извлечение металлов. Хотя в настоящее время известно множество работ и практических примеров успешного применения ISL, все они, как правило, ориентированы на селективное извлечение только определенного элемента. Но для большинства сульфидных руд мира, в том числе и Азербайджана, характерна многометальность, поэтому для нас приемлемы только те геотехнологические схемы, которые обеспечивали бы комплексное извлечение металлов. При этом, если принять во внимание неповторимую геолого-минералого-геохимическую специфику каждого отдельного месторождения, то в каждом случае, сохраняя общие принципы выпелачивания, придется разрабатывать подходящую для этого месторождения свою геотехнологическую схему. Эта и есть та, можно сказать, единственная плата, которой стоит пожертвовать ради сохранения экосистемы и получения высокой рентабельности.

Тут надо отметить следующие моменты. Комплексное извлечение металлов не только экономически целесообразно, поскольку все они имеют высокую рыночную стоимость, но и является вынужденной мерой, ибо, как было указано выше, остающиеся под землей в свободном состоянии тяжелые металлы в долгосрочной перспективе представляют экологическую угрозу.

Весьма привлекательным является и то обстоятельство, что принцип подземного выщелачивания предполагает многократную циркуляцию одного и того же раствора через рудную толщу, с промежуточной разгрузкой на поверхности основных рудных элементов раствора. При этом, наряду с основными металлами, при каждом цикле в раствор будут переходить, хоть и в небольших количествах, также некоторые редкие элементы, которые вначале в количественном отношении не будут представлять никакого интереса. Однако в процессе многократного цикла их содержание в растворе будет постепенно нарастать и может периодически достигать вполне рентабельного уровня, что также является существенным вкладом в экономичность процесса.

Технология подземного выщелачивания относится к той категории задач, которые не могут быть типовыми или универсальными, поскольку каждое месторождение отличается индивидуальностью и неповторимыми геолого-геохимическими и прочими свойствами. Поэтому для каждого конкретного месторождения предварительно требуется выполнить определенный круг исследовательских и опытных задач, которые позволят определить не только технологические условия и режимы добычи, но и получить нужные параметры для последующего составления регламента и технико-экономического обоснования эксплуатации данного месторождения. Именно отсутствие такого обоснованного материала не позволяет недропользователю воспользоваться столь эффективной, дешевой и безвредной для окружающей среды технологией подземного выщелачивания.

Резюмируя вышесказанное, можно сделать следующий вывод:

Анализ мировой литературы и патентных публикаций по технологии подземного выщелачивания свидетельствует об интенсивном развитии этого высокоэффективного направления. А если учесть все возрастающие требования к охране окружающей среды, истощенность близповерхностных месторождений и все более ужесточающиеся экономические условия, то нет сомнений, что технология подземной добычи металлов в скором времени станет доминирующей, а во многих случаях даже безальтернативной.

В связи с этим предлагается в рамках научных организаций Азербайджана начать масштабные исследования по освоению научных и практических принципов геотехнологий подземной добычи химических элементов, для чего необходимо:

- 1) С использованием известных критериев и с учетом специфики наших месторождений рассмотреть возможность и целесообразность применимости этой геотехнологии для каждого конкретного месторождения Азербайджана, чтобы уяснить потенциальные масштабы ее применимости и пути более рационального использования недр.

- 2) Ориентировать эти исследования на комплексность извлечения как можно большего числа ценных элементов и на разработку более совершенных геотехнологических схем добычи, с особым акцентом на сохранность экологической среды.

ЛИТЕРАТУРА

- АХМЕДОВ М.М., ГЕЙДАРОВ А.А., ШАДЛИНСКАЯ Г.В., ЭФЕНДИЕВА С.Г. 1999. Исследование процесса окислительного выщелачивания пирротинизированной Филлизчайской руды в присутствии диоксида серы. Химическая промышленность, 5, 26-26.
- КАЛАБИН А. И. 1969. Добыча полезных ископаемых подземным выщелачиванием. М.
- КУРБАНОВ Н.К. 1982. Основные этапы формирования медно-полиметаллических месторождений и их соотношение со стадиями эволюции альпийской терригенной геосинклинали Большого Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, вып.168.
- KYAZIMOV R.A. 1998. An autoclave technology for massive sulfide base metal ore treatment. Ores and Metals, 5, Moscow, 59-64.

СОВРЕМЕННЫЕ ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ МОДЕЛИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ФОРМАТЕ 3D И ПРОБЛЕМЫ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НЕДР

Н.М.Заири

ЗАО Северсталь-ресурс, Москва

Впервые идея создания моделей рудных месторождений была выдвинута академиком М.М.Кашкаем и профессором М.Д.Заири в 1968 г. при обсуждении плана работы над моей диссертационной работой. В качестве основы моделирования предполагалось использовать данные изотопно-геохимических исследований, результаты которых должны были быть положены на кондиционную геолого-структурную основу. В те времена речь шла о Фелизчайской группе месторождений колчеданно-полиметаллического ряда, где столкнулись две генетические трактовки процесса рудогенеза – гидротермально-метасоматическая (академик М.М. Кашкай и аспирант Н.М.Заири) и осадочно-диагенетическая (профессор М.Д.Заири и Д.Д.Мазанов). Считалось, что именно изотопно-геохимический подход к моделированию (реконструкции) процессов рудообразования позволит ответить на эти крайне важные для практической геологии вопросы. Все остальные исследователи, изучавшие в последующие годы эту группу месторождений южного склона Б.Кавказа, занимались комбинированием этих двух процессов – теория гидротермально-осадочного рудогенеза. Уже в конце 70-ых годов XX столетия на примерах руд колчеданно-полиметаллических месторождений о.Куба, Алтай и Забайкалья, прошедших различные по степени метаморфические преобразования, автору удалось создать изотопно-геохимическую и физико-химическую модели гидротермально-осадочного рудообразования, но, к сожалению, показать данную принципиальную модель субмаринного рудообразования моим учителям – академику М.А. Кашкаю и М.Д. Заири уже не было суждено. Самое интересное было и то, что еще в конце 60-ых годов академик М.А.Кашкай предупредил меня – «создаваемые тобой модели будут (как это принято сейчас называть в формате 2D) плоскими. Но настанет время, когда и ты сможешь в объеме, со всех сторон осмотреть моделируемое рудное тело и в этих условиях найти способ не только для генетического трактования объекта, но и для наиболее рационального извлечения руды». В те времена я зачарованно слушал эти слова профессора (от любил, когда его так называли), но не мог себе представить, на сколько десятков лет вперед смотрел этот великий ученый и достойный человек. И ко дню его 100-летия и в его память я написал эту статью о возможностях компьютерного моделирования в формате 3D в части практического недропользования.

Анализ используемых современных технологий планирования горных работ, базирующихся на программных продуктах типа Mine Scarpе (фирмы Mincom), Gemcom (фирмы Gemcom International) и др., показывает наличие

острых противоречий между понятиями «рациональное недропользование» и «экологическая нагрузка», с одной стороны, и интересами недропользователя – с другой.

Кратко остановимся на основных этапах планирования горнодобычных работ, проводимых на создаваемых в формате 3D геологических моделях месторождений, и возникающих при этом у недропользователя проблемах.

Основные этапы планирования горных работ представлены в табл.1. Внедряемые геоинформационные системы, как это видно из табл.1, определяют возможность оперативного изменения плана добычных работ и соответственно контура горных выработок в зависимости от кратко- и среднесрочного изменения конъюнктуры рынка. В этом случае дизайн контуров горных выработок не может определяться утвержденными в 60-80-ые годы XX в. параметрами кондиций на минеральное сырье, т.к. главным параметром становится контур развития экономически целесообразных на данный момент запасов. Как правило, определенная балансовая и забалансовая ценность запасов на месторождениях, выставляемых на аукцион, основана на кондициях, рассчитанных и утвержденных в период 60-80-ых годов XX в. и основанных на данных ГРП 50-70-ых годов. Логично было бы ожидать, что до проведения аукционов, госорганы в сфере недропользования должны были бы провести ревизию заявляемых запасов и переоценку ресурсной базы объекта на основе рыночного подхода и обоснования современных кондиций. Иными словами, привлекательность сырьевой базы месторождений для инвестирования должна быть определена в вариантах ТЭО кондиций, с обоснованием оптимальной стартовой цены объекта.

Таблица 1

В планировании горных работ выделяется три главных этапа:

- **геологическая изученность объекта**
основа всего планирования, от степени детальности которого зависят дальнейшее
- **перспективное планирование и проектирование**
Геолого-экономическая оценка и оптимизация конечных контуров карьера
Составление ТЭО кондиций со стоимостной оценкой минерального сырья в недрах
Подсчет запасов с обоснованием промышленных категорий
Технический Проект на отработку месторождения
Корректировка ТЭО кондиций при изменении конъюнктуры рынка
- **краткосрочное планирование**
Календарное планирование развития горных работ
Планирование производства, в том числе БВР, добыча и отгрузка руды, вскрышные работы и т.д.

Внедряемые на горнодобывающих предприятиях ЗАО «Северсталь-ресурс» геоинформационные технологии позволяют создавать горно-геологические модели объекта, начиная от геологоразведочного этапа (табл.2) и до подачи сырья на технологический передел (табл.3) и в зависимости от ценовой политики рынка оперативно изменять конфигурацию разработки месторождения с целью максимального извлечения минерального сырья, экономически целесообразного на данный момент планирования – краткосрочное годовое планирование направлений горных работ.

Таблица 2

Основные направления применения геоинформационных технологий

- ☒ Геологоразведочные работы
- ☒ Моделирование геологических объектов и Подсчет запасов
- ☒ Проектирование открытых и подземных горных работ
- ☒ Планирование развития рудников и Календарное планирование
- ☒ Сопровождение Добычных Работ
- ☒ Природоохранные исследования
- ☒ Использование и передача рудничной информации

Таблица 3

Этапы геологоразведочного процесса

- ☒ Оценка перспективности площади по региональным геохимическим и геофизическим критериям
- ☒ Ревизия и переинтерпретация имеющейся комплексной информации по объекту – выявление параметров для оценки ресурсов
 - ☐ Получение лицензии на проведение геологоразведочных работ
- ☒ Постановка и проведение геологоразведочных работ – стадии поисково-оценочная и детальная
- ☒ Моделирование месторождений и оценка запасов
 - ☐ Экспертиза запасов и постановка на Государственный баланс
 - ☐ Получение лицензии на разработку месторождения

При этом под геологоразведочным процессом на действующих добычных объектах понимается совокупность опережающего комплексного геологического доизучения месторождения с целью геолого-экономической оптимизации фронта добычных работ, краткосрочное планирование, с одной стороны, а с другой – глубоких горизонтов и флангов (перспективное пла-

нирование). Данный этап имеет важное значение для обоснования достоверности заявленных запасов, определения закономерностей их локализации в геологическом пространстве и последующего создания качественной горно-геологической модели месторождения. Процесс моделирования и оценка достоверности запасов требует соблюдения комплекса работ, последовательность которых представлена в табл.4. Учитывая важность данного этапа для повышения достоверности планирования горных работ, рассмотрим в краткой форме каждый из этапов моделирования:

Таблица 4

Моделирование месторождений и оценка запасов

Подготовка геологической информации по данным геолого-разведочных работ и эксплуатационной разведки и ее оцифровка

• Создание Баз Данных и статистический анализ геологической информации

• Геостатистическая обработка информации

• Создание каркасных моделей

• Блочное моделирование

• Оценка запасов минерального сырья с обоснованием промышленных категорий

Создание и пополнение базы данных и статистический анализ геологической информации определяется полнотой и качеством работ как на стадиях геологоразведочного процесса, так и последующими опережающими добычу работами, включающими и результаты эксплоразведки. В данном аспекте показательным является опыт работ по геологическому доизучению проводимых на руднике Табазимби в ЮАР (Kumba resources), на котором выполняется значительный объем (до 10 тыс. п/м) буровых и аналитических работ – при годовой добыче железной руды в объеме 2,4 млн.т, анализируются на основные элементы, определяющие качество руды, 2,6 тыс. проб (!). В то же время на данном этапе, основываясь на густоте разведочных скважин и поинтервальных данных содержания Fe (%) в рудных интервалах и, например, геоструктурном каркасе месторождения, определяются направления эксплуатационной разведки и геологического доизучения рудных зон (рис.1).



Рис.1.

Очевидно, что на основе данных детального доизучения месторождения отстраиваются достоверные разрезы по профилям и проводится оконтуривание различных по значимости и технологическим свойствам рудные тела, т.е. производится их композитирование и интерпретация (рис.2).

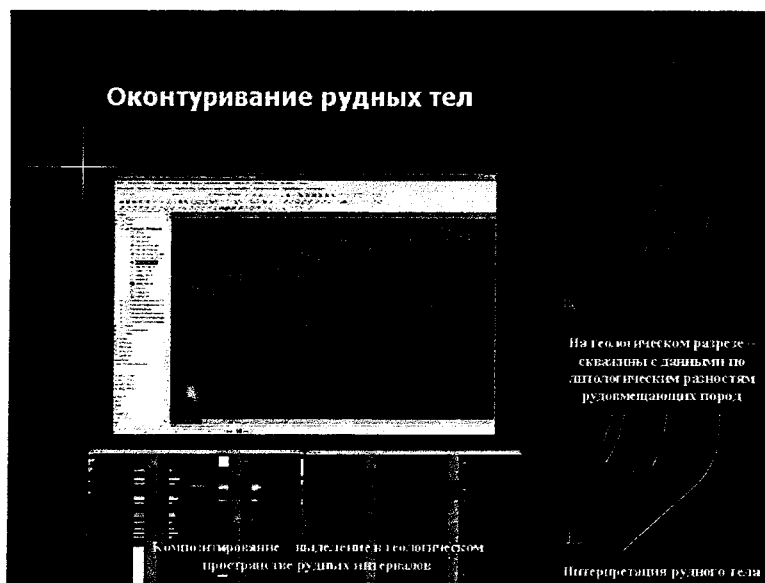


Рис. 2

Оценка достоверности выделенных рудных тел в плоскости горизонта различными методами

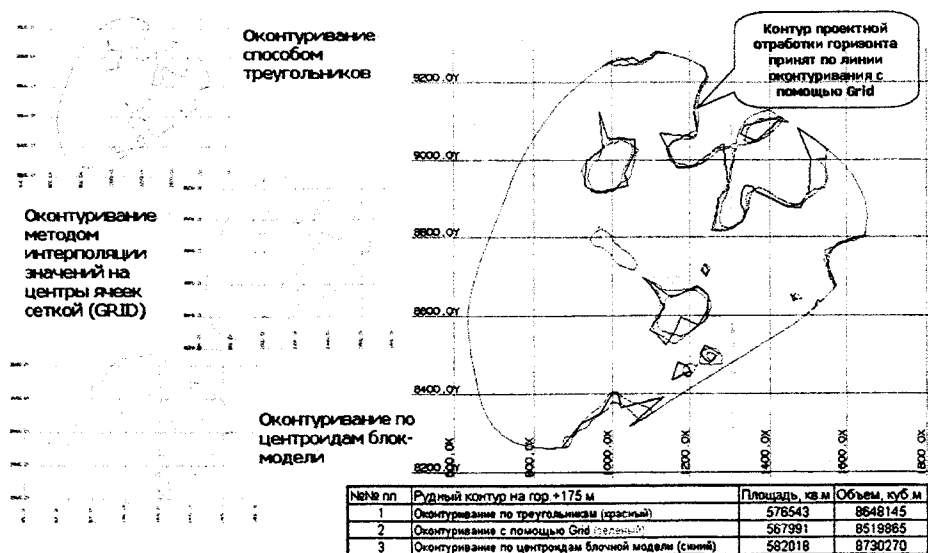


Рис. 3.

Достоверность выделенной совокупности рудных тел – рудные зоны в плоскости горизонта производится методом аналогового сравнения различными способами. На рис.3 представлены результаты проведенной на одном из железорудных карьеров ЗАО «Северсталь-ресурс» оценки достоверности контуров рудных тел в зоне на базе трех независимых методов. Полученные результаты свидетельствуют о высокой степени сходимости проектных контуров, что и предопределяет достоверность выделенных запасов для последующего дизайна добычных выработок.

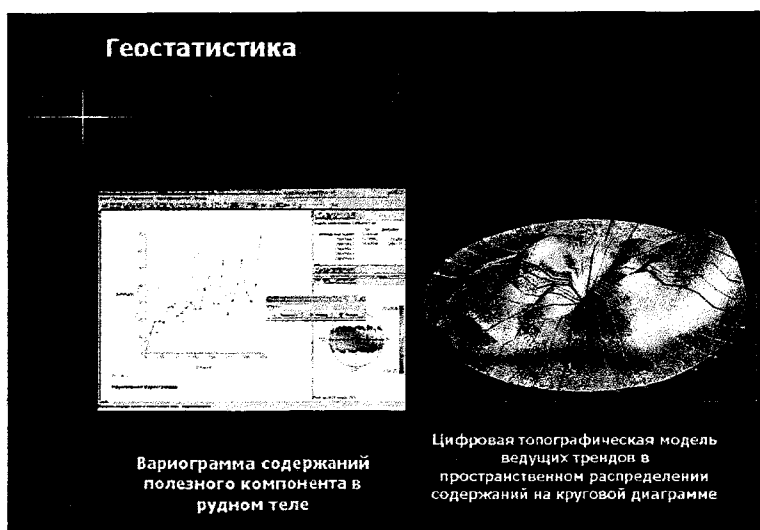


Рис. 3.

Важное значение при геологическом моделировании месторождений имеет геостатистическая обработка первичных данных, характеризующих флуктуации в содержаниях и распределение типоморфных для объекта химических элементов в геологическом пространстве. На рис. 4 приведены варианты геостатистической обработки геохимических данных: слева – ранее используемая двумерная вариографическая методика, а справа – трехмерная цифровая топографическая модель, на которой, исходя из особенностей рельефа, дается представление о пространственном распределении ведущих трендов, интенсивность которых характеризует содержание искомого параметра.



Рис. 4

Далее, суммированные результаты являются фактологической основой создаваемой каркасной модели зоны оруденения в целом (рис.5). Именно на данном этапе происходит разбраковка отдельных частей рудной зоны на перспективные и неперспективные по заданному параметру. В случае с моделируемым месторождением был заложен качественный параметр исследуемой зоны – содержание S (в %). Используемый программный продукт выделил и оконтурил со стороны висячего бока отдельное рудное тело, в котором содержание $S \geq 0,8\%$ (см. рис.5). По данному параметру, при бортовом содержании $Fe_{\text{магн.}} = 17\%$, рудное тело оказалось не «технологичным», так как после переработки добытой из нее руды содержание серы в конечном продукте будет значительно превышать требуемый металлургами норматив. Но запасы данного рудного тела учтены в госбалансе, что обязывает недропользователя отрабатывать их и складировать в спецотвалы, увеличивая экологическую нагрузку на ОС. Для недропользователя это дополнительные расходы как за спецотвал, так и за воздействие на ОС.



Рис. 5.

Определяющее значение для рационального использования недр в рыночных условиях играет параметр бортового содержания. Очевидно, что при низких ценах на сырье экономически целесообразна выемка руды в контурах высоких бортовых содержаний, а при высоких – наоборот; иными словами, недропользователь должен иметь возможность оперативно реагировать на меняющуюся рыночную конъюнктуру; в случае ее изменения в сторону понижения оперативно корректировать заложенные в подсчет запасов кондиции. Учитывая процедуру подготовки и прохождения корректирующих параметров через соответствующие госорганы, переутверждение кондиций и пересчет запасов занимает, как правило, срок до 1 года.

Связано это с тем, что конфигурация рудной зоны в этом случае резко изменится и созданная т.н. «геометаллургическая» модель объекта будет иметь иную конфигурацию. Для создания подобной модели, в основу которой положена геолого-экономическая оценка рудной зоны (или угольного пласта), она отрисовывается по блокам, которые оконтуриваются по технологическим параметрам (рис.6). В случае краткосрочного или долгосрочного планирования горных работ на выемку т.н. «экономически целесообразных» на данный момент запасов, контуры рудной зоны резко отличаются от описанных по параметрам кондиций (см. рис. 5 и 6).

На рис.7 приведен пример краткосрочного (до 1 года) моделирования горных работ на уступе, где цветами выделены различные по геолого-экономическому «весу» рудные блоки. Исходя из этого, и планируется ежемесячно-поквартальная выемка рудной массы, основанная на фактической или прогнозной оценке ценовой конъюнктуры.



Рис. 6

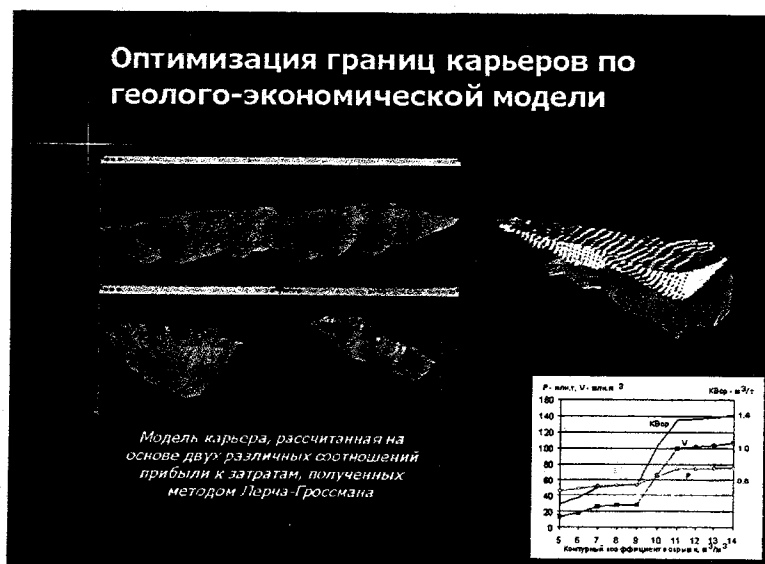


Рис. 7.

Исходя из этого, производится оптимизация границ карьера, в пределах которых в зависимости от экономически выгодных для планируемого периода параметра $K_{вск.}$ или необходимости разноски бортов карьера отрисовываются оптимальные контуры (рис. 8).

Как видно из рис. 8, на период перспективного планирования, с учетом возможности добычи богатых полезных руд в центральной части месторождения, оптимизирован контур с $K_{вск.}=1,9 \text{ м}^3/\text{т}$. В соответствии с этим и проектируется дизайн карьера, в котором северный блок практически не разрабатывается (рис.9).



Рис. 8.

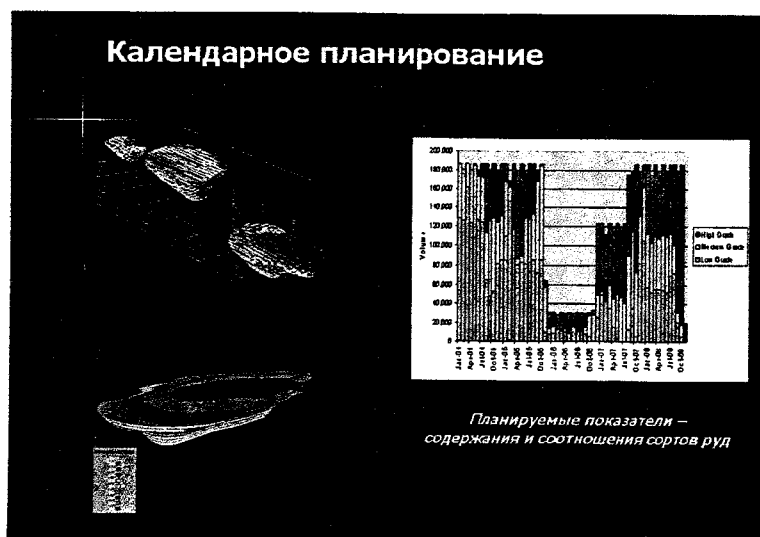


Рис. 9.

В целом же, варианты долгосрочного планирования месторождения показаны на рис.10, а реальная картина его разработки показывает необходимость отработки объекта не как единого образования, а тремя независимыми горными выработками (см. рис.10).

В ином случае необходима выемка и складирование из межрудного пространства слабооборуденных и т.н. «пустых» пород, по объему сопоставимых с кондиционными рудами.

Аналогичная ситуация складывается и на угольных месторождениях, когда из-за таких параметров кондиции, как мощность пласта и соответственно зольности до 40%, отработка пласта оказалась технологически невыгодной. Однако, исходя из существующих нормативных документов, отра-

ботку пласта необходимо проводить по кондициям – минимальная мощность пласта простого и сложного строения $\geq 0,7$ м и максимальная зольность угля (A^c), с учетом 100% участия в засорении внутрипластовых породных прослоев – 40%. В этом случае, как видно из рис.11, необходимо производить выемку «засоренного» угля на площади в 2 раза больше, чем по «экономически целесообразным» параметрам. В качестве таковых можно принять минимальную мощность пласта 1,3 м, при $A^c \leq 20$ %. Как видно из табл.5, объемы экономически выгодных запасов значительно сокращаются, соответственно сокращаются и объемы выемки слабоугленосных пород, и уменьшается техногенная нагрузка на окружающую среду. Но в этом случае перед недропользователем возникает проблема сверхнормативных потерь.



Рис. 10.

Таблица 5

Изменение объемов запасов кат. А+В+С₁ при переходе к рациональным параметрам отработки угольных пластов на примере шахтных полей ЗАО «СеверСталь-Ресурс»

Шахтное поле, пласт	Мощность угольных пачек пласта от-до ср.	Зольность пласта в принятых кондициях, % от-до ср.	Балансовые запасы, тыс.т.			Примечание	
			Зольность				
			Min мощность, м				
			? 0,7	? 1,0	? 1,3		
1	P2	<u>0,50-2,30</u> 0,95	<u>10,0-35,0</u> 20,8	<u>903</u> 35,0	<u>668</u> 20,8	<u>402</u> 10,2	Потери – 675 тыс.т
	P1	<u>0,80-1,79</u> 1,28	<u>7,0-33,5</u> 14,8	<u>267</u> 33,5	<u>267</u> 20,8	<u>93</u> 7,5	
2	B3	<u>1,95-3,50</u> 2,75	<u>11,8-19,1</u> 14,4	<u>227</u> 19,1	<u>227</u> 14,4	<u>227</u> 12,6	Потери – 56 тыс.т
	B2	<u>1,09-2,45</u> 1,73	<u>14,2-24,1</u> 16,9	<u>108</u> 24,1	<u>108</u> 17,1	<u>108</u> 12,6	
	B1	<u>0,90-1,45</u> 1,18	<u>7,8-18,2</u> 11,4	<u>158,0</u> 18,2	<u>102,0</u> 12,4		

На рис.12 приведены сравнительные данные запасов, стоящих на госбалансе, с запасами, подсчитанными по эксплуатационным кондициям, на одном из планируемых к аукциону угольных месторождений Воркутинского угольного района.

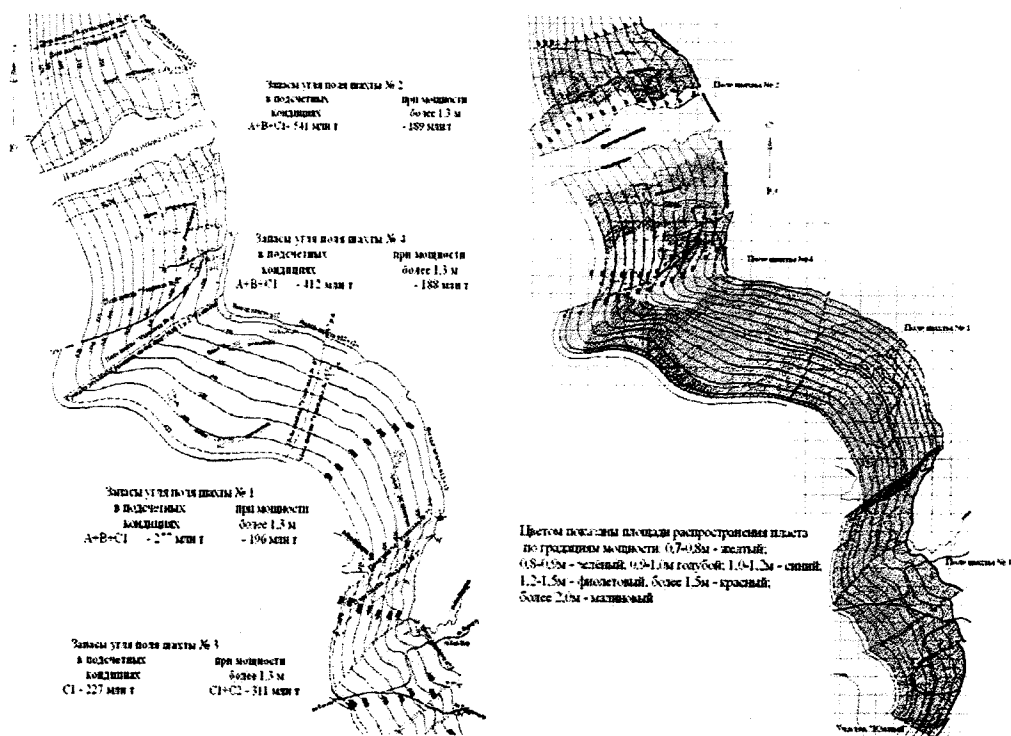


Рис. 11.

Как видно, запасы угля в подсчетных кондициях (по мощности пласта) составляют в целом 1457,0 млн.т, а при экономически целесообразных (мощность пласта $\geq 1,3$ м) – 884,0 млн.т. Иными словами, 573,0 млн.т угля частично будут складироваться в терриконниках и частично – после обогащения отойдут в хвостохранилище. Так или иначе, наносимый при этом ущерб окружающей среде не будет компенсироваться никакими налогами (экологические или за «сверхнормативные потери» и т.д.).

В то же время без пересчета запасов по параметрам современных экономически целесообразных кондиций на аукцион будут выставляться не 884 млн.т, а 1457,0 млн.т, что приведет к расчету завышенной стартовой цены за объект. В этом случае перед инвесторами встанет вопрос – есть ли необходимость платить ничем не обоснованную цену за выставленный на аукцион объект, на котором цена более 500 млн.т угля является необоснованной.

Таким образом, использование современных технологий планирования и проектирования горных работ требует пересмотра законодательных актов в области недропользования и охраны недр. Они должны быть гибкими и привлекательными как для государства, так и для недропользователя.

В завершение необходимо отметить, что в течение 2006 г. совместно со специалистами австралийской фирмы Mincom (dr.G.Moos, N.Godunov, R.Walecki a.a) и Управления геологии и экологии ЗАО Северсталь-ресурс (др. Н.Маршак, В. Старожилов) на основе программного продукта Minescape нами разрабатываются принципиально новые подходы к использованию горно-геологического моделирования применительно к углеводородному сырью в части контроля качества добываемого продукта и регулирования процесса стратегического планирования близкоодновременного завершения разработки месторождений. Очевидно, что решение этих проблем и внедрение результатов в период 2007–2008 гг. позволит недропользователям, с одной стороны, повысить цену на добываемое сырье на фоне снижения себестоимости за счет рациональной добычи высококачественного продукта, с другой – оптимизировать полноту использования добычной и транспортной техники и соответственно сократить многомиллионные затраты на их ремонт, приобретение, что неизбежно при постепенном затухании добычного процесса.

ОСОБЕННОСТИ РУДНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ГЕТЕРОГЕННЫХ И КОНВЕРГЕНТНЫХ РЯДОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Н.К.Курбанов

ЦНИГРИ

117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корпус 1

Курбанов Н.К. Особенности рудно-энергетических систем гетерогенных и конвергентных рядов месторождений благородных и цветных металлов. Формирование месторождений благородных и цветных металлов рассмотренных рудноформационных семейств фанерозоя и верхнего докембрия связано с тремя рудно-энергетическими системами: экзогенно-эндогенной, плутоногенной и вулканогенной. Формирование конвергентного ряда полигенно-полихронных месторождений экзогенно-эндогенной рудно-энергетической системы определяется процессами регенерации и ремобилизации цветных металлов и золота из более ранних гетерогенных рудных скоплений. Энергетическое обеспечение процессов регенерации связано преимущественно с эндогенными факторами, в т.ч. с участием гранитоидного магматизма. При усилении его влияния на поздних стадиях регенерации происходит наложение плутоногенно-гидротермальной модели на более гетерогенное оруделение, связанное с процессами элизионно-катагенического, вулканогенно-осадочного или метаморфогенно-метасоматического рудообразования. В результате месторождения экзогенно-эндогенной и плутоногенной систем могут образовывать более обширный и единый конвергентный ряд.

Kurbanov N.K. Special features of the ore-energetic systems of heterogenetic and convergent series of precious and non-ferrous metals deposits. Formation of the precious and non-ferrous metals deposits within observed ore-formational families of the Upper Precambrian and Phanerozoic is connected with the three ore-energetic systems: exogene-endogenic, plutonogenic and volcanogenic. The formation of convergent series of the poligenic-polichronic deposits of exogenic-endogenic ore-energetic is defined by the processes of regeneration and remobilization of non-ferrous metals and gold from the earlier heterogenetic ore accumulations. Energetic supply of regeneration processes is mainly connected with endogenetic factors including granitoid magmatism. During late regeneration stages under strengthening of magmatism effect the plutonogenic-hydrothermal model is superimposed onto more heterogeneous mineralization connected with the processes of elisional-katagenetic, volcanogenic-sedimentary or metamorphogenic-metasomatic ore-formation. As a result, the exogenetic-endogenic and plutonogenic system's deposits may form more enormous and a single convergent series.

Qurbanov N.Q. Nəcib və əlvan metal yataqlarının geterogen və konvergent sıralarının filizenergetik sistemlərinin xüsusiyyətləri. Fanerezoy və yuxarı kembriyədək dövrün filiz formasiyalarına mənsub nəcib və əlvan metal yataqlarının əmələgəlməsi ekzogen-endogen, plutogen və vulkanogen kimi üç filiz-energetik sistemlə əlaqədardır. Ekzogen-endogen filiz-energetik sisteminin polingen-polixron yataqlarının konvergent sırasının formalaşması daha erkən geterogen filiz toplanmalarından əlvan metalların və qızılın regenerasiya və remobilizasiyası prosesləri ilə müəyyən olunur. Regenerasiya proseslərinin energetik təminatı əksərən endogen faktorlarla, o cümlədən proseslərdə qranitoid maqmatizminin iştirakı ilə əlaqədar baş verir. Regenerasiyanın son mərhələsində qranitoid maqmatizminin təsiri gücləndikcə plutogen-hidrotermal modelin elizion-katagenik, vulkanogen-çökmə, yaxud metamorfoqen-metasomatik filizmələgəlmə prosesləri ilə əlaqədar daha geterogen filizləşmənin üzərinə gəlməsi baş verir. Nəticədə ekzogen-endogen və plutogen sistemlərin yataqları daha geniş və vahid konvergent sıra yarada bilər.

Современный уровень изученности металлогении золота и полиметаллов колчеданных семейств в различных провинциях мира ставит перед исследователями задачу перехода от многофакторного геолого-генетического моделирования отдельных типов месторождений и формаций к синтезу данных, полученных путем реконструкции рудно-энергетических систем, определяющих особенности их формирования.

Выявляется соответствие различных моделей рудообразования стадиям эволюции рудно-энергетической системы и условиям ее становления в различных типах провинций, устанавливаются предполагаемые источники рудного вещества, условия транзита и механизм рудоотложения, признаки участия в рудообразовании экзогенных и эндогенных процессов.

Предлагаемые в данной статье построения базируются в основном на материалах многолетних исследований геологов ЦНИГРИ по изучению золоторудных месторождений, рудных полей, районов и провинций территории бывшего СССР. Последние разработки по моделированию месторождений цветных и благородных металлов и по принципам систематики золоторудных и полиметаллических месторождений (Кривцов и др., 1995; Курбанов, 1987; Фогельман и др., 1995) во многом явились опорными для предпринятого автором развития затронутых в них проблем (Курбанов, 1987, 1992). В первую очередь, эта преемственность касается установления соответствия групп месторождений, продуцируемых единой рудно-энергетической системой, такой классификационной единице, как гетерогенные рудноформационные типы, или семейства золоторудных и колчеданных медно-полиметаллических формаций. Не менее важны разработки, касающиеся значения процессов их регенерации в формировании конвергентного ряда месторождений (Кривцов и др., 1995; Курбанов, 1987, Курбанов, 1992), которые заключаются в ремобилизации золота, меди, свинца и цинка из вмещающих пород и более ранних гетерогенных рудных скоплений под влиянием более поздних энергетических импульсов. Наконец, принципиально новым является предложенное разрешение проблемы энергетического обеспечения элизионно-катагенетического рудообразования с обоснованием возможности протекания этого процесса без участия эндогенных факторов (Фогельман и др., 1995; Холодов, 1982).

В процессе геотектонического развития провинций с указанными типами месторождений и смены эндогенных режимов земной коры выделены три рудно-энергетические системы: экзогенно-эндогенная, плутоногенная и вулканогенная.

Экзогенно-эндогенная система охватывает в своем становлении наиболее широкий интервал развития складчатых поясов, начиная с заложения геосинклинальных, остаточных и доорогенных прогибов, в которых происходило накопление руд цветных металлов и золота в толщах углеродисто-терригенных и вулканогенно-осадочных формаций. Этот ранний этап эволюции описываемой системы характеризуют пять модельных обстановок «первичного», гетерогенного рудонакопления (Курбанов, 1987, Курбанов, 1992): вулканогенно-гидротермальный, вулканогенно-осадочный (рециклинговый), инфильтрационный (ролловый), осадочно-гидротермальный и осадочный, обусловленный экзоген-

ным процессом накопления хемогенных и кластогенных образований сульфидов Au, Ag, Pb, Cu и Zn в терригенных осадках локальных впадин с застойным (восстановительным) режимом водообмена (рис. 1). Первые две модельные обстановки непосредственно связаны с поствулканическими гидротермальными флюидами преимущественно субщелочных базальтоидов, отражая более ранний синвулканический и поздний поствулканический рециклинговый режимы стратиформного рудонакопления. Экзогенно-эпигенетическая (инфильтрационная) модель накопления руд в терригенных толщах позднеинклинальных и посторогенных остаточных прогибов непосредственно связана с размывом стратиформных залежей цветных и благородных металлов из сопредельных конседиментационных поднятий подобно процессу роллообразования, хорошо изученному на инфильтрационных месторождениях урана (Батулин и др., 1980; Кривцов и др., 1995; Курбанов, 1987).

Последующие регенерации и ремобилизация золота и цветных металлов, первичное гетерогенное рудонакопление с образованием конвергентного ряда эпигенетических промышленных концентраций связаны с проявлением преимущественно эндогенных энергетических импульсов, каковыми могут являться: глубинный диапиризм с мантийными «плюмами» и щелочно-базит-гипербазитовый магматизм, палингенное гранитообразование, внедрение малых интрузий и даек, регионально- и динамометаморфизм, проявления направленного прогрессивного метаморфизма, вызывающие формирование длительно действующих термокупольных (термостатирующих) структур. Однако нередко в силу специфики рудовмещающей среды начало процесса регенерации связано с элизионно-катагенетическими преобразованиями, отличающимися широкими вариациями $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов (от +24 до -31,7 ‰) и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (от -25,3 до -28 ‰).

Элизионно-катагенетическая модель регенерационного золото-сульфидного и колчеданно-медно-полиметаллического рудообразования наиболее характерна для амагматичных остаточных и орогенетических наложенных (рамповых) впадин. Согласно этой модели, экзогенные факторы определяют не только конседиментационное накопление рассеянных руд в терригенных комплексах (осадочная модель), но и последующее их переотложение с образованием промышленных концентраций (рис. 1). В этом случае энергетическое обеспечение регенерации может осуществляться практически без участия каких-либо эндогенных факторов за счет парадиффузионного (файлоационного) массопереноса металлов в закрытой системе под литогеохимические барьеры (Кривцов и др., 1995) или/и развития в глинистых толщах элизионных бассейнов бескорневой «автономной» (Криллова, 1963) складчатости, возникающей при увеличении объема глинистых слоев в результате гидрослюдизации монтмориллонита (Криллова, 1963; Курбанов, 1987; Холодов, 1982). Этот процесс сопровождается выделением воды и кремнекислоты, что приводит к формированию метаморфогенных кварцевых жил («альпийского» типа) и переотложению в них рассеянного оруденения, выщелоченного образовавшимися кремнекислыми растворами из вмещающих пород или из скоплений вкрапленного золото-сульфидного и колчеданно-медно-полиметаллического оруденения стратифицированных «рудоносных горизонтов».

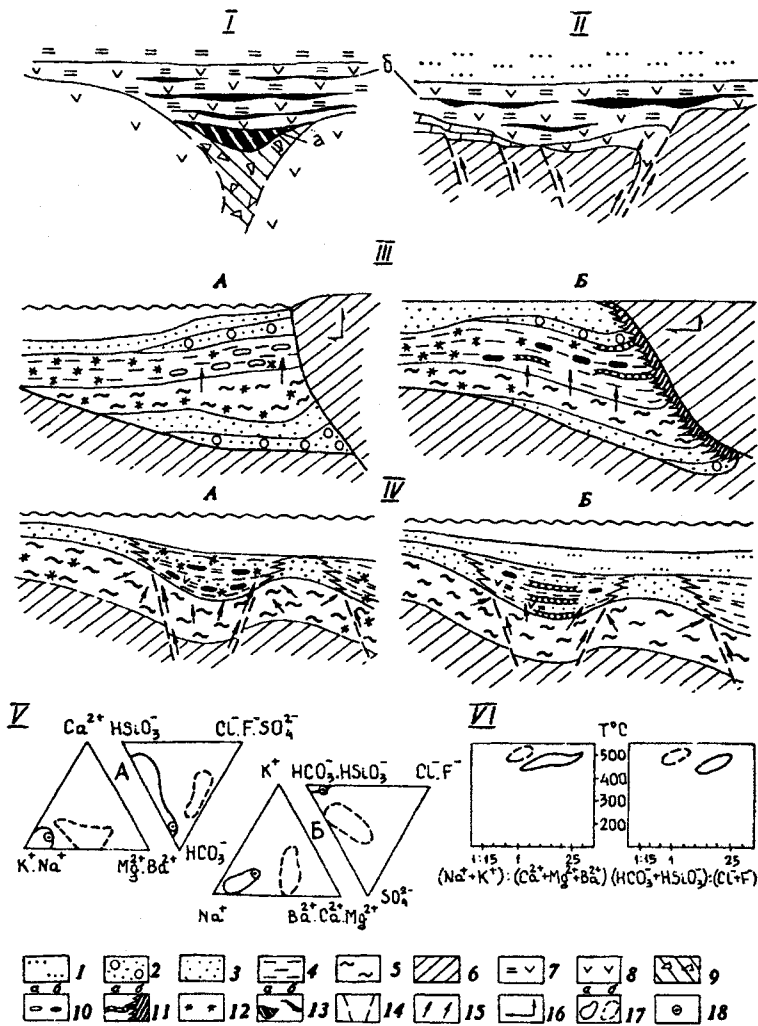


Рис. 1. Модели сингенетического накопления золото-сульфидных руд:

I — вулканогенно(эксгалиционно)-осадочного рециклингового накопления золото-сульфидных (*а*) и медноколчеданных (*б*) руд (месторождения Карамурун, Миндяк и др.); *II* — гидротермально-осадочного накопления прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд; *III* — осадочного накопления сгустково-вкрапленных конкреционных золото-сульфидных руд в орогенных рамповых впадинах (Бакырчикское месторождение): *A* — подэтап диагенетической миграции (массопереноса) золото-сульфидных скоплений в благоприятные толщи под литолого-геохимическим барьером, *B* — то же, элизионно-катагенетический подэтап; *IV* — осадочного накопления сгустково-вкрапленных и конкреционных золото-сульфидных руд в локальных впадинах континентального подножья геосинклинального бассейна: *A* и *B* то же, что в *III* (месторождения Мурунтау, Косманачи, Сухой Лог, Майское и др.); *V* — химический состав растворов газовой-жидких включений: *A* — для месторождений *III* и *IV* моделей, *B* — *I* и *II* моделей; *VI* — зависимость отношения щелочных и щелочноземельных элементов, анионов слабых и сильных кислот от температуры в рудную стадию минерализации; 1 — надрудный терригенный комплекс; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — углистые алевролиты и аргиллиты; 5 — подстилающий углистый терригенный комплекс; 6 — комплекс пород основания; 7 — вулканомиктовые рудовмещающие отложения; 8 — лавовые фации базальтов в рудовмещающем комплексе; 9 — прожилково-вкрапленное оруденение в эруптивных брекчиях подводящего канала; 10 — конкреции (*a* — сидеритовые, *б* — слабо золотоносные пиритовые); 11 — золотоносные сульфиды (сгустково-вкрапленные) (*a* — послойные, *б* — под экраном); 12 — золотоносная сульфидная вкрапленность;

13 — руды (а — массивные медноколчеданные, б — золото-сульфидные прожилково-вкрапленные); 14 — синвулканические и конседиментационные разломы; 15 — пути миграции металлоносных растворов; 16 — вектор движения мобильного блока; 17 — области составов для объектов (а — III и IV моделей, б — I и II моделей); 18 — состав океанической воды

В целом основное содержание понятия о регенерационном конвергентном рудообразовании и ремобилизации рудообразующих элементов при метаморфогенно-метасоматическом и плутоногенно-метаморфическом (термокупольном) (рис.2) преобразовании черносланцевых толщ с сингенетичным оруденением продуктов всех моделей раннего этапа (рис. 1) заключается в высвобождении воды, кремнекислоты, серы и мышьяка, образовании CO_2 и миграции основных компонентов вместе с растворенными сопутствующими элементами в порово-трещинные системы. При этом степень сохранности первичных руд в конвергентном ряду во многом определялась типом (моделью) гетерогенных руд и масштабами их регенерации (табл. 1)

Плутоногенная рудно-энергетическая система формируется в условиях сводово-глыбового тектогенеза в орогенных структурах преимущественно эвгеосинклинальных подвижных поясов, а также в зрелую стадию тектоно-магматической активизации с развитием гранитоидного магматизма на базитовом субстрате. Продуцируемые этой системой полиметаллические и золото-рудные формации — серно-медно-колчеданная, колчеданно-полиметаллическая, золото-полисульфидно-кварцевая, золото-скарновая и золото-порфировая проявляются в весьма близкой геологической обстановке. Для них издавна (начиная с Эммонса) принимается плутоногенно-гидротермальная модель (рис. 3), подразумевающая генетические или парагенетические связи мезотермального оруденения с продуктивными интрузивными комплексами. Геологическая специфика сравнительно мало изученного золото-порфирового оруденения заключается в том, что подобно медно-порфировой формации рудная минерализация проявляется здесь непосредственно в интрузивах, будучи сближенной во времени с позднемагматической стадией их становления. Формирующиеся при этом золотоносные метасоматиты кварц-калишпатового или кварц-серицит-альбитового (березитового) состава являются продуктами автосоматоза. Присутствие в рудах пневматолитовых минералов (турмалина, датолита) приближает данную модель к пневмогидротермальной. Это сближает между собой месторождения экзогенно-эндогенной и плутоногенной систем, выстраивая их как бы в единый конвергентный ряд. В начало этого ряда помещены золотоносные колчеданные залежи (Курбанов, 1987), связанные с конседиментационным вулканизмом, а также содержащие золото скопления глобулярного осадочно-диагенетического пирита. В конце ряда с усилением регенерационного воздействия плутонических процессов месторождения приобретают характерные черты плутоногенно-гидротермального оруденения, нередко сохраняя при этом реликты первичной экзогенной минерализации (рис. 2).

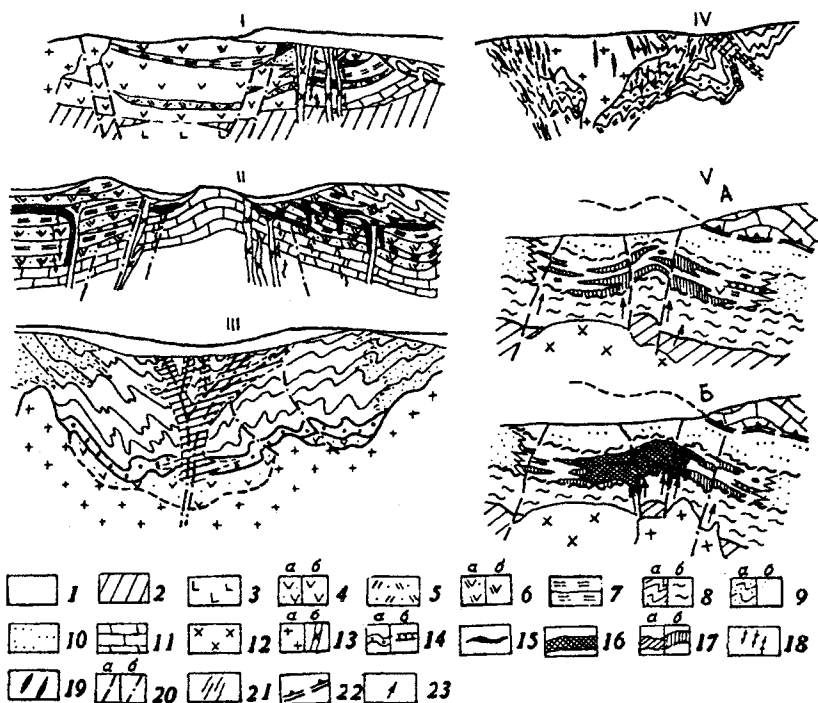


Рис. 2. Модели типовых обстановок формирования полихронных золоторудных и золото-серебряных и колчеданно-медно-полиметаллических месторождений в углеродисто-вулканогенно-терригенных комплексах:

I – стратиформные массивные медноколчеданные и прожилково-вкрапленные золото-сульфидные месторождения рифтогенных и позднегеосинклинальных субшелочных базальтоидов (месторождения Карамурун, Миндек, Муртыкты и др.); *II* – стратиформные прожилково-вкрапленные золото-сульфидные месторождения на склонах конседиментационных поднятий остаточных вулканогенно-флишевых прогибов (месторождения Кокпатас, Олимпиада и др.); *III* – гидротермально-метаморфогенные прожилково-вкрапленные золото-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые месторождения в синформах провисов кровли гранитоидных плутонов мезогеосинклинальных зон (месторождения Даугыз, Высоковольное, Сухой Лог, Майское и др.); *IV* – плутоногенно-метаморфогенные жильно-штокверковые и жильные золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые месторождения в эндо- и экзоконтактных частях гранитоидных интрузий (месторождения Зармитан, Сермич, Биран и др.); *V* – плутоногенно-метаморфогенные полосчато-метасоматические (*A*) и жильно-мегаштокверковые (*B*) залежи месторождений подэкранных (перекрытых надвигами) позиций в ядрах инверсионных надтермокупольных складчатых структур, возникших на месте локальной терригенной впадины с застойным режимом водообмена (месторождения Мурунтауского рудного поля); 1 – четвертичные отложения; 2 – дислоцированный фундамент; 3 – базитовая кора; 4 – вулканы натриевой серии толеитовых базальтов (*a* – туфы, лавы, вулканомикты, *b* – потоки лав); 5 – фтаниты толеитовых базальтов; 6 – вулканы субшелочных базальтов флишевых прогибов мезогеосинклиналей (*a* – туфы, лавы, вулканомикты, *b* – субвулканические «корни», потоки лав и туфы); 7 – отложения карбонатно-терригенного флиша; отложения терригенно-флишевой формации; 8 – тонкоритмичные, 9 – груборитмичные; 10 – песчаные отложения надрудного комплекса; 11 – карбонатные отложения; 12 – адамитовый комплекс; 13 – гранодиоритовый комплекс (*a* – интрузии, *b* – дайки); 4 – сгустково-вкрапленные горизонты золотоносных сульфидов; 15 – пластовые залежи массивных колчеданных руд; 16 – жильно-прожилково-вкрапленные руды (в т.ч. золото-кварцевые штокверки); 17 – прожилково-вкрапленные руды; 18 – колонна прожилковых золото-сульфидно-кварцевых руд; 19 – стержневые жилы золото-кварцевых руд; 20 – рудоконтролирующие разломы (*a* – конседиментационные, *b* – позднего заложения); 21 – стволые секторы зон смятия; 22 – надвиговые разломы фронтальных зон аллохтонных чешуйчатых покровов; 23 – пути миграции рудоносных растворов

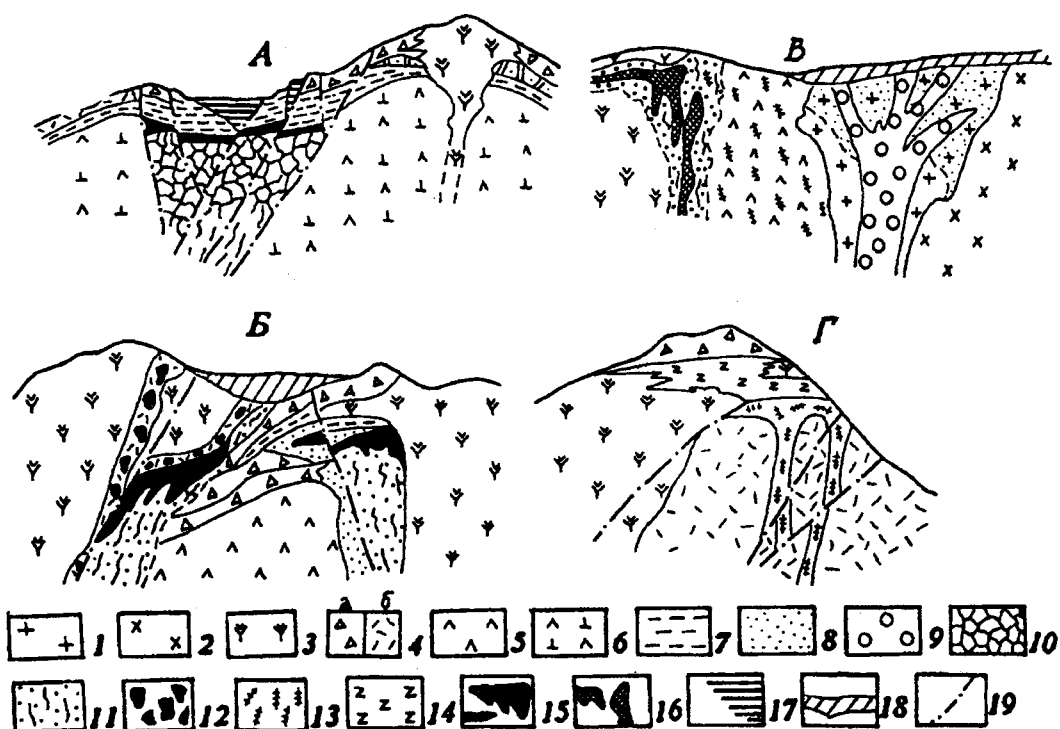


Рис. 3. Типовые модели обстановок локализации конвергентных вулканогенных золотых и золото-серебряных месторождений, комбинированных с золото-колчеданно-полиметаллическими месторождениями:

А – золотоносные сольфатарные фумарольные кварциты в кальдере проведения (Малый Кавказ, Курама); Б – золотоносные кварц-серицитовые метасоматиты в межвулканокупольной позиции (Малый Кавказ); В – поля золотоносных вторичных кварцитов над медно-порфировой позицией (Малый Кавказ, Камчатка); Г – близповерхностные золотоносные кварц-адуляр-серицитовые метасоматиты над барит-полиметаллическими секущими зонами (Малый Кавказ, Курама, Северный Кавказ): 1 – гранодиорит-порфиры; 2 – платограниты; 3 – риолитовые, дацитовые вулканокупола; 4 – крупно- (а) и мелкообломочные (б) туфы, игнимбриты, риолиты; 5 – андезиты и андезитодациты; 6 – эродированная вулканическая постройка андезитодацитов; 7 – вулканомиктовые фации обрушения кальдеры проседания; 8 – рассеянная золото-полиметаллическая вкрапленность в кварц-серицитовых метасоматитах; 9 – халькопирит-пирит-магнетитовая вкрапленность медно-порфировой системы; 10 – эксплозивные брекчии, сцементированные медно-полиметаллическими сульфидами; 11 – прожилково-вкрапленные медно-полиметаллические руды; 12 – обломковидные золото-медно-полиметаллические руды эруптивных брекчий; 13 – золото-барий-полиметаллические прожилковые руды; 14 – золотоносные кварц-адуляр-серицитовые метасоматиты; 15 – массивные золото-медноколчеданные руды; 16 – массивные золото-колчеданно-полиметаллические руды; 17 – сольфатарно-фуморольные золотоносные кварциты; 18 – синвулканические золотоносные вторичные кварциты; 19 – рудоносные и рудораспределяющие синвулканические разломы

Таблица 1

Физико-химические и геохимические параметры гетерогенных («первичных»), регенерированных и поздних гидротермальных золотых руд месторождений Кызылкумской провинции Южного Тянь-Шаня (Мурунтау, Даугыз, Амантай и др.) и Кумторского рудного поля Центрального Тянь-Шаня

Зоны рудоотложения и состав руд	Физико-химические и геохимические параметры транзита, «первичного» рудоотложения и регенерированных руд; элементарный состав руд в г/т	Возраст элизионного катагенеза, рудорегенерирующих и рудоносных интрузий, метасоматитов по данным Rb – Sr изохронного датирования, млн. лет
Отложения удаленно-регенерированных (за пределами терригенных толщ и свит) и поздних гидротермально- жильных золото-сульфидно-кварцевых, золото-серебро-полисульфидно-кварцевых руд	$\delta^{34}\text{S}_{\text{сульф}} + 6,2 \dots -2,2 \text{ ‰}$ $\delta^{34}\text{S}_{\text{флюид}} + 2,4 \text{ ‰}$ $T 170\text{—}350 \text{ }^\circ\text{C}$ $Eh -0,748 \text{ мВ}; \text{pH } 7,2$ $\text{CO}_2/\text{CH}_4 67,6$	Гранитоиды рудоносные 280–260; низко- (170–200 °С) и среднетемпературные (250–300 °С) метасоматиты и золото-серебро-кварц-полисульфидная, золото-серебро-адуляр-кварцевая ассоциация 219–231
Отложения под структурно-геохимическим барьером регенерированных руд in situ (в пределах рудоносных толщ или свит); золото-сульфидные, кварц-(карбонат)-золото-сульфидные и золото-кварцевые	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} + 7,3 \Sigma \dots 13,5 \text{ ‰};$ $\delta^{34}\text{S}_{\text{сульф}} + 6 \dots -14 \text{ ‰}$ $T 200\text{—}350 \text{ }^\circ\text{C}; \text{pH}_{\text{ср}} 7,5;$ $Eh 0,715 \text{ мВ } \text{CO}_2/\text{CH}_4 80;$ $\text{Au}(\text{HS})_2 \approx 25\text{—}60\% \text{ и}$ $\text{AuCl} \approx 75\%$	Рудогенерирующие адамелиты и гранодиорит-граниты 290–295; высоко(320–350 °С) и средне-температурные (250–300 °С) метасоматиты и золото-сульфидная (с карбонатом), золото-сульфидно-кварцевая и золото-кварцевая ассоциации 280–290; 235–270
Транзитная регенерации гетерогенных («первичных» стратиформных) золото-сульфидных руд	$\text{Fe}(750) \rightarrow \text{Mn}(700) \rightarrow$ $\text{Zn}(500) \rightarrow \text{Cu}(280) \rightarrow$ $\text{Pb}(150) \rightarrow \text{As}(40) \rightarrow \text{Sb}(35)$ $\rightarrow \text{Ag}(15) \rightarrow \text{Au}(0,9\text{—}0,05)$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} + 5,5 \pm 1,5 \text{ ‰};$ $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma_s} + 5 \pm 1 \text{ ‰}$ $T 250\text{—}350 \text{ }^\circ\text{C}; \text{pH}_{\text{ср}} 7,3;$ $\text{Au}(\text{HS})_2 \approx 70 \text{ ‰} \text{ и } \text{AuCl} \approx 30\%$	Элизионно-катагенетические преобразования (массоперенос) «первичных» золото-сульфидных руд и вмещающих пород (переход монториллонита в гидрослюдь, затем в серицит; новообразования биотита и др.) 414 (S ₃) и 507,5 (C ₂)
Накопления стратиформных гетерогенных («первичных» осадочных, гидротермально-осадочных и др.) золото-сульфидных руд (пиритовых, арсенопиритовых, пирит-арсенопиритовых с карбонатами и силициолитами) в рудоносных горизонтах, толщах и свитах терригенных комплексов	$\text{Fe}(850) \rightarrow \text{Mn}(800) \rightarrow$ $\text{Zn}(500) \rightarrow \text{Cu}(320) \rightarrow$ $\text{Pb}(250) \rightarrow \text{As}(45) \rightarrow \text{Sb}(39)$ $\rightarrow \text{Ag}(20) \rightarrow \text{Au}(2\text{—}0,5)$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} + 3,5 \pm 1,5 \text{ ‰};$ $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma_s} + 3,5 \dots -21,5 \text{ ‰}$ $T 20\text{—}80 \text{ }^\circ\text{C}; P (1 \dots 50) 10^2 \text{ кПа}$ $Eh \text{ от } + 250 \text{ до } - 300 \text{ мВ}$ $\text{pH}_{\text{ср}} 7,1; \text{CO}_2/\text{CH}_4 112; \text{NH}_4 \text{ и}$ $\text{H}_2\text{S} \text{ (газовая фаза)}$	Рудоносный базальтоидный субщелочной вулканизм и рудовмещающие терригенно-флишеидные и карбонатно-терригенно-флишевые комплексы формаций с моласкоидами и олистостромами: в Узылкусской провинции два этапа – ордовикско-силурийский и среднекаменноугольный; на Кумторском – кембрийский

Вулканогенная рудно-энергетическая система производит близповерхностные месторождения как колчеданного семейства и полиметаллов, так и золотого и золото-серебряного формационных типов, формирующихся в позднюю стадию тектоно-магматической активизации в субэаральных вулканоплутонических поясах энсиматических и энсиалических островных дуг и в зонах континентальных рифтов. В качестве доминирующей здесь выступает эксплозивно-водородная модель (рис.4, II), включающая элементы рециклинга. Глубинные (мантийные) источники рудного вещества контрастируют с близповерхностным уровнем рудоотложения, приуроченным к зоне циркуляции вадозных вод палеоартезианских бассейнов, при смешении рудоносных флюидов с холодными метеорными водами, когда происходит массовое отложение рудного вещества с образованием богатых (бонанцевых) руд. Этот, по-существу, водородный механизм рудоотложения сочетается со значительным участием в нем закрытых эксплозий. Эксплозивно-инъекционные брекчии и туффизиты, слагающие трубки взрыва или дайкообразные тела и силлы, нередко сами являются золотыми (Кочбулак, Кришпл-Крик) или серебряными (Дукат) рудами, а на других объектах (Тасеевка, Ара-Иля) они имеют предрудный или внутрирудный возраст (Фогельман, 1969).

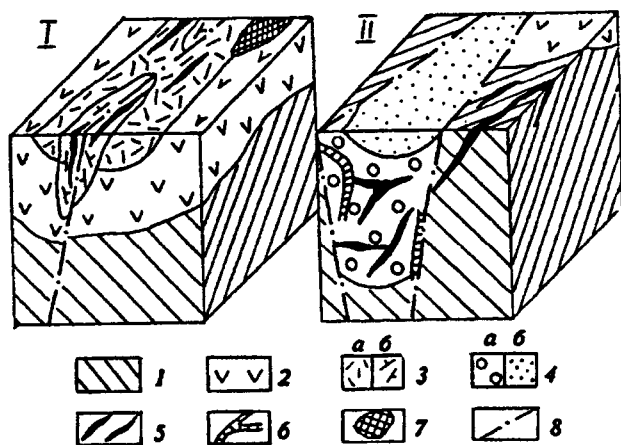


Рис. 4. Вулканогенно-гидротермальная (I) и эксплозивно-гидроденная (II) модели главных типов золоторудных полей:

I – складчатые комплексы основания; 2 – вулканические покровы; 3 – осадочно-вулканогенные толщи: а – вулканотектонических депрессий, б – субвулканические тела; 4 – континентальная моласса: а – рудо-вмещающая толща, б – надрудная (экранирующая) толща; 5 – жилы и

жильные зоны золото-адуляр-кварцевой формации; б – внутрирудные эксплозивные брекчии и туффизиты; 7 – экструзивные аппараты и массивы вторичных кварцитов с оруденением золото-кварц-гидрослюдистой формации; 8 – разломы

Особое положение занимает эксгальционно-осадочная полиметаллическая и эксгальционно-сульфатарная золото-серебряная модели (Фогельман, 1969), формирующие месторождения типа стратиформных колчеданных руд и золотоносных вторичных кварцитов, аргиллизитов или кварц-адуляровых метасоматитов, выделяемых в золото-кварц-гидрослюдистую формацию (рис. 3). Для них характерна связь рудоносных эманаций не с глубинными вулканическими очагами, а, напротив, с близповерхностными экструзивными и эксплозивными аппаратами (Курбанов, 1987; Фогельман и др., 1995). Эти модели наиболее широко представлены в энсиалических островных дугах (Ма-

лый Кавказ, Камчатка), где их представители образуют конвергентные ряды с золотоносными колчеданно-полиметаллическими и медно-порфировыми месторождениями (рис. 3).

Переходя к характеристике различных типов золотоносных провинций и свойственных им гетерогенных и конвергентных рядов месторождений, связанных с различными рудно-энергетическими системами, необходимо оговориться, что это описание включает только районы развития фанерозойского и позднепротерозойского золотого оруденения.

Орогенные области эвгеосинклиналей являются главной ареной развития плутоногенной рудно-энергетической системы, продуцирующей оруденение полиметалльно-золотого формационного семейства. По геохимическому профилю, определяющему их общую металлогеническую специализацию, а также минерально-геохимическому составу золоторудных месторождений, рассматриваемые провинции подразделяются на два типа: фемический и сиало-фемический.

Фемический тип включает такие традиционные районы рудной золотодобычи, как Средний и Южный Урал, которые являются типичными представителями подвижных поясов, заложившихся на океанической коре. Для них характерно широкое развитие ультраосновного магматизма и сопутствующих ему магматогенных месторождений платины, хрома, никеля. Большое промышленное значение имеют золотосодержащие медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, связанные с инициальным базальтоидным вулканизмом. Золоторудная минерализация, развивающаяся в условиях халькофильно-сидерофильной металлогенической специализации, имеет «сквозное» распространение, формируясь на всех стадиях геотектонического развития. Наиболее же продуктивные золоторудные месторождения, представленные золото-полисульфидно-кварцевой формацией, образуются на орогенном этапе в связи с формированием палингенных интрузий адамеллит-плагиогранитной формации, их сложных дайковых серий и малых интрузий пестрого состава (Березовско-Кочкарский тип).

Сиало-фемический тип представлен вторичными геосинклиналями Алтае-Саянского и Северо-Казахстанского эпикратонных подвижных поясов, развивавшихся на редуцированной и базифицированной континентальной коре. Промышленное золотое оруденение Алтае-Саянской провинции представлено золото-полисульфидно-кварцевыми (Берикуль, Центральный, Коммунар, Балахчин и др.) и золото-скарновыми (Синюхинское, Натальевское) месторождениями, связанными с формацией «пестрых батолитов» (по Ю.А.Кузнецову). В Северо-Казахстанской провинции позднегеосинклиналиный магматизм завершился в ордовике образованием батолитов тоналит-гранодиоритовой формации, которым сопутствуют мелкие золото-скарновые месторождения. Под воздействием предорогенных малых интрузий эссексит-диоритового состава, выделенных еще в 1940 г. Ю.А.Билибиным в золотоносный степнякский комплекс, это золото было вовлечено в рудообразование, что привело к формированию высокопродуктивных жильных и пгтокверковых месторождений золото-полисульфидно-кварцевой формации (Степняк, Бестюбе, Джеламбет и др.).

Особое положение в рассматриваемом конвергентном ряду занимает позднеорогенное золото-порфировое оруденение Васильковского мегашток-верка. Оно является уникальным представителем золоторудной минерализации, формировавшейся на раннемагматической (точнее, на домагматической) стадии становления рудогенерирующей гранитоидной формации Кокчетавского срединного массива (Фогельман и др., 1995).

Параллельно с плутоногенными месторождениями формируются и месторождения, связанные с экзогенно-эндогенной рудноэнергетической системой. Они приурочены к остаточным миогеосинклинальным прогибам (рис. 2, I, II), выполненным существенно углеродистыми терригенно-карбонатными и вулканогенно-терригенными формациями (золото-арсенопиритовое оруденение Воронцовского месторождения на Урале). По наличию джаспероидов и присутствию в поздних минеральных ассоциациях реальгара, аурипигмента и киновари это оруденение сближается с Карлинским типом в США. В том же ряду, по-видимому, стоят Светлинское и Кумакское месторождения Урала (рис. 2, I).

Фемический тип наиболее ярко представлен Западно-Калбинской провинцией Иртыш-Зайсанского подвижного пояса (Восточный Казахстан), в котором ведущим является оруденение золото-мышьяковисто-сульфидной формации (месторождения Миялы). Терригенные отложения верхнего палеозоя на юге Казахстана, в которых заключены наиболее продуктивные так называемые крупнообъемные месторождения, отличающиеся более низкими средними содержаниями (3,5 – 5 г/т), но большими запасами (от 100 – 150 т до 1000 – 1500 т и более) – Бакырчикское и Васильевское, представлены высокоуглеродистыми флишоидно-молассоидными и молассовыми толщами, выполняющими наложенные элизионные впадины рампового типа (см. рис. 1, III, А, Б). На этих месторождениях регенерационное рудообразование начиналось под воздействием элизионно-катагенетических процессов, и они в связи с закрытым характером бассейнов формировались в рамповых впадинах.

Фемически-сиалический тип (рис. 1, 2) золотоносных провинций с крупнообъемным оруденением золото-углеродистого семейства в терригенных комплексах изучен на примере Центрально-Кызылкумской провинции Южного Тянь-Шаня. Металлогения золота этого региона характеризуется наиболее полным развитием конвергентного ряда месторождений от синседиментационных и экзогенно-эпигенетических до метаморфогенно-гидротермальных, образующихся с наложением процессов плутоногенно-гидротермального рудообразования. Автором в соавторстве с П.Г.Кучеревским (Курбанов, 1987, 1992; Фогельман и др., 1995) впервые была разработана вулканогенно-осадочная модель формирования крупнообъемного оруденения золото-мышьяковисто-сульфидного типа, подтверждающаяся выявлением на Кокплатасском рудном поле рудокластов, что характерно, как известно, для эксгальционно-осадочных руд месторождений цветных металлов колчеданного семейства.

Так же как в юго-западном Казахстане, рудоносные терригенные толщи Кызылкумов залегают на глубоко переработанной континентальной коре по-

груженного срединного массива. Они подстилаются зеленокаменно-карбонатно-терригенной тасказганской свитой верхнего докембрия, которая, возможно, также являлась донорной формацией для золото-сульфидного оруденения, сконцентрированного главным образом в рудоносной углеродисто-терригенно-флишоидной формации (бесапанская свита). Складчатые структуры терригенного этапа осложнены пологими надвигами, межформационными зонами смятия и будинажа, отличающимися большими масштабами пластического течения. Повышенная золотоносность этих «тектонизированных» зон также могла служить одним из источников золотого оруденения.

В процессе ремобилизации происходило переотложение рассеянного золота из всего разреза вулканогенно-терригенных толщ на верхние уровни (рис. 1, IV, А, Б) и его концентрация *in situ* под литолого-структурным и геохимическим барьерами, каковыми на территории всей провинции являлась перекрывающая рудоносную формацию экранирующая карбонатная толща (рис. 2, V, А, Б). Роль гранитоидного магматизма проявилась в Кызыл-Кумах в основном в воздействии термостатирующих тепловых потоков, с которыми связано формирование в терригенных комплексах термокупольных структур (рис. 2, V, Б), послужившее одним из главных факторов регенерационного рудообразования (Курбанов, 1992).

Сопоставляя особенности Кызылкумской Узбекистана и Западно-Калбинской Казахстана провинций, необходимо отметить, что в качестве возможного первичного источника рассеянной золотоносности, а также важнейшего энергетического импульса, приводящего к процессам регенерации, выступает развитая в обеих провинциях своеобразная щелочно-базит-гипербазитовая вулканоплутоническая формация, рассматриваемая И.Н.Томсоном и В.А.Селиверстовым (1992) как характерное проявление впервые выделяемого тектонического режима предорогенной («базитовой») активизации. Разнообразие типов крупнообъемных золоторудных месторождений, а также общую уникальную продуктивность Кызылкумской провинции можно объяснить именно совмещением в ее пределах процессов предорогенной «базальтовой» и орогенной «гранитоидной» активизаций. На многих рудных полях metabазиты выступают в качестве золотопродуктивной (донорной) геологической формации. Наличие в рудах Мурунтау промышленных содержаний платины — прямое свидетельство участия в рудообразовании производных базит-гипербазитового магматизма. С гранитоидами же связаны поздние продуктивные на золото минеральные ассоциации, представленные сульфидами полиметаллов, сульфосолями и минералами вольфрама, висмута и серебра, что сближает оруденение с плутоногенной золотополисульфидно-кварцевой формацией.

Сиалический тип (рис. 2, III, V) золотоносных провинций с оруденением экзогенно-эндогенной рудно-энергетической системы представлен амагматичными перикратонными терригенными прогибами, заложившимися на слабопереработанной континентальной коре, и погруженными срединными массивами с платформенным фундаментом, перекрытым складчатым терригенным чехлом. В этих провинциях (Енисейская, Ленская, Яно-Кольмская, Чукотская,

Амурская и др.) широко развита россыпная золотоносность. Источники питания россыпей – рассредоточенные на больших площадях убого-сульфидные, метаморфогенные кварцевые жилы с крупным золотом. Наряду с регенерационно переработанными золото-мышьяковисто-сульфидными (Олимпиада, Майское и др.) и золото-сульфидно-кварцевыми (Сухой Лог, Неждановское и др.) месторождениями, формировавшимися в том же режиме, что и аналогичные месторождения Кызылкумской провинции, известны глубоко регенерированные метаморфогенно-гидротермальные месторождения типа жильных зон и мегаштокверков (Советское и Эльдorado на Енисее, Каральвеем на Чукотке, Наталкинское в Якутии), представленные продуктами малосульфидной золото-кварцевой формации.

В целом характеристика основных геологических обстановок, в которых конвергентный ряд золотого оруденения связан с экзогенно-эндогенной рудно-энергетической системой, с достаточной очевидностью показывает тяготение оруденения золото-мышьяковисто-сульфидной формации к провинциям фемического типа с сидерофильной металлогенической специализацией, а золото-кварцевой – к сиалическим провинциям с литофильной специализацией.

Области тектоно-магматической активизации (ТМА), субаэральных вулканоплутонических поясов (ВПП) и энциалических островных дуг вторичных эвгеосинклиналей как золотоносные и полиметаллические провинции имеют некоторые общие черты. В этих эндогенных режимах, свойственных крупным блокам континентальной коры, которые развиваются в условиях орогенного сводово-глыбового тектогенеза (с приматом восходящих движений), действуют две рудноэнергетические системы: плутоногенная и вулканогенная.

Плутоногенно-гидротермальная модель, представленная золото-полисульфидно-кварцевой формацией, формируется в зрелую стадию сводообразования в условиях интенсивного развития на мегасводах гранитоидного магматизма, сопровождаемого малыми интрузиями и дайками пестрого состава на древнем базальтоидном субстрате (Чечем-Урухско-Дигорский ВПП Кабардино-Балкарии и Осетии на Бол. Кавказе, Сомхето-Кафанская и Аджаро-Триалетская зоны Малого Кавказа). В качестве еще одного характерного генотипа выступает и так называемый Дарасунский тип, развитый в Дарасуно-Могочинской глыбовой зоне области мезозойской активизации Восточного Забайкалья, где этому оруденению сопутствуют месторождения медно-порфировой формации.

Вулканогенная рудно-энергетическая система развивается как в энциалических островных дугах и субаэральных ВПП (Кураминский ВПП в Узбекистане и упомянутый выше Чечем-Урухско-Дигорский ВПП), так и на поздней стадии активизации – стадии распада сводовых поднятий и формирования континентальных рифтовых систем, на фоне затухания наземного вулканизма (золото-серебряное оруденение Охотско-Чукотского пояса).

В энциалической Сомхето-Кафанской островодужной зоне Малокавказской провинции и в Понтидах (Турция) конвергентный ряд месторождений (рис. 3), формируясь в центростремительном (на вулканоплутонических сводовых поднятиях) и центробежном (в депрессиях) режимах, начинается с син-

вулканических золото-колчеданно-полиметаллических месторождений, сменяющихся формированием эксгальционно-сульфатарных золотоносных вторичных кварцитов (в кальдерах проседания) и затем золото-серебряных и вулканогенно-гидротермальных месторождений (месторождения Давид-Гореджи, Гоша и др.), которые формируются совместно с золото-медно-порфировым оруденением (Карадаг, Хар-Хар, Техут и др.). В области мезозойской активизации Восточного Забайкалья на поздней (деструктивной) стадии сводовые поднятия были рассечены рифтовой системой грабенообразных конседиментационных впадин, выполненных континентальными отложениями нижнего мела. К одной из таких впадин приурочены близповерхностные месторождения Балейско-Тасеевского рудного узла, представленные жилами и штокверками золото-адуляр-кварцевой формации (Фогельман, 1969) (рис.3, Б, В).

С точки зрения автора, из вышеизложенного следует сделать следующие выводы:

1. Формирование месторождений благородных и цветных металлов рассмотренных рудноформационных семейств фанерозоя и верхнего докембрия связано с тремя рудно-энергетическими системами: экзогенно-эндогенной, плутоногенной и вулканогенной. Каждой системе свойственны свои конвергентные ряды месторождений, формирующиеся в различных типах золотоносных и медно-полиметаллических провинций в результате смены в пространстве и во времени геолого-генетических моделей гетерогенного рудообразования, существующего различным экзогенным и эндогенным режимам развития земной коры.

2. Формирование конвергентного ряда полигенно-полихронных месторождений экзогенно-эндогенной рудно-энергетической системы определяется процессами регенерации и ремобилизации цветных металлов и золота из более ранних гетерогенных рудных скоплений, реликты которых сохраняются на месторождениях в зависимости от интенсивности переотложения, являясь важным поисковым критерием. Регенерационное рудообразование может осуществляться *in situ* – в пределах рудоносной формации или с переотложением в верхние структурные ярусы (по Шнейдерхену), с образованием секущих рудных тел.

3. Энергетическое обеспечение процессов регенерации связано преимущественно с эндогенными факторами, в т.ч. с участием гранитоидного магматизма. При усилении его влияния на поздних стадиях регенерации происходит наложение плутоногенно-гидротермальной модели на более гетерогенное оруденение, связанное с процессами элизионно-катагенетического, вулканогенно-осадочного или метаморфогенно-метасоматического рудообразования. В результате месторождения экзогенно-эндогенной и плутоногенной систем могут образовывать более обширный и единый конвергентный ряд.

ЛИТЕРАТУРА

- БАТУЛИН С.Г., ГРУШЕВОЙ Г.В. и др. 1980. Гидрогенные месторождения урана (основы теории образования). Атомиздат, М.
- БУРЯК В.А. 1982. Генетическая модель метаморфогенно-гидротермального оруденения. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. Новосибирск, 132-138.
- КИРИЛЛОВА Н.В. 1963. Увеличение объема горных пород – одна из причин тектонических деформаций. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1, 93-101.
- КОНСТАНТИНОВ М.М., КОСОВЕЦ Г.Н. и др. 1988. Факторы локализации стратиформенного золото-кварцевого оруденения. Геология рудных месторождений, 5, 59-69.
- КРИВЦОВ А.И., КОНСТАНТИНОВ М.М., КУЗНЕЦОВ В.В. и др. 1995. Система моделей месторождений благородных и цветных металлов. Отечественная геология, 3, 11-31.
- КУРБАНОВ Н.К. 1987. Особенности формирования экзогенно-эндогенных месторождений благородных металлов в углеродисто-терригенных комплексах. Тр. ЦНИГРИ, 219, 8-12.
- КУРБАНОВ Н.К. 1992. Проблемы генезиса регенерированных золотосульфидных месторождений в терригенных комплексах подвижных поясов земной коры. Докл. Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. 8-й симпозиум МАГРМ. Оттава.
- КУРБАНОВ Н.К., ЧЕКВАИДЗЕ В.Б., ИСАКОВИЧ И.З. Прогнозно-поисковая модель сопряжения полигенно-полихронных месторождений цветных и благородных металлов конвергентного ряда.
- ПРОЦЕНКО В.Ф., ПЕТРОВ С.Ю., ИБРАГИМОВ Г.Г. 1989. Динамика и термика метаморфогенно-метасоматического минералообразования в черносланцевых толщах (на примере Мурунтау Узб. ССР). ФАН, Ташкент.
- ТОМСОН И.Н., СЕЛИВЕРСТОВ В.Д. 1992. Магматизм и металлогения предороженного тектонического режима подвижных поясов и кратонов. Геология рудных месторождений, 3, 3-17.
- ФОГЕЛЬМАН Н.А. 1969. Рудоносные эксплозивные брекчии криптовулканических аппаратов. ДАН СССР, 188, 6, 34-35.
- ФОГЕЛЬМАН Н.А., КОНСТАНТИНОВ М.М., КУРБАНОВ Н.К. 1995. Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков. Отечественная геология, 3, 31-41.
- ХАЗАН К.Е. 1985. Эндогенно-эпигенетическая модель образования золото-сульфидного прожилково-вкрапленного оруденения. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 186-189.
- ХОЛОДОВ В.Е. 1982. Новое в познании катагенеза. Элизионный катагенез. Литология и полезные ископаемые, 5, 15-32.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ГЕНЕЗИС АГАТ-ГЕЛИОТРОПОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ АДЖИКЕНД-ТОДАНСКОГО АГАТОНОСНОГО ПОЛЯ АГДЖАКЕНДСКОГО ПРОГИБА МАЛОГО КАВКАЗА

Ф.А.Ахундов

*Бакинский государственный университет,
Az1148, Баку, ул. З.Халилова, 23*

Ахундов Ф.А. Закономерности размещения и генезис агат-гелиотроповых месторождений и проявлений Аджикенд-Тоданского агатоносного поля Агджакендского прогиба Малого Кавказа. Агат-халцедон-гелиотроповая минерализация Аджикенд-Тоданского поля генетически и пространственно связана исключительно с базальт-андезитовой субформацией. Распределение вулканического материала показывает, что извержения в основном происходили из вулканических аппаратов центрального типа в морских условиях, причем лавовые излияния спорадически сменялись эксплозиями и периодами нормального осадконакопления.

Akhundov F.A. The objective laws covering the location and genesis of the agate-blastonic deposits and shows of the Adjikend-Todan agate-bearing area of the Minor Caucasian Agdjakend trough. Agate-chalcedony-heliotropic mineralization of the Adjikend-Todanian area is genetically and spatially connected exclusively with the basalt-andesitic subformation. Distribution of the volcanic material shows that the eruptions were mainly ejected from the central-type volcanoes in the marine conditions, besides lava had been replaced sporadically by the explosions and normal sedimentation cycles.

Axundov F.A. Kiçik Qafqazın Ağcakənd əyilməsinin Həcikənd-Todan aqatdaşıyıcı sahəsində aqat-heliotrop yatağının və təzahürlərinin yerləşmə qanunauyğunluqları və əmələ gəlməsi. Aqat-heliotrop minerallaşması Ağcakənd əyilməsində genetik və mənşə baxımından bazalt-andezit subformasiya ilə əlaqədardır. Vulkanik materialların paylanması göstərir ki, püskürmə əsasən mərkəz tipli vulkandan dəniz şəraitində baş vermişdir. Püskürmə partlayışla, bəzən isə fasi-ləli olaraq çöküntü toplanması ilə müşayiət olunmuşdur.

Агат-халцедон-гелиотроповая минерализация Аджикенд-Тоданского поля генетически и пространственно связана исключительно с базальт-андезитовой субформацией. Распределение вулканического материала показывает, что извержения в основном происходили из вулканических аппаратов центрального типа в морских условиях, причем лавовые излияния спорадически сменялись эксплозиями и периодами нормального осадконакопления. Среди базальтоидных дифференциатов по петрохимическим особенностям различаются базальты нормальной щелочности, а других – повышенной.

Из пяти нижнесантонских эффузивных покровов, принимающих участие в геологическом строении Аджикенд-Тоданского поля, продуктивными являются (сверху) первый и второй покровы, представленные базальтами и реже андезито-базальтами.

В пределах рассматриваемой части Агджакендского прогиба агат-халцедон-гелиотроповая минерализация распределена неравномерно, тяготея к участкам сопряжения различно ориентированных разрывных структур, и нередко концентрируется в перегибах локальных антиклиналей. Опреде-

ленное значение при этом имеет также глубина формирования агатоносных пород и литологический контроль минерализации. Наблюдаемая нередко пространственная связь между агатовой минерализацией и субвулканическими малыми интрузиями, а также дайками базальтов долеритов явно свидетельствует об общности магматического очага, давшего секущие тела и гидротермы. Это хорошо иллюстрируется на Агджакендском месторождении, где разрез нижнесантонских вулканитов состоит из 5 покровов базальтов и реже андезито-базальтов, образующих пологую синклиналь близширотного простирания.

Однако продуктивными являются лишь первый и второй (сверху) покровы агатоносных базальтов суммарной мощностью в 90 м, запечатанные в кровле и подошве пачек туфогенных пород, которые, видимо, в данном случае экранировали минерализацию. В районе месторождения проходит крупный сброс северо-западного простирания, являющийся ответвлением Гюлистанского глубинного разлома. Западнее сел. Агджакенд этот сброс сочленяется с двумя другими крутыми разрывами (65-80°) близмеридионального и северо-восточного простираний. К ним приурочены дайки и штокообразные выходы базальтоидных эффузивов, а у сопряжения разрывов размещен вулканический аппарат. Агатоносные покровы также разбиты более мелкими разрывами и системами трещин, по которым наблюдаются гидротермальные изменения (лимонитизация, кальцитизация, прожилки халцедона, агата, яшмы).

Агатоносные покровы базальтов пузыристого шлаковидного облика с многочисленными порами и пустотами шаровидной, эллипсоидальной и миндалевидной форм. Гидротермальное воздействие на базальтоиды сопровождается околотрещинным выщелачиванием с образованием полостей растворения, являющихся идеальной средой для роста агатовой минерализации и его последующего обрастания кристаллическими разновидностями кремнезема.

Тоданское месторождение в юго-восточной части Аджикенд-Тоданского агатоносного поля сформировано в аналогичных геолого-структурных условиях. Месторождение состоит из трех близко расположенных участков: Эркечского, Соухбулахского и Тоданского. Однако только в последнем агатовая минерализация сопровождается гелиотропом. В геологическом строении месторождения принимают участие базальты, андезито-базальты, долеритовые порфириды, перекрытые осадочно-туфогенными накоплениями и подстилаемые пирокластами базальтоидной магмы.

Агатовая минерализация приурочена к покровной толще базальтоидных пород и к нижележащим туфам. В районе месторождения развиты сбросы северо-западной, северо-восточной, близширотной и близмеридиональной ориентировки.

Гнезда, линзы и жеоды агата и гелиотропа главной залежи приурочены к субширотной зоне гидротермально-измененных базальтов, которая смещена двумя сбросами северо-восточного простирания. На стенках карьеров, вскрывших базальтоиды в многочисленных трещинах различной ориентировки, наблюдаются тонкие прожилки кварца, агата, яшмы, кальцита. Количество таких прожилков вблизи жеод, имеющих в породе, заметно возрас-

тает и отмечается взаимосвязь между ними и агатоносными пустотами. Желуды и гнезда заполнены агатом со щетками аметиста или кварца или реже агатом, гелиотропом и яшмой.

В аналогичных условиях выражена агатоносность базальтоидных вулканитов Аджикенд-Тоданского поля на других известных проявлениях: Арвидзорском, Ханларском, Иланлынском, Гянджинском, Топалгасанлинском, а также за пределами Агджакендского прогиба в Шамкирском и Газахском проявлениях. И всюду агат-халцедоновая минерализация в породах раннесантонской базальт-андезитовой субформации появляется при благоприятной совокупности тектонического, литологического, магматического факторов и наличии определенной физико-химической среды выпадения кремнезема из гидротерм.

Автор рассматривает агат-гелиотроповую минерализацию в генетической связи с верхнемеловым базальтовым вулканизмом.

Однако процесс выделения свободного кремнезема из базальтовой магмы в отличие от других исследователей объясняет следующим образом: при продолжительной по времени кристаллизационной дифференциации высокоглиноземистой толеит-базальтовой магмы в очагах образовались значительные массы остаточной магмы. Этот расплав, обогащенный летучими компонентами, поднимался к земной поверхности в конечном этапе формирования базальт-андезитовой субформации. В отличие от недифференцированной базальтовой магмы, остаточный расплав, проходя через кислые породы риолит-дацитовый субформации коньякского яруса, подстилающие нижнесантонские базальтоиды, в ряде случаев ассимилировал их. Свидетельством этого является наличие многочисленных миндалин вторичного кварца, халцедона, опала в некоторых разновидностях пород описываемого региона, а также присутствие в покровах базальтов ксенокристаллов кварца. Таким образом, эволюция остаточного расплава определялась условиями его подъема на поверхность и характером вмещающих пород. Причем последние оказали также воздействие на гидротермальные растворы, сопровождавшие кристаллизацию остаточного расплава. Они были обогащены кремнекислотой и при благоприятных литолого-структурных условиях выпадали в виде агата, гелиотропа и сопутствующих минералов, богатых кремнеземом.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ АСПЕКТОВ ПРОИСХОЖДЕНИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ РАССОЛОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ, ПАЛЕОГЕНОВЫХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ЕВЛАХ-АГДЖАБЕДИНСКОГО ПРОГИБА

Ч.М. Халифа-заде

*Азербайджанская государственная нефтяная академия,
Az 1010, Баку, просп. Азадлыз, 20*

Халифа-заде Ч.М. Сравнительный анализ гидрогеохимических аспектов происхождения среднеюрских рассолов Прикаспийской впадины и верхнемеловых, палеогеновых геотермальных вод Евлах-Агджабединского прогиба. Установлено, что среднеюрские рассолы Прикаспийской впадины и верхнемеловые и палеогеновые хлоридно-натриево-кальциевые термальные воды, несмотря на различные условия их залегания, минерализации и метаморфизации их первичного химического состава, являются типичными седиментационными хлоридно-натриево-кальциевыми подземными водами. Однако формирование их химического состава и минерализация происходили разными путями. При формировании химического состава и минерализации среднеюрских хлоридно-кальциевых седиментационных рассолов участвовала маточная рапа верхнеюрских лагун. Это происходило после киммерийской и последующих фаз альпийского тектогенеза. По образовавшимся разрывам, разломам и по зонам смятия и раздробления среднеюрские седиментационные воды смешивались с верхнеюрской маточной рапой, и вследствие этих процессов формировались среднеюрские хлоридно-кальциевые рассолы Прикаспийской впадины. Формирование химического состава и минерализация верхнемеловых и эоценовых термальных вод осуществлялись за счет обменных процессов между твердыми и жидкими фазами термоводоносных комплексов. Гидрогеохимические исследования не подтвердили участия верхнеюрской карбонатно-сульфатной толщи Малого Кавказа при формировании химического состава верхнемеловых геотермальных седиментационных вод Евлах-Агджабединского прогиба.

Khalifa-Zadeh Ch.M. Comparative analysis of hydrogeochemical aspects of generations of Middle Jurassic salt brines in Precaspian and Upper Cretaceous and Paleogene geothermal waters Yevlah-Agjabady troughs. On the results of the conducted investigations has outlined that yet different conditions of hydrogeology environment, mineralization and methamorphism of their chemical composition of Middle Jurassic salt brines and Upper Cretaceous and paleogene geothermal waters EAT. They are typical sedimentary underground waters. However, the formation of their chemical composition and mineralization are implemented in different ways. Under formation of chemical composition and mineralization Middle Jurassic salt brines Precaspian has taken place primary brine of Upper Jurassic lagoons. It has been realized after the Kimmerian phase of Alpine tectogenesis. In the formed fractures and faults Middle Jurassic sedimentary waters intermixed: by Upper Jurassic primary brines and connections of this in Middle Jurassic deposits have generated salt brine formation in Precaspian trough. The formation of chemical composition and mineralization of the Upper Cretaceous, Paleogene thermal waters are carried out due to exchange process by solid and liquid phases of the thermowater complexes. Hydrogeochemical investigations have not been proved participation of the Upper Jurassic carbonate-sulphate thickness in the formation of the chemical composition of Upper Cretaceous geothermal sedimentary waters in EAT.

Xəlifəzadə Ç.M. Xəzəryanı çökəkliyin orta yura rassollarının və Yevlax-Ağcəbədi çökəkliyinin üst təbəşir, paleogen geotermal sularının əmələgəlmələrinin müqayisəli hidrogeokimyəvi aspektləri. Müəyyən olunmuşdur ki, Xəzəryanı orta yura rassolları və Yevlax-Ağcəbədi çökəkliyinin üst təbəşir və paleogen geotermal sularının müxtəlif hidogeoloji şəraitdə yatmasına, minerallaşmasına və onların ilkin kimyəvi tərkiblərinin metamorfizmləşməsinə baxmayaraq, onlar xlorid-natrium-kalsium tipli yeraltı sedimentasiya sularına məxsusdur. Ancaq onların kimyəvi tə-

kiblərinin formalaşması və metamorfizasiyası müxtəlif yollarla həyata keçmişdir. Xəzəryanı orta yura xlorid-kalsium tipli rassoların kimyəvi tərkiblərinin formalaşmasında və metamorfizasiyasında üst yura laqunlarının ilkin ana duzlu suları fəal rol oynamışdır. Bu alp tektonogenezini kimerik və sonrakı tektonik fazaları nəticəsində baş vermişdir. Tektonik pozulmalar, katlar və diformasiyaya məruz qalmış zonaların iştirakı ilə ilkin orta yura sedimentasiya suları üst-yura ana duzlu sularla qatışaraq indiki orta yura xlorid-kalsium tipli rassollarının əmələgəlməsinə səbəb olmuşdur. YAÇ üst təbaşir və paleogen termal suların kimyəvi tərkiblərinin formalaşması və metamorfizasiyası yeraltı sularla onları əhatə edən suxular arasında baş vermiş duz-ion mübadiləsi nəticəsində həyata keçmişdir. YAÇ-nin üst təbaşir termal sularının kimyəvi tərkibinin formalaşmasında Kiçik Qafqazın üst yura karbanat-sulfat qatının iştirakı aparılmış tədqiqatlar nəticəsində təsdiq olunmadı.

Среднеюрские высокопотенциальные подземные рассолы Прикаспийской впадины (ПВ) и верхнемеловые палеогеновые геотермальные воды Евлах-Агджабеди́нского прогиба (ЕАП) занимают нижние этажи крупных артезианских термальных бассейнов. Они могут быть рассмотрены как погребенные седиментационные воды с эллизионным режимом, их химический состав выражается системой $\text{NaCl-MgCl}_2\text{-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$. Они отличаются от морских вод любого гидрохимического типа присутствием значительного количества CaCl_2 и чрезмерно низкой концентрацией сульфатов.

Однако проблема генезиса и формирования химического состава седиментационных вод в геологической литературе остается по сей день дискуссионной. Эта проблема требует постановки ряда экспериментальных работ для моделирования формирования подземных рассолов различной крепости при высоких термобарических условиях стратисферы.

В данном случае нами была сделана первая попытка внести ясность в эту проблему на примере высокопотенциальных среднеюрских подземных рассолов Прикаспийской впадины (ПВ) и ЕАПа. Поскольку их высокие теплоэнергетические потенциалы и ценные химические элементы в них имеют большое экономическое значение, то они могут быть утилизированы для развития ТЭКа и химической промышленности Азербайджана.

В целом в образовании подземных вод седиментационного генезиса выделяется два этапа (Ходьков и др., 1968). Первый этап именуется седиментационным – осадки в процессе седиментации захватывают морскую воду и накапливаются на дне водоемов и на стадии раннего диагенеза выделяют ее постепенно в окружающую пористую среду при уплотнении алевроито-глинистых толщ (эллизионный процесс).

Второй этап может быть назван постседиментационным (Лебедев, 1970; Холодов, 1983) – эллизионные воды за счет ионно-солевого обмена ранних либо постдиагенетических процессов подвергаются глубокому изменению химического состава (метаморфизация вод). При этом они теряют магний и сульфаты и резко обогащаются хлоридом кальция. Первичным источником вещества этих вод служат главным образом морские воды, схоронившиеся в бассейне седиментации, а также газы биохимического, метаморфического и радиогенного происхождения.

Высокопотенциальные среднеюрские рассолы Прикаспийской впадины. Фактическим материалом для составления данной работы послужили результаты тематических исследований автора в период 1984-1986 гг. по изуче-

нию геотермальных вод Азербайджана, а также в 1991-1994 гг. — по разработке темы «Теплоэнергетические ресурсы среднеюрских геотермальных вод Прикаспийской впадины Азербайджана».

В пределах азербайджанской части Прикаспийской впадины среднеюрские отложения вскрыты глубокими разведочными скважинами на глубинах 2700-4000 м на площадях Ялама, Худат, Хачмаз, Агзыбирчала. Вскрытая часть среднеюрского комплекса представлена отложениями верхнего аалена и байоса. А более молодые батские отложения уничтожены преднеокомской денудацией. Здесь байосские отложения полностью укладываются в региональном подразделении (литостратон) хиналугской свиты (Халифа-заде, Магомедов, 1982) и сложены мощными пачками массивных кварц-граувакковых песчаников, которые разобщены менее мощными пачками алевролитов и аргиллитов. Общая мощность хиналугской свиты в пределах Ялама-Худатского палеозойского выступа составляет 650-700 м.

В пределах Прикаспийской впадины значительная часть верхнего аалена представлена мощными пачками углистых, граувакковых песчаников, которые сильно уплотнены и сцементированы глинисто-кремнистым веществом. В зонах тектонических нарушений они сильно деформированы и трещиноваты.

Допускаем, что нижний этаж Прикаспийского артезианского термального бассейна как раз укладывается в среднеюрских песчаных толщах. Дебит скважин и температуры рассолов на устьях соответственно составляют 85-90°C и 2500-3000 м³/сутки.

Среднеюрские геотермальные седиментационные рассолы характеризуются следующими особенностями: по преобладающим макрокомпонентам эти воды более-менее однообразны, что очень наглядно видно по их химическому составу и минерализации, выраженным по методу Курлова.

Химический состав среднеюрских рассолов на площадях Ялама-Худатского палеозойского выступа по формуле Курлова характеризуется доминирующей ролью анионов Cl⁻ и катионов Na⁺ и частично кальция. Сульфаты либо отсутствуют, либо же их чрезвычайно мало, что

$$M_{84} \frac{Cl_{98.8} \cdot x(SO_4)_{0.1} (HCO_3)_{0.1}}{Na_{86.4} Ca_{11.1} xMg_{2.5}}$$

$$M_{109} \frac{Cl_{95.5} (SO_4)_{0.1} x(HCO_3)_{0.4}}{Na_{85.5} Ca_{13.4} Mg_{1.1}}$$

$$M_{110} \frac{Cl_{99.7} x(HCO_3)_{0.3}}{Na_{81.6} Ca_{15.3} Mg_{0.1}}$$

очень наглядно видно на их миграционных кривых (рис. 1). Изменение анионного состава этих рассолов имеет монотонный характер, почти не зависит от степени их минерализации. Подобная картина характерна для всех типов подземных седиментационных вод самого различного генезиса и минерали-

зации. Среди этих вод на всех этапах минерализации доминирует хлор-ион (рис. 1), катионный же их состав меняется по-разному.

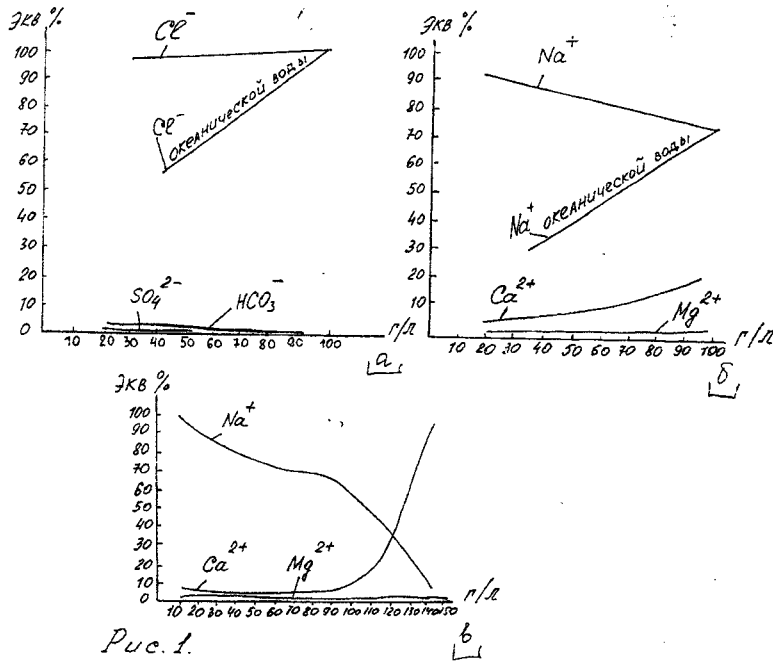


Рис.1. Миграционные кривые среднеюрских рассолов Прикаспийской впадины.

Анализ миграционных кривых Cl-Na вод Прикаспийской впадины свидетельствует о том, что кривая кальция имеет тенденцию к пересечению с кривой натрия при умеренных значениях минерализации этих вод.

Для сравнения мы использовали миграционную кривую для катионного состава подземных рассолов Киргизского артезианского бассейна (Самарина, 1977). На миграционных кривых катионного состава подземных рассолов Киргизского бассейна кривые Na⁺ и Ca²⁺ при значении их минерализации 120 г/л пересекаются. По данным В.С.Самариной, пересечение кривых Na⁺ и Ca²⁺ может происходить в различных интервалах минерализации хлор-кальциевых рассолов. Эти рассолы характеризуются следующей миграционной последовательностью Cl→Ca→Na.

Поскольку хлоридно-кальциевые рассолы формируются (Волбуев, 1967) не столько за счет захвата осадками воды солеродных бассейнов, но и благодаря растворению и выщелачиванию парагенетически связанных с ними легкорастворимых минералов эвапоритовых формаций, А.П.Виноградов (1968) и М.Г.Валяшко (1963) предложили использовать Вг/Сl коэффициент для разграничения путей их метаморфизации.

Установлено, что поведение брома в морской воде зависит от стадии и длительности ее испарения. Вг/Сl коэффициент в морской воде и подземных седиментационных водах по сравнению с другими гидрогеохимическими коэффициентами является более информативным и содержит больше гене-

тической информации; поэтому он может широко использоваться при генетических анализах подземных вод (Гуляева, Иткина, 1968).

При испарении морской воды бром в ней накапливается до выпадения из морской рапы NaCl и KCl. Затем он распределяется между твердыми и жидкими фазами, вернее продолжает накапливаться в последней. Эта последовательность в накоплении брома в морской рапе четко отображается в распределении Br/Cl коэффициента в различных типах подземных рассолов (Никифоров, 1971).

Поэтому для выяснения путей метаморфизации среднеюрских высокопотенциальных рассолов и верхнемеловых, палеогеновых минерализованных геотермальных вод, а также используя данные авторов (Валяшко, 1960; Самарина, 1977) по другим подземным рассолам известных артезианских бассейнов, была составлена гидрогеохимическая диаграмма. При этом для получения целых чисел Br/Cl коэффициента он был умножен на тысячу (рис. 2).

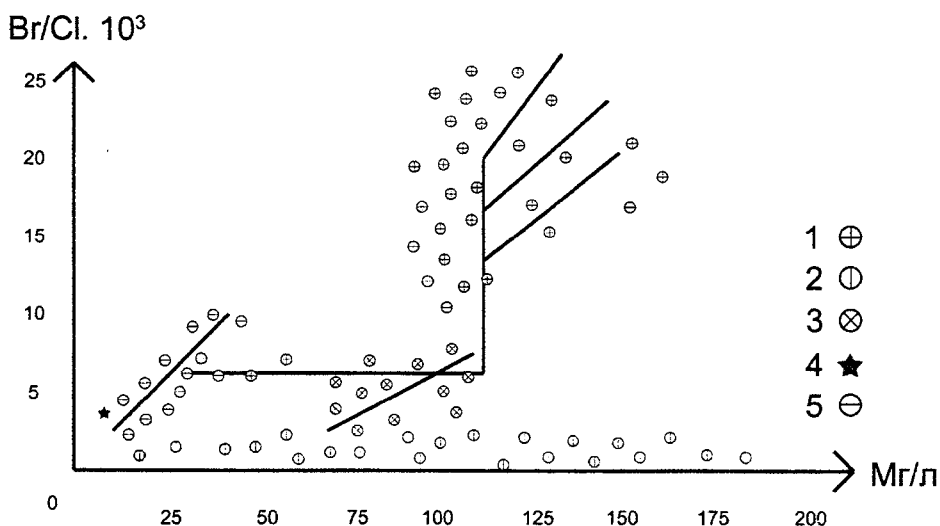


Рис. 2. Изменение бром-хлоридного коэффициента в подземных водах различных минерализаций (с использованием данных Г. Валяшко, 1963).

1 – хлоридно-кальциевые седиментационные рассолы; 2 – хлоридно-кальциевые рассолы, образовавшиеся за счет выщелачивания соленосных толщ (эвапоритов); 3 – верхнемеловые, палеогеновые термальные воды Евлах-Агджабединского прогиба; 4 – бром-хлоридный коэффициент океанической воды; 5 – среднеюрские подземные рассолы Прикаспийской впадины.

Однако из-за низкого содержания брома в морской воде большая часть этого элемента остается в жидкой фазе и продолжает в ней накапливаться до стадии эвтонии галогенеза (Дегенс, 1967).

С целью сравнительного анализа различных гидрохимических типов подземных седиментационных вод и познания их генезиса нами одновременно были вычислены бром-хлорный и другие гидрохимические коэффициенты в среднеюрских рассолах Прикаспийской впадины и в палеогеновых и верхнемеловых термальных водах Евлах-Агджабединского прогиба (ЕАП) (табл. 1, 2).

На диаграмме на оси ординат отложено значение Br/Cl коэффициента с множителем 10^3 с целью перевода указанного коэффициента в целые числа. А на оси абсцисс отложены величины минерализации в хлоридно-кальциевых подземных водах и рассолах.

Прежде всего, на диаграмме проиллюстрировано распределение значений бром-хлорного коэффициента в океанической воде, в среднеюрских подземных рассолах ПВ и в палеогеновых и верхнемеловых геотермальных водах ЕАП.

Таблица 1

Изменение гидрогеохимических коэффициентов
в среднеюрских геотермальных хлоридно-кальциевых рассолах
Прикаспийской низменности Азербайджана

Площадь, № скв.	Br/Cl	Гидрогеохимические коэффициенты			
		SO_4/Cl	Na+K/Cl	Ca/Cl	Mg/Cl
Океаническая вода	0,0033	0,14	0,55	0,19	0,066
Ялама 22	0,0041	0,0030	0,94	0,069	-
Худат 10	0,0098	-	0,90	0,073	0,022
Худат 20	0,0036	0,0010	0,82	0,150	0,032
Худат 112	0,0090	-	0,84	0,123	0,031
Худат 116	0,0048	0,0010	0,90	0,081	0,025
Хачмаз 2	-	0,0020	0,91	0,091	0,018
Хачмаз 4	-	0,0030	0,92	0,072	0,020
Талаби 12	0,0088	0,0020	0,88	0,11	0,012
Талаби 26	не опр.	0,0040	0,89	0,10	0,012
Талаби 26	-	0,0030	0,86	0,11	0,035
Талаби 26	-	0,0010	0,91	0,074	0,013
Кайнарджа 13	-	0,0040	0,87	0,12	0,016
Азгыбирчала 1	-	0,0020	0,89	0,072	0,034
Азгыбирчала	-	0,0018	0,89	0,018	0,030
Азгыбирчала	-	-	0,91	0,069	0,020
Азгыбирчала	-	0,0010	0,90	0,077	0,030
Бегимдаг-Текчай 45		0,0030	0,87	0,11	0,023
Нардаран 600	0,0065	0,0030	0,93	0,055	0,020

Величина Br/Cl коэффициента в океанической воде показана как начальная точка для сравнения. Кроме того, на диаграмме для сравнительного анализа приведены данные М.Г.Валашко по Западно-Сибирским и В.С.Самариной по Киргизской артезианским бассейнам. Как видно из диаграммы (рис. 2), количество синих фигуративных точек после достижения минерализации 120 г/л резко возрастает, и они распределяются почти параллельно оси ординат. Эти точки характеризуют значения Br/Cl коэффициента хлоридно-кальциевых вод Западно-Сибирского артезианского бассейна, который имеет доказанное седиментационное происхождение.

На диаграмме фигуративные незатемненные точки распределяются вдоль оси абсцисс, где значение Br/Cl коэффициента стабильно низкое. Фактически эти хлоридно-кальциевые рассолы Киргизского артезианского бассейна, образовались заведомо за счет выщелачивания эвопаритов соленых толщ, где источники для накопления брома в таких подземных водах, можно сказать, полностью отсутствуют.

Как видно из диаграммы (рис. 2), среднеюрские рассолы Прикаспийской впадины имеют сравнительно низкие значения Br/Cl коэффициента, причем они с увеличением минерализации хлоридно-натриево-кальциевых вод возрастают. Однако это возрастание плохо коррелируется с увеличением Br/Cl коэффициента в этих водах, поскольку в Западно-Сибирских хлоридно-кальциевых рассолах Br/Cl коэффициент после минерализации в 120 г/л резко возрастает, его кривая идет параллельно оси ординат и в дальнейшем не зависит от минерализации хлоридно-кальциевых вод.

На диаграмме, в отличие от Западно-Сибирских хлоридно-кальциевых рассолов, в среднеюрских хлоридно-натриево-кальциевых рассолах Прикаспийской впадины кривая значений Br/Cl коэффициента возрастает постепенно в зависимости от их минерализации.

Отсюда можно сделать следующие выводы: при формировании среднеюрских хлоридно-натриево-кальциевых вод значительную роль играла ангидритовая толща кимеридж-титонского возраста. Здесь галогенез в верхнеюрских лагунах происходил половинчато и прервался на сульфатной стадии. Остаточная маточная рапа хлоридами Na и K осаждалась на дно лагуны вместе с сульфатами. В результате уплотнения галогенных, сульфатных осадков хлоридно-натриево-кальциевые рассолы под действием геостатического давления выжимались в пористые породы. Можно допустить, что в результате киммерийской фазы тектогенеза эти рассолы по разломам и тектоническим нарушениям переместились вниз и вверх в среднеюрские и верхнемеловые отложения Прикаспийской впадины Дагестана. Об этом свидетельствуют верхнемеловые рассолы месторождений Берекей, Дузлак, Селли, Гаша Ачису, и т.д., где минерализация хлоридно-кальциевых рассолов достигает 200-250 г/л (Халифа-заде, Аликулиев, 1987).

Наша концепция подтверждается лишь тем, что З.А.Арсланбекова, изучавшая поровую воду вмещающих пород верхнемеловых хлоридно-кальциевых рассолов Прикаспийской впадины Дагестана, показала, что поровые воды в них имеют низкую минерализацию (10-15 г/л), они имеют гидрокарбонат-сульфат-натриевый состав и хорошо коррелируются с составом морской воды.

По нашим палеогеографическим исследованиям среднеюрский бассейн находился в гумидной климатической зоне и имел опресненный характер (Халифа-заде, Магомедов, 1982). В этих условиях аккумуляция песчано-глинистых осадков с захватом морской воды даже при диагенезе осадков не смогла образовать хлоридно-кальциевые рассолы, как это имеет место в настоящее время в среднеюрских отложениях Ялама-Худатского выступа и других среднеюрских структурах Прикаспийской впадины.

Таким образом, гидрогеохимический анализ фактического материала еще раз доказывает седиментационное происхождение среднеюрских высокотер-

мальных рассолов. А что касается причины высокой минерализации и хлоридно-натриево-кальциевого состава этих вод, которые непосредственно связаны с верхнеюрской маточной рапой, захваченной из верхнеюрских лагун карбонатно-сульфатными осадками, то в дальнейшем вследствие их уплотнения хлоридно-кальциевые рассолы выжимались из карбонатно-сульфатной толщи и переходили в пористые песчано-глинистые отложения средней юры и трещиноватые известняки верхнего мела Прикаспийской впадины. Этот процесс дошел до своего завершения после киммерийской фазы складчатости, когда по образовавшимся разломам и разрывам верхнеюрские хлоридно-натриево-кальциевые рассолы (маточная рапа) смешались со среднеюрскими седиментационными водами, локализованными в песчаных толщах байоса.

При формировании химического состава среднеюрских рассолов роль растворения верхнеюрских галогенных минералов была ничтожно мала. Об этом свидетельствует характер $Bг/Cl$ коэффициента на диаграмме (рис. 2), что также проливает свет на генезис минерализованных хлоридно-натриево-кальциевых геотермальных вод в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Евлах-Агджабединского прогиба.

Верхнемеловые и палеогеновые геотермальные воды Евлах-Агджабединского прогиба. На основании имеющихся в нашем распоряжении гидрогеологических материалов рассмотрим генезис хлоридно-натриево-кальциевых термальных вод ЕАП. Эти воды с эллизионным гидродинамическим режимом, видимо, имеют погребенное седиментационное происхождение. От морских вод любого гидрохимического типа они отличаются присутствием значительного количества $CaCl_2$ и низким содержанием сульфатов.

Палеоген-верхнемеловые хлоридно-натриево-кальциевые геотермальные воды занимают нижний гидродинамический этаж крупного артезианского бассейна ЕАП и характеризуются низкой минерализацией (15-40 г/л) (Khalifa-zade, Ali-Saleh, 2006).

Сравнительный анализ показывает, что эти воды по химическому составу близко стоят к океанической воде. Степень их метаморфизации никак не может быть сравнена со среднеюрскими рассолами Прикаспийской впадины, поскольку они находятся на низкой ступени метаморфизации первичной погребенной океанической воды (Khalifa-zade, Mamedov, 1993). Это убедительно доказывается высоким содержанием ионов Na^+ и SO_4^{2-} в меловых и палеогеновых геотермальных водах. Сравнительный анализ показывает, что эоценовые термальные воды по химическому составу заметно отличаются от верхнемеловых, что очень ясно показано в классификационных формулах Курлова.

$$\text{Эоценовые воды (площадь Мурадханлы)} M_{33} \frac{Cl_{99.3}(SO_4)_{1.06}(HCO_3)_{0.02}}{Na_{75.0}Ca_{24.9}}$$

$$\text{Меловые воды (площадь Джарлы)} M_{40} \frac{Cl_{97.4}(SO_4)_{1.5}(HCO_3)_{1.1}}{Na_{84.2}Ca_{15.9}}$$

Исходя из химической формулы верхнемеловых и эоценовых термальных вод, можно сказать, что они очень сходны между собой и могут быть классифицированы как хлоридно-натриево-кальциевые воды (Cl-Na-Ca).

Однако, несмотря на более древний возраст верхнемеловых геотермальных вод, исходя из высокого содержания в них Na^+ и Cl^- , они слабо метаморфизированы и из-за заметного содержания в них HCO_3^- иона, вероятно, имеют примесь инфильтрационных вод. Это весьма возможно, поскольку в предгорьях Малого Кавказа верхнемеловые отложения выходят на дневную поверхность.

Для познания генезиса верхнемеловых и палеогеновых геотермальных вод ЕАП нами вычислены бром-хлорный и другие коэффициенты (табл. 2; рис. 2).

Кроме того, для выяснения связи макрокомпонентов верхнемеловых и эоценовых геотермальных вод ЕАП нами составлены миграционные кривые для катионной и анионной частей этих вод (рис. 3 и 4).

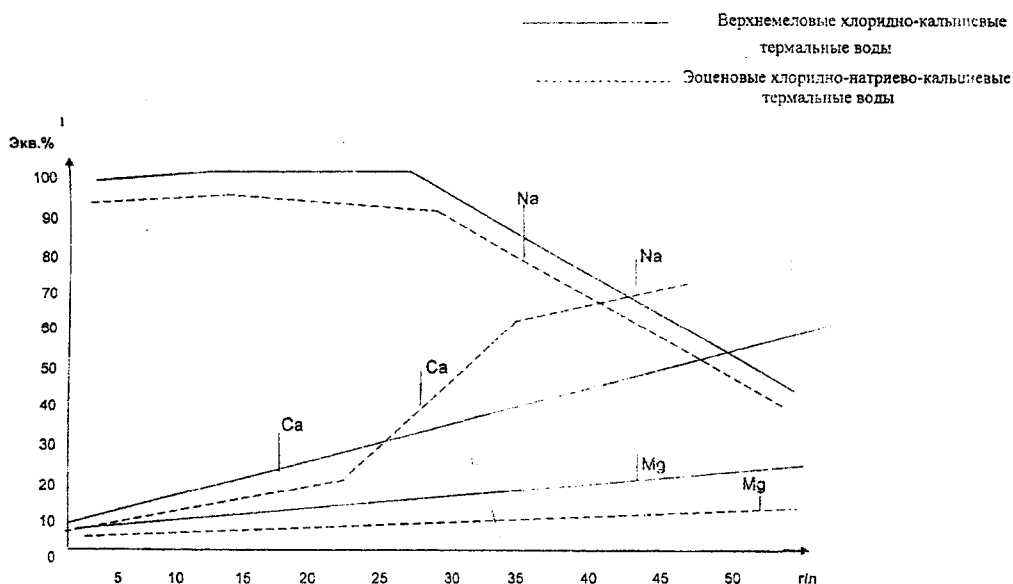


Рис. 3. Миграционные кривые макрокомпонентов (катионов) в верхнемеловых и эоценовых хлоридно-кальциевых термальных водах ЕАП.

Как видно из рис. 3, кривые содержаний Na^+ и Ca^{2+} с увеличением минерализации геотермальных вод имеют противоположный характер. Примерно, в пределах минерализации 40-50 г/л кривые изменения Na^+ и Ca^{2+} пересекаются. Это означает, что содержание Na^+ уменьшается, а содержание Ca^{2+} заметно возрастает.

В данном случае нам кажется, что в постепенном превращении первичной седиментационной воды в воды хлоридно-кальциевого типа решающую роль играли постседиментационные процессы, при которых за счет обменных реакций $\text{Na} \leftrightarrow \text{Ca}$ в полевых шпатах анортит полностью превратился в альбит, при этом освободившийся кальций входил в состав верхнемеловых и эоценовых вод, обеспечив им хлоридно-кальциевые седиментационные воды.

Допускаем, что обменная реакция, вероятно, происходила в следующем порядке:

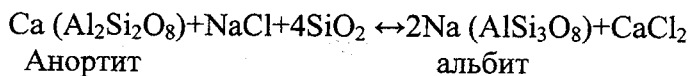


Таблица 2

Изменение средних значений гидрохимических коэффициентов
в верхнемеловых и эоценовых геотермальных водах ЕАП

Площади и N ₂ N _D	Гидрохимические коэффициенты				
	Br/Cl	SO ₄ /Cl	Na+K/Cl	Ca/Cl	Mg/Cl
Верхний мел					
Мурадханлы, скв. 64,65, 73, 83, 80	0,0056	0,06	0,63	0,055	0,002
Зардоб, скв. 1, 2, 4, 7	0,023	0,070	0,56	0,051	0,0014
Караджаллы, скв. 3	0,0045	0,019	0,29	0,22	0,006
Джарлы, скв. 1,4,6,8,10	0,0065	0,014	0,26	0,32	0,008
Сор-Сор, скв. 4	0,0035	0,010	0,18	0,65	0,012
Эоцен					
Мурадханлы, скв. 7, 8, 12, 17, 19	0,0041	0,076	0,86	0,028	0,003
Ширинкум, скв. 1	0,014	0,056	0,75	0,017	0,006
Советляр, скв. 3, 7, 16	0,0017	0,015	0,78	0,021	0,0028
Далимамедли, скв. 14	0,0065	0,021	0,63	0,016	0,0031
Борсуны, скв. 1	0,0055	0,030	0,71	0,019	0,025
Океаническая вода	0,0033	0,14	0,55	0,02	0,07

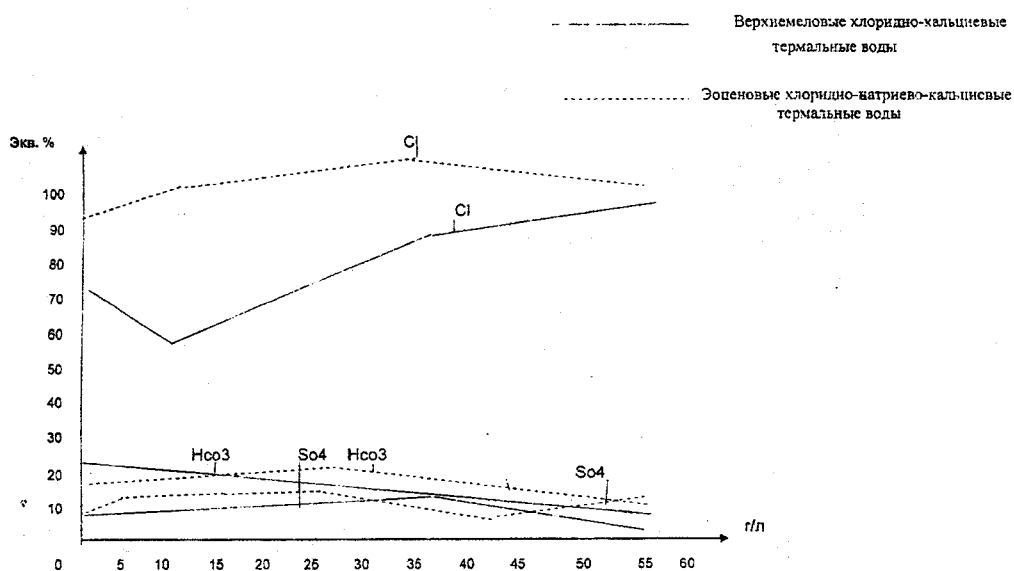


Рис. 4. Миграционные кривые макрокомпонентов (анионов) в верхнемеловых и эоценовых хлоридно-кальциевых термальных водах ЕАП.

На миграционной диаграмме отражены также анионные макрокомпоненты верхнемеловых и эоценовых геотермальных вод (рис. 4).

Как видно из диаграммы, содержания ионов HCO_3^- и SO_4^{2-} несколько уменьшаются с увеличением минерализации геотермальных вод. Этого нельзя сказать о гидрокарбонатном ионе, кривая которого расположена параллельно оси абсцисс диаграммы.

В целом, в содержании хлора в термальных водах с увеличением их минерализации существенных изменений не происходило, за исключением некоторого возрастания количества хлора в верхнемеловых водах. Это, вероятно, связано с обменным процессом между твердыми и жидкими фазами термоводоносных комплексов, в результате которого возрастает количество CaCl_2 в подземных водах. На диаграмме десульфатизация, видимо, вначале связана с выпадением гипса или ангидрита. А в последующем в резко-восстановительной среде сульфат-ион выводится из подземной воды путем восстановления и образования сероводорода.

На диаграмме (рис. 2), построенной на основании вычисления Br/Cl коэффициента, прежде всего следует заметить, что кривые очень сходны с таковой океанической воды. Однако по мере увеличения минерализации верхнемеловых геотермальных вод Br/Cl коэффициент в них возрастает, и кривая удаляется от оси ординат диаграммы. Кроме того, на диаграмме ясно видно сходство кривых Br/Cl коэффициента верхнемеловых термальных вод и среднеюрских рассолов Прикаспийской впадины. Можно сказать, значения Br/Cl коэффициентов в водах различных артезианских бассейнов одинаковы, они различаются лишь по величине минерализации.

Все эти данные свидетельствуют о том, что при накоплении брома в этих подземных водах не происходит изменений в его количестве, Br/Cl коэффициент отражает первичный состав морской воды гумидных зон. В обоих случаях среднеюрские рассолы ПВ и верхнемеловые и эоценовые термальные воды ЕАП имеют седиментационное происхождение, что подтверждается степенью метаморфизации и гидрохимическими типами верхнемеловых и эоценовых термальных вод, а также значениями Ca/Cl коэффициента, которые в верхнемеловых термальных водах близки к единице, а в эоценовых водах значительно меньше. Отсюда можно уверенно определить гидрохимический тип и степень метаморфизации подземных седиментационных вод двух разновозрастных термоводоносных комплексов.

Несмотря на древний возраст среднеюрских рассолов ПВ и верхнемеловых геотермальных вод ЕАП и локализацию их на нижнем этаже артезианских бассейнов, а также на то, что водоносные комплексы уже испытали глубокие постдиагенетические изменения (стадии мезо- и апокатагенеза), они слабо метаморфизованы, что обусловлено гидрохимическими типами осадочных бассейнов, гидродинамическими условиями залегания водоносных толщ, минералого-петрографическим составом твердой фазы гидрогеологических систем (карбонаты, вулканиты и вулканогенно-осадочные породы).

Заключение

Хлоридно-натриево-кальциевые, хлоридно-кальциевые и реже хлоридно-магниевые седиментационные, высокоминерализованные подземные воды и рассолы имеют широкое распространение в стратисфере и занимают нижний гидродинамический этаж крупных артезианских бассейнов. Однако при определении их генезиса, путей формирования их химического состава и минерализации, направлений их метаморфизации среди гидрогеологов и гидрогеохимиков нет единого мнения.

Поскольку существуют различные источники формирования химического состава седиментационных вод, для их определения в каждом конкретном случае наряду с изучением общих гидрогеологических условий формирования необходимо применение гидрогеохимических методов исследования с использованием гидрохимических коэффициентов и построения гидрогеохимических диаграмм. В этом контексте применение Br/Cl , Ca/Cl и Mg/Cl коэффициентов для изучения генезиса среднеюрских рассолов ПВ и верхнемеловых геотермальных вод ЕАП дало обнадеживающие результаты. Из них Br/Cl коэффициент благодаря специфической гидрогеохимии Br в океанической воде и в подземных седиментационных водах характеризуется генетической информативностью.

Предлагаем для познания процессов образования и формирования хлоридно-кальциевых седиментационных вод проведение литолого-гидрогеохимических исследований в следующей последовательности: а) определение типа литогенеза и гидрохимического типа бассейна седиментации тех осадочных толщ, в которых локализованы хлоридно-кальциевые седиментационные воды; б) обратить внимание на наличие в разрезах осадочного чехла артезианского бассейна соленосных толщ (эвапоритов); в) провести исследования в системе – хлоридно-кальциевая седиментационная вода – H_2O поровая – порода вмещающая; г) изучение продуктов или результатов эллизионного катагенеза в случае наличия в разрезах артезианского бассейна мощных глинистых толщ; д) использование Br/Cl и других гидрохимических коэффициентов и построение гидрогеохимических диаграмм для познания генезиса и механизма формирования хлоридно-кальциевых седиментационных вод.

В результате проведения подобных исследований мы пришли к следующему заключению: среднеюрские рассолы Прикаспийской впадины и верхнемеловые и палеогеновые хлоридно-натриево-кальциевые термальные воды, несмотря на различия гидрогеологических условий их залегания, минерализации и метаморфизации их первичного химического состава, являются типичными седиментационными хлоридно-натриево-кальциевыми подземными водами. Однако формирование их химического состава и минерализация происходили разными путями. При формировании химического состава и минерализации среднеюрских хлоридно-кальциевых седиментационных рассолов участвовала маточная рапа верхнеюрских лагун. Это имело место после кимерийской и последующих фаз альпийского тектогенеза. По образовавшимся разрывам, разломам, по зонам смятия и раздробления среднеюрские

седиментационные воды смешивались с верхнеюрской маточной рапой, и вследствие этих процессов формировались среднеюрские хлоридно-кальциевые рассолы Прикаспийской впадины.

Формирование химического состава и минерализация верхнемеловых и эоценовых термальных вод осуществлялись за счет ионно-солевого обмена между твердыми и жидкими фазами термоводоносных комплексов. Гидрогеохимические исследования не подтвердили участия верхнеюрской карбонатно-сульфатной толщи при формировании химического состава верхнемеловых геотермальных седиментационных вод ЕАП.

ЛИТЕРАТУРА

- ВАЛЯШКО М.Г. 1963. Генезис рассолов осадочной оболочки. В кн.: Химия земной коры. Том I. М., 253-277.
- ВИНОГРАДОВ А.В. 1968. Введение в геохимию океана. Наука, М., 310.
- ВОЛОБУЕВ Г.П. 1967. Некоторые закономерности процесса метаморфизации подземных вод в мезозойских отложениях Предкавказья. Геология нефти и газа, 4, 215-219.
- ГУЛЯЕВА Л.А., ИТКИНА Е.С. 1968. О миграции галогенов в осадочных породах. В кн.: Химия земной коры. Наука, М., 180-184.
- ДЕГЕНС Э.Т. 1967. Геохимия осадочных образований. Мир, М., 260.
- ЛЕБЕДЕВ В.И. 1970. Энергия гидратации, ионный обмен и причина образования хлоридно-кальциевых вод. Проблема геохимии. Наука, М., 237-248.
- НИКИФОРОВ А.М. 1971. Йод и бром в подземных водах Предкавказья. Геохимия йода и брома в осадочных толщах нефтеносных областей. Издательство ИГиР-ГИ, М., 11-117.
- САМАРИНА В.С. 1977. Гидрогеохимия. Л., 359.
- ХАЛИФА-ЗАДЕ Ч.М., МАГОМЕДОВ А.М. 1982. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. Наука, М., 275.
- ХАЛИФА-ЗАДЕ Ч.М., АЛИКУЛИЕВ Р.Н. 1987. Ресурсы и перспективы использования геотермальных вод Прикаспийской впадины Азербайджана. Высшая школа, Р/Д, 115-121.
- ХОДЬКОВ А.Е., ВОЛУКОПИС Г.Ю. 1968. Формирование и геологическая роль подземных вод. Изд. Ленингр. Ун-та, Л., 216с.
- ХОЛОДОВ В.Н. 1983. Постседиментационные преобразования в эллизионных бассейнах. М., 151.
- KHALIFA-ZADE CH.M., ALI-ZADEN SAID. 2006. New data on the hydrothermal resources of Azerbaijan. Journal oil and gas, Sana, 2, 25-30.
- KHALIFA-ZADE CH.M., MAMEDOV F.K. 1993. Perspectivity of the using resources of geothermal waters in the HEC of Azerbaijan. Proceedings of international symposium. Tabriz, Pub. TU., 61-64.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ КРИСТАЛЛОХИМИЯ СИЛИКАТОВ С КРУПНЫМИ КАТИОНАМИ

М.И.Чирагов, К.Г.Рагимов, А.Ф.Ширинова

Бакинский государственный университет,

Аз 1148, Баку, ул.З.Халилова, 23

Чирагов М.И., Рагимов К.Г., Ширинова А.Ф. Сравнительная кристаллохимия силикатов с крупными катионами. Изучение микроструктуры минералов позволяет проследить взаимосвязь между их составом, строением и физико-химическими условиями формирования и выявить скрытые закономерности в природе. В статье на основе выделенных двух типов родоначальных минералов прослеживается структурно-генетическая связь между структурами силикатов с крупными катионами и указывается на возможность прогнозирования структур сложных Na, K, Ca(TR) силикатов. Обоснованы структуры монтереджаниита, чароита и маунтеинита на основе принципов сравнительной кристаллохимии.

Chiragov M.I., Ragimov K.G., Shirinova A.F. Comparative crystallochemistry of silicates with large cations. Studying the minerals microstructure make it possible to trace an interrelation between composition, structure and physico-chemical conditions of mineralogenesis and to reveal the latent relationships in the nature. The structural-genetic connection between silicates, structures and large cations is traced on the basis of the two distinguished types of parent minerals and it is pointed out to the possibility of prediction the structures of the complex Na, K, Ca, (TR) silicates. The structures of monteredjianite, tscharoite and mounteinite are well-founded by comparative crystallochemistry principles.

Çıraqov M.İ., Rəhimov K.Q., Şirinova A.F. İri kationlu silikatların müqayisəli kristallokimyası. Yer qabığının əsas tədqiqat obyektı olan mineralların öyrənilməsi tərkib – quruluş – fiziki-kimyəvi şərait arasında əlaqə yaratmaq, təbiətin gizli qanunauyğunluqlarını aşkarlamağa imkan verir. Məqalədə iri kationlu silikatların quruluşunda müqayisəli kristallokimya üsulu ilə aşkarlanmış ilkin quruluş minallarından mineral əmələ gəlmənin quruluş-genetik interpretasiyası və Na, K, Ca(TR) silikatları – monteredjjanit, çaroit və maunteinitin quruluşlarının proqnozlaşdırılması haqqında geniş materiallar öz əksini tapır.

Одним из основных объектов исследования являются минералы, изучение микроструктуры которых позволяет установить связь между их составом, строением, условиями образования и выявить скрытые закономерности минералообразования. Ценная информация о строении минералов получена применением дифракционных методов. Структуры основных породообразующих минералов – силикатов и алюмосиликатов детально изучены рентгенографическими методами. В результате этих исследований в строении минералов выделены две главы: «Брегговская» – первая и «Беловская» – вторая глава кристаллохимии силикатов. Объектом исследования первой главы были темнокрасные минералы, преимущественно с мелкими внететраэдрическими катионами ($r < 1 \text{ \AA}$), такие как Mg^{+2} , Fe^{+2} , Al^{+3} и т.д. В структуре этих минералов анионы образуют плотнейшую упаковку, где в тетраэдрических пустотах располагаются атомы кремния, а в октаэдрических пустотах – металлические катионы. Основы I главы кристаллохимии силикатов связаны с соизмеримостью ребра Si тетраэдра (2.6-2.8Å) с ребром Mg, Al, Fe октаэдра (2.7-2.9Å). Основы II главы связаны с крупными катионами радиуса $r \geq 1 \text{ \AA}$. Это главным образом

катионы Na^+ , Ca^{2+} , TR^{3+} и т.д. Длина ребра октаэдра этих катионов (3.6-3.8 Å) соответствует высоте диортогруппы (~4 Å) (Белов, 1976).

Методом сравнительной кристаллохимии, разработанным и успешно развиваемым в работе (Чирагов, 2002), в структуре силикатов с крупными катионами выделяются родоначальные структурные миалы двух типов: структурные миалы для орто- и диортосиликатов и для силикатов с более конденсированными радикалами. Для орто- и диортосиликатов характерен миал, образованный полиэдром крупного катиона, который связан с ним ребром SiO_4 тетраэдра. Для силикатов с более конденсированными радикалами характерен миал, составленный из октаэдра крупного катиона, который связан с вершинами тетраэдров триортогруппы.

В данной работе, с учетом особенностей родоначальных миалов, структуры силикатов с крупными катионами и их несиликатные аналоги анализируются в двух аспектах. С одной стороны, прослеживаются структурно-генетические связи между структурами. С другой – указывается возможность применения этих закономерностей для расшифровки кристаллических структур некоторых сложных силикатов с крупными катионами.

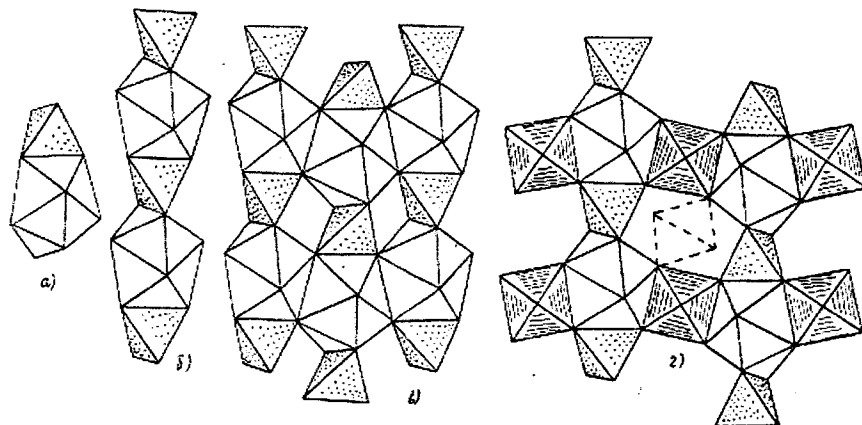


Рис. 1. Кристаллохимическая модель образования структур – циркона, ангидрита и гранатов.

Родоначальный миал первого типа характерен для структур силикатов, фосфатов и сульфатов с металлическими катионами Ca^{2+} , TR^{3+} , Zr^{4+} ... Как видно из рис.1а, восьмивершинники крупных катионов и связанные ребрами / TO_4 / тетраэдры создают миалы с составом / ATO_4 /. В результате полимеризации миалов образуется смешанная колонка (рис.1б) с периодом идентичности 6.6Å.

Структуры ангидрита CaSO_4 , гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, полуводного гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$, циркона ZrSiO_4 , монацита CePO_4 составлены из указанных эквивалентных колонок (рис.1в), где четко выделяется гетеровалентное изоморфное замещение типа: $\text{Ca}^{2+} + \text{S}^{6+} \leftrightarrow \text{Ce}^{3+} + \text{P}^{5+} \leftrightarrow \text{Zr}^{4+} + \text{Si}^{4+}$. В структурах гранатов с общей формулой $\text{R}_3^{3+} \text{R}_2^{4+} (\text{SiO}_4)_3$ присутствие дополнительных ка-

тионов препятствует конденсации колонок (рис.1г). Колонки связываются изолированными октаэдрами дополнительных катионов и образуют гетерогенные слои. Крестообразная конденсация слоев формирует структуру типа гранатов, с сохранением параметров кубической ячейки и симметрии. Подобный анализ структур гранатов позволяет представить состав с общей формулой: $B_2^{2+} / A^+ SiO_4 /_3$. Если учесть замещение типа $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+}, Fe^{3+}$, которое сопровождается замещением в октаэдрических позициях трехвалентного катиона на четырехвалентный, то состав можно представить в виде $B_2^{2+} / A_3[(T_y Si_{3-y} O_{12})]$, где $A = Ca^{2+}, TR^{3+}, Cd^{2+}$; $B = Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}$; $T = Si^{4+}, Fe^{3+}, Al^{3+}$.

В другом варианте (рис.1а) из указанных родоначальных миалов формируется гетерогенная цепочка, полимеризация которой создает смешанную сетку. Из эквивалентных сеток образуется смешанный каркас, т.е. структура типа $Na_2 TR(SiO_4)(OH)$ ($a=9.72, b=7.57, c=6.81 \text{ \AA}; z=4$, пр.гр.Рпта), пустоты которого заполняют атомы натрия. Структурная особенность щелочного TR-ортосиликата характерна для большого класса соединений с общим составом $Na_2 A(SiO_4)(OH)$, где $A = La, Nd, Sm, Eu, Er, In, Sc, Zr, Hf, U$ и т.д (Чирагов и др. 1974).

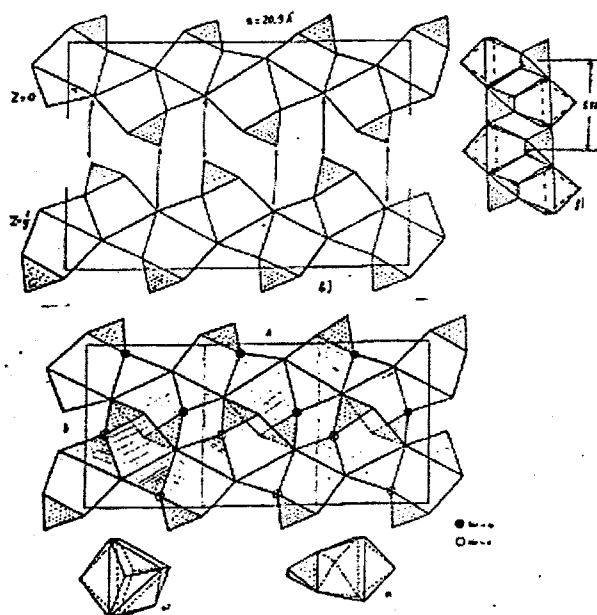


Рис. 2. Структура $NaNdSiO_4$, конденсация полиэдров $Nd(Ca)$ с (SiO_4) – тетраэдрами (д), конденсация эквивалентных колонок (в).

Оригинальная кристаллохимическая аналогия установлена в структурах $NaNdSiO_4 (La - Nd)$ ($a=20.896 (6.96 \times 3), b=9.306, c=5.49 \text{ \AA}; z=12$, пр.гр.Рпа₂₁) и $Ca(Ca, Sr)SiO_4$ ($a=20.87(6.96 \times 3), b=9.406, c=5.90 \text{ \AA}; z=12$, пр.гр.Рпа₂₁). Структуры

обоих силикатов формируются из родоначальных миалов первого типа. Как видно из рис.2, вокруг крупного катиона кислороды образуют одношапочную тригональную призму, которая, связываясь с ребрами (SiO_4) тетраэдров, образует миал с составом $Nd(Ca)SiO_4$. Из эквивалентных миалов формируется гетерогенная колонка. В колонке выделяется псевдопериод $a = 3a' = 6,94 \text{ \AA}$. Эквивалентные колонки повторяются винтовой осью 2_1 на 0 и $1/2$ оси c (рис.2). При этом вершина полиэдра, не связанная с тетраэдром, обобщается с вершиной тетраэдра соседней колонки. В результате формируется смешанный каркас с составом $Nd(Ca)_{12}Si_{12}O_{48}$ или $12(Nd(Ca)SiO_4)$. Утроение параметра a связано с распределением натрия или (Ca, Sr) в пустотах каркаса. В структурах наблюдается гетеровалентное замещение типа $(Ca, Sr)^{2+} Ca^{2+} \leftrightarrow Na^+ TR^{3+}$.

В процессе формирования структур силикатов с более конденсированными Si-O радикалами существенную роль играют миалы второго типа (рис.3А 1,2,3,4), где триортогруппы связаны с октаэдром крупного катиона. При полимеризации указанных миалов триортогруппа превращается в волластонитовую цепочку, т.е. образуется структурная единица, где период идентичности цепочки сохраняется 7.2 \AA (рис.4В). Из указанных структурных единиц, мотив I типа характерен только для кальций-силикатов, тогда как остальные мотивы характерны как для кальций-, так и TR-силикатов. В указанных мотивах в E положениях располагаются атомы натрия, что обусловлено гетеровалентным замещением $2Ca^{2+} \leftrightarrow Na^+ TR^{3+}$.

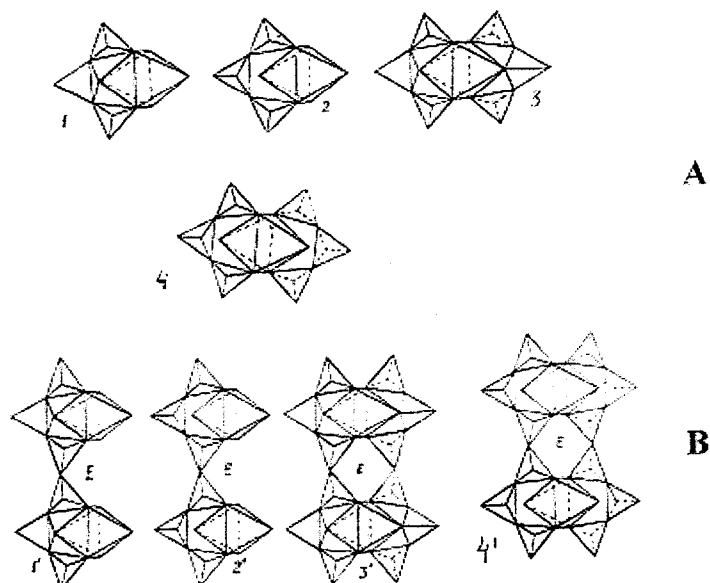


Рис. 3. А. Родоначальные структурные миалы (1,2,3,4), установленные в структурах силикатов с крупными катионами; В. Конденсаты родоначальных миалов, характерные: 1' – для структур $K_3HoSi_3O_9$; 2' – кристаллохимически возможный структурный элемент; 3' – для структур макдональдита; 4' – для структур ксонотлита и TR- силикатов.

Из структурных единиц типа 1' (рис.3В) формируется структура волластонита (рис.4 а,б). Эквивалентные мотивы, обобщаясь свободными вершинами тетраэдров и октаэдров, создают смешанный слой параллельно плоскости (100), который цементируется дополнительными атомами кальция. Подобные структурные типы не характерны для силикатов с трехзарядным крупным катионом. Структура бустамита сформирована из единицы типа 3' (рис.5), где в Е положениях располагаются атомы кальция, а в октаэдрах структурного минала статистически распределяются атомы кальция и марганца. В структуре бустамита структурные единицы полимеризуются со смещением $\frac{1}{2}b$, в результате образуются структурные блоки, параллельно плоскости bc . Между структурными блоками располагаются атомы кальция третьего типа. С учетом разного характера крупного катиона кристаллохимическую формулу бустамита можно написать как: $M_2''' / M_2'' / M'(Si_3O_9)_2 //$, где M' - катионы, расположенные в структурной единице; M'' - катионы, расположенные в Е положениях; M''' - катионы, расположенные между структурными блоками.

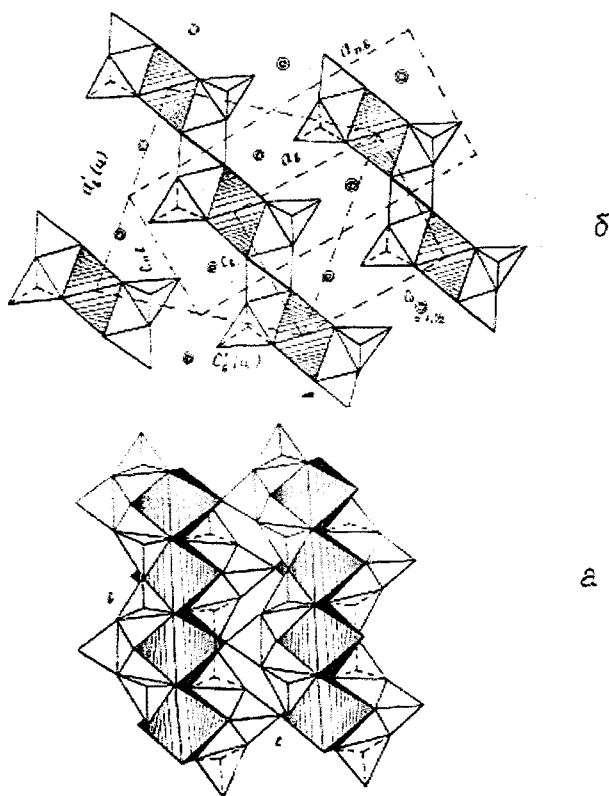


Рис. 4. Структура волластонита: а) конденсация волластонитовых цепочек октаэдрической колонкой; б) структурные переходы волластонит – параволластонит – центрированный волластонит

С учетом указанных особенностей и распределения катионов в различных положениях можно представить химический состав TR-формы бустамита: $Ca_2 / Na_2^E TR_2(Si_3O_9)_2$ / (Чирагов и др., 2005).

Оригинальное подобие наблюдается в структурах ксонотлита ($a=16.50$, $b=7.33$, $c=7.03 \text{ \AA}$, $\beta=90^\circ$, $z=2$, пр.гр. $P2/a$), сажинита ($a=7.5$, $b=15.62$, $c=7.35 \text{ \AA}$, $z=2$, пр.гр. $Pmm2$) и синтетического Na, Nd - силиката ($a=29.68$, $b=7.35$, $c=7.36 \text{ \AA}$, $z=4$, пр.гр. $Pmm2$).

Структуры этих фаз формируются из структурных единиц типа 4' (рис.3В). В ксонотлите структурные единицы образуют структурные блоки. Координацию атома кальция, расположенного в E положениях, дополняют до 6-ти две (ОН) группы. Блоки цементируются атомом кальция, вокруг которого атомы кислорода и (ОН) группы создают тригональную призму (рис.6). С учетом указанного кристаллохимическую формулу ксонотлита и его TR-форму можно представить в виде: $Ca_4 / Ca^E(OH)_2 CaSi_6O_{17}$ и $Na_2Ca_2 / Na^E(H_2O_2)TRSi_6O_{17} /$

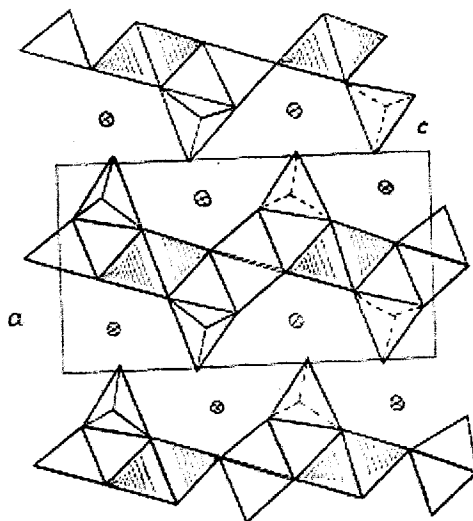


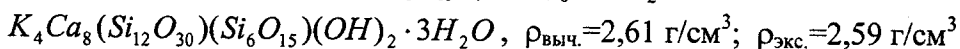
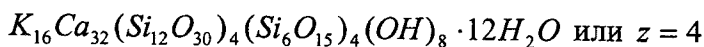
Рис. 5. Структура бустамита

Как видно из рис.6, структура сажинита состоит из двух, а структура Na, Nd - силиката из четырех ксонотлитовых блоков. В структуре ксонотлита блоки изолированные, тогда как в структурах указанных TR-силикатов – конденсированные. Указанное подобие находит свое отражение в параметрах структурного блока, где $b_k = a_c = a_{Na, Nd} = 7,40 \text{ \AA}$; $b_k = a_c = a_{Na, Nd} = 7,40 \text{ \AA}$.

для Na, Nd фаз – $Na_8 / Na_2^E (H_2O)_8 Nd_4 (Si_6O_{15}) /$.

Выделенные родоначальные миалы и выявленные закономерности в описанных структурах дают возможность на основе метода сравнительной кристаллохимии предсказать неизвестные структуры силикатов и прогнозировать структуры сложных оксидных минералов. На основе метода нами впервые смоделирована структура монтреджианита – $KNa_2 / YSi_8O_{19} \cdot 5H_2O$, $z=4$, где изолированные октаэдры иттрия с дельхайелитовым Si_8O_{19} радикалом образуют смешанный каркас (Chiragov, Ragimov, 1984). Атомы калия и часть молекул воды располагаются в пустотах каркаса, а атомы натрия в E положениях. Структура монтреджианита несколько лет позже расшифрована на основе большого экспериментального материала (Ghose et al., 1987). Параметры ячейки, химический состав и симметрия структуры находятся в полном соответствии с представленной нами моделью.

Структуры чароита и маунтейнита также моделированы по этим принципам. Для моделирования структуры чароита использованы структурные элементы мизерита, канасита и окенита (Чирагов, 2004). Сравнение структур этих минералов показало, что структура чароита формируется из четырех канаситовых радикалов. Связанные с двойными октаэдрическими колонками канаситовые радикалы образуют структурные блоки с составом $4 / Ca_8 (Si_{12}O_{30}) /^{4+}$. На основе соотношения $CaO : SiO_2$ можно предположить, что структурные элементы связываются с дополнительными кремнекислородными радикалами – лентой Si_6O_{16} или сеткой Si_6O_{15} . Более реальный – вариант структуры, где структурные блоки полимеризуются с сеткой с составом (Si_6O_{15}) . Представленная структура имеет химический состав:



В структуре чароита атомы натрия и часть молекул воды располагаются в пустотах смешанного каркаса. В структуре расстояния между атомами в соответствии со структурами мизерита и канасита следующие: в тетраэдре $Si - O = 1.58 - 1.66 \text{ \AA}$, в октаэдре $Ca - (O, OH) = 2,34 - 2,45 \text{ \AA}$, в $Ca - (O, OH, H_2O) = 2.38 - 2.54 \text{ \AA}$, в $K - O = 2.90 - 3.12 \text{ \AA}$.

Сопоставлением кристаллоструктурных данных с минералами группы дельхайелита (Чирагов, 1981) определена структура маунтейнита. В минералах группы дельхайелита составы структурных элементов $/Ca_2Si_8O_{19}/$ сохраняются стабильно, т.е. октаэдрическая колонка кальция, связываясь с дельхайелитовыми $Si - O$ радикалами, создает смешанный каркас, в пустотах которого располагаются щелочные катионы и молекулы воды. Во всех работах (Gard, Taylor, 1957) подобный состав представляется и для минерала маунтейнита. Но ромбическая симметрия маунтейнита и отличие в параметрах ячейки не позволяют говорить об идентичности структур этих минера-

лов. Если сопоставить атомные количества кислорода минералов группы дельхайелита, где количество кислорода 38, с подобным составом маунтейнита, где количество кислорода 40, можно установить, что в составах этих минералов различие наблюдается только в количествах атомов кислорода, при этом количество атомов кремния не меняется. Эта дает возможность предположить, что $Si-O$ радикал маунтейнита отличается от $Si-O$ радикала дельхайелитового типа (Si_8O_{19}). Подобное различие в химическом составе позволяет предположить, что в структуре маунтейнита $Si-O$ радикал имеет состав Si_8O_{20} . Радикал подобного состава получается разложением двойной дельхайелитовой $Si-O$ сетки с составом (Si_8O_{19}). Учитывая изложенное, структура маунтейнита смоделирована с учетом структуры дельхайелита и макдональдита. В представленной модели структуры маунтейнита вычисленные параметры моноклинной ячейки, простр. группа $P 2_1$, химические составы $K_4Na_8Ca_8Si_{32}O_{80} \cdot 24H_2O$ полностью совпадают с экспериментально установленными значениями.

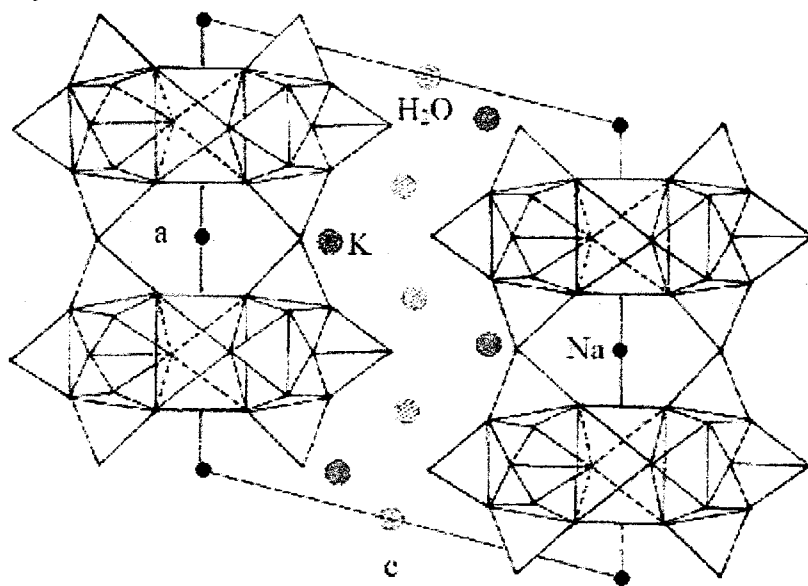
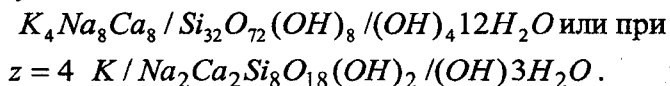


Рис. 7. Структура маунтейнита

Как видно из рис. 7, в структуре маунтейнита октаэдры атомов кальция и натрия образуют сплошные стенки, которые с обеих сторон связаны тетраэдрической сеткой состава $Si_{16}O_{40}$. Эквивалентные блоки повторяются с параметром 13.51 Å. Подобные структурные блоки характерны для структур слоистых силикатов, но форма $Si-O$ сеток в этих структурах отличается. Между структурными блоками располагаются атомы калия и молекулы воды. По кристаллохимическим соображениям вероятно, что в несвязанных с октаэдрическим слоем свободных вершинах тетраэдров располагаются $(OH)^-$ группы.

Описанная структура минерала позволила уточнить кристаллохимическую формулу маунтейнита в виде:



В структуре расстояния между атомами полностью соответствуют подобным расстояниям в известных структурах силикатов с крупными катионами.

Следует отметить, что в структурах силикатов со смешанными каркасами образуются цеолитоподобные пустоты, в основном трубчатого характера, в которых располагаются щелочные катионы и молекулы воды. Силикаты с подобной структурой являются ценным материалом для нанотехнологий.

ЛИТЕРАТУРА

- БЕЛОВ Н.В. 1976. Очерки по структурной минералогии. Наука, М., 344 с.
- ЧИРАГОВ М.И. 2002. Сравнительная кристаллохимия кальциевых и редкоземельных силикатов. Баку, 358 с.
- ЧИРАГОВ М.И., МАМЕДОВ Х.С. 1974. Ученые записки АГУ, сер.геол.-геогр.наук, 3-6.
- ЧИРАГОВ М.И., ШИРИНОВА А.Ф. 2004. Минералогический журнал, т.26, Киев, 5-9.
- ЧИРАГОВ М.И., ДОРФМАН М.Д. 1981. Доклады АН СССР, 260, 458-461.
- ЧИРАГОВ М.И., ШИРИНОВА А.Ф., САМЕДОВ Х.Р., РАГИМОВ К.Г. 2005. Вестн. БГУ, серия естеств. наук, 101-110.
- GARD J.A., TAYLOR H.F.W. 1957. Mineralog.Mag., v.13, 611-623.
- GHOSE S., SEN GUPTA P.K., CAMPANA C.F. 1987. Amer.Mineral., 72, 365-374.
- CHIRAGOV M.I., RAGIMOV K.G. 1984. XIII th Congress of Crystallography, Hamburg, 119-120.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ЛИТОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГРУЗИИ В АЛЬПИЙСКОМ ЦИКЛЕ

Н.А.Асланикашвили, Г.В.Гигиадзе, Р.Г.Кофман,
Г.А.Магалашвили, И.О.Сирбиладзе, **Б.К.Чичуа**

*Кавказский институт минерального сырья им. А.А.Твалчрелидзе,
0162, Тбилиси, ул. Паташвили, 85*

Асланикашвили Н.А., Гигиадзе Г.В., Кофман Р.Г., Магалашвили Г.А., Сирбиладзе И.О., Чичуа Б.К. Минерагеническая специализация литогеодинамических комплексов Грузии в альпийском цикле. В настоящее время в Кавказском регионе, в частности Грузии, геологическая наука сменила парадигму и классическая металлогения (минерагения) встала на путь теоретизации исследований, используя идеи тектоники литосферных плит. Рассмотрены геологическое развитие территории Грузии в альпийском цикле, литогеодинамические комплексы, специализированные на определенные металлы, и горючие ископаемые. С комплексами интрадугового рифта и вулканических депрессий связана промышленная нефтегазоносность.

Aslanikashvili N.A., Gigiadze G.V., Kofman R.G., Magalashvili G.A., Sirbiladze I.O., Chichua B.K. Mineragenetic specialization of the Georgian lithogeodynamic complexes in the Alpine cycle. At the present time within the Caucasian region and in Georgia specifically, the geological science has changed its paradigm and the classical metallogeny (minerageny) entered the path of theorizing an investigations using conceptions of lithospheric plates tectonics. The paper focuses on the geological evolution of the Georgia's territory in the Alpine circle, on the lithogeodynamic complexes specialized onto definite metals and combustive minerals. An industrial oil and gas presence is connected with the intra – arc rift and volcanic depression's complexes.

Aslanikaşvili N.A., Qiğiadze Q.V., Kofman R.Q., Mağalaşvili Q.A., Sirbiladze İ.O., Çiçua B.K. Alp dövründə Gürcüstanın litogeodinamik komplekslərinin mineraloji ixtisaslaşması. Müasir dövrdə Qafqaz regionunda, xüsusilə Gürcüstanda geoloji elm paradigmasını əvəz etmiş və klassik metallogeniya (mineraqeniya) litosfer plitələrinin tektonikası ideyasına əsaslanaraq nəzəri tədqiqat yolunu seçmişdir. Alp dövründə Gürcüstan ərazisində litogeodinamik komplekslərin müəyyən metal və yanar qazıntılara ixtisaslaşması nəzərdən keçirilir. Neft-qaz sənayesi qövsvari rift kompleksləri və vulkanik depresiyalar ilə əlaqədardır

В настоящее время в Кавказском регионе, и в частности в Грузии, геологическая наука изменила парадигму и классическая металлогения (минерагения) встала на путь теоретизации исследований, используя идеи тектоники литосферных плит. Кавказское горно-складчатое сооружение – это результат взаимодействия Афро-Аравийской и Евроазиатской литосферных плит, и оно является частью Альпийско-Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса.

На современном эрозионном срезе в пределах Грузии четко выделяются три области различного тектонического строения: северная – складчато-покровная система Большого Кавказа, центральная – Закавказская межгорная область и южная – складчато-надвиговая система Малого Кавказа (Гамкрелидзе, 2000). Эти системы имеют общекавказское простирание. Но они пересекаются Транскавказским поперечным поднятием, которое вывело на

современный срез отложения доальпийского фундамента. Вышеназванные системы (мегаструктуры) сложены структурно-вещественными комплексами (формациями, сериями формаций), образованными в различных геодинамических обстановках, которые наиболее достоверно реставрируются для альпийского цикла и значительно труднее – для герцинского. В истории геологического развития всего Кавказа существенную роль играло раскрытие и замыкание океанов: Палеотетиса, его реликтов и Неотетиса. В альпийское время океан был представлен узким проливом и его активной окраиной в виде сложной системы островных дуг, окраинных морей и интрадуговых бассейнов (Лордкипанидзе, 1980). Значительная перестройка региона происходила в позднеальпийское время. В связи с постколлизией и орогенным поднятием формируется горно-складчатое сооружение. В современной его структуре сохраняются «обломки» литогеодинамических комплексов окраинного моря, шельфовых зон, островных дуг, интрадуговых рифтов, межгорных впадин и т.д. (рис.1).

Рудообразование и нефтегазоносность происходили в условиях определенных геодинамических режимов (Кекелия и др., 2000), и месторождения проявляют четкие пространственно-временные связи с конкретными элементами, или составными частями структурно-вещественных комплексов определенных геодинамических обстановок (табл.1). Наиболее благоприятные обстановки рудообразования в пределах Кавказа – островодужные, окраинного моря, осложненные на постколлизиионном и орогенном этапах, связанные с интрузивными комплексами, а также межгорных впадин.

Для островодужных комплексов юрского, мелового и палеогенового возрастов, развитых в пределах Закавказской межгорной области (Гагрско-Джавская зона) и складчато-надвиговой системы Малого Кавказа (Аджаро-Триалетия, Сомхито-Гарабагская, Болнисско-Гянджинская зоны) характерно наличие вулканических, вулканотектонических и вулканоплутонических построек, с которыми связаны рудно-магматические системы, несущие колчеданное и медно-порфировое оруденение. Для Южного склона Большого Кавказа в пределах которого отложения нижней и средней юры представлены комплексами окраинного моря, осложненного глубоководным трогом, характерно развитие колчеданного оруденения, где на матрицу гидротермально-осадочных серноколчеданных руд наложено эпигенетическое оруденение медно-пирротиновых и свинцово-цинковых руд. Для межгорных депрессий Закавказской межгорной области, сложенных молассовыми отложениями олигоцен-неогенового возраста, в пределах Чиатуро-Квирильской подзоны характерно развитие марганцевого оруденения явно полигенного формирования (Дзоценидзе, 1969). Следует отметить, что неметаллические полезные ископаемые также являются продуктами определенных геодинамических обстановок.

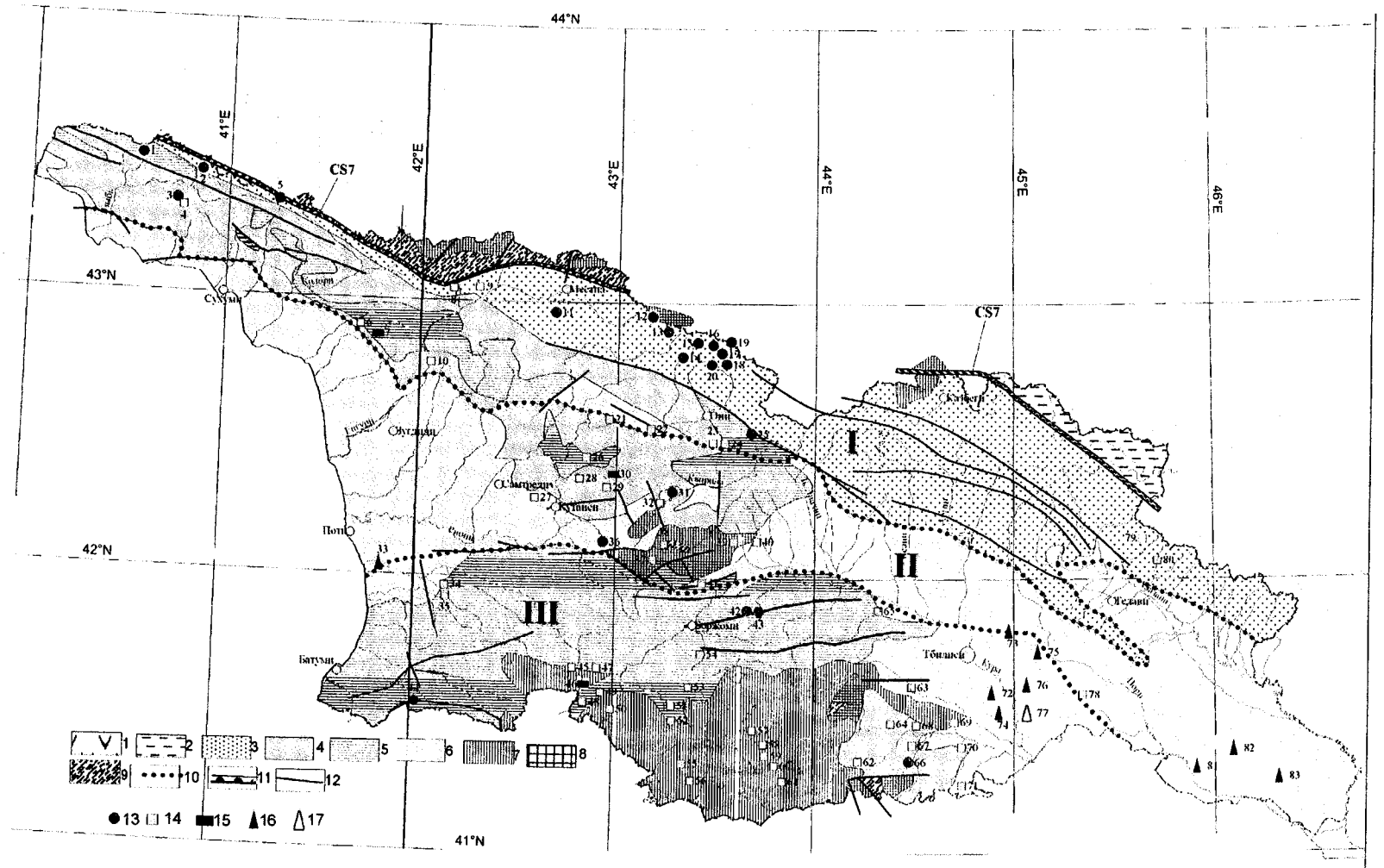


Рис.1. Карта полезных ископаемых Грузии на геодинамической основе.
 Авторы: Н.А.Асланикашвили, Г.В.Гигиадзе, Р.Г.Кофман, Г.А.Магалашвили, И.О.Сирбиладзе, Б.К.Чичуа

Условные обозначения к карте

1-9 – Геодинамические обстановки формирования структурно-вещественных комплексов: 1 – фрагменты океанической коры; 2 – внутриплитное шельфовое море; 3 – окраинное море (задуговой бассейн); 4 – энсиалическая островная дуга; 5 – тыловые зоны и интрадуговые рифты; 6 – межгорные впадины; 7-9 – орогенетические поднятия: 7 – вулканические комплексы, 8 – магматические комплексы, 9 – метаморфические комплексы: O_5 – океанические офиолиты палеозойские, BA_6 – окраинное море (склон и подножье) юрско-раннеэоценовое, SA_6 – энсиалическая островная дуга от юрского до палеогенового времени, BV_6 – тыловая зона островной дуги среднеюрская, BV_6^{1-3} – интрадуговой рифт, от среднеюрского (альб) до раннеэоценового времени, HC_5 – орогенные поднятия палеозойского времени, HC_7 – орогенетические поднятия миоцен-четвертичного времени, PC_1 – метаморфические комплексы докембрий – протерозойского времени, PC_2 – метаморфический комплекс герцинского времени; 10 – Границы тектонических единиц первого порядка: I – Складчато-покровная система Большого Кавказа. II – Закавказская межгорная область. III – Складчато-надвиговая система Малого Кавказа; 11 – сутурная зона, CS_5 – докембрий-раннепалеозойская; 12 – разломные структуры; 13-17 – месторождения и рудопроявления полезных ископаемых: 13 – металлических (редкие, цветные, благородные); 14 – неметаллических полезных ископаемых; 15 – угля; 16 – нефти; 17 – нефтегазоконденсата.

1. С островодужными комплексами, представленными отложениями вулканотектонических депрессий мелового возраста, связаны медноколчеданные с золотом, барит-полиметаллические и золотоносные руды во вторичных кварцитах (Маднеули, Болнисская группа)¹; с порфирировыми системами в полиметаллических субщелочных вулканогенных породах палеогенового возраста связаны кварц-медно-полиметаллические с золотом руды (Мерисская группа), скарново-железорудные (Дзама) и медно-порфирировые (Гарта). В пределах островодужного комплекса в результате батского орогенеза формируются небольшие депрессии с характерными условиями угленакпления (Бзыбь, Ткварчели, Магана, Ткибули, Шаори). К листоватым сланцам и междугольным пачкам, так называемым «нижним» и «верхним» песчаникам приурочены гагат (Гелати, Ткибули), огнеупорные и строительные глины, аргиллиты (Ткибули-Шаори). Значительный интерес представляют литокомплексы кимеридж-титона, сложенные эвапоритовой пестроцветной толщей, в которой расположены месторождения гипса (Худонское, Мухли-Цесское, Баджихевское), и нижнего мела. С доломитовыми известняками готерив-баррема ассоциированы месторождения высококачественного доломита (Ткварчели, Скури, Джгали, Абано), а также месторождения флюсовых и мраморовидных известняков (Гелати, Баноджа, Мелаури). Для альбсеноманских отложений характерно наличие пластов глауконитовых песчаников большой мощности (полоса Цхалтубо-Кутаиси-Корта) и месторождения высококачественных бентонитовых глин (Гумбри, Кумиста). Верхнемеловые отложения Болнисской вулканотектонической депрессии, пред-

¹ Месторождения и рудопроявления, нанесенные на карту, выделены в тексте жирным шрифтом.

ставленные высокодекоративными туфами, туфолавами, являются прекрасным строительным материалом и используются в качестве облицовочного камня (Фахрало, Сарачло, Гезельдаг). Значительный интерес представляет и такое сырье, как фарфоровый камень (Бектакари, Демурло, Дарбази), бентонитовые глины (Квемо-Болниси, Тамариси), цеолиты (Саралари), бирюза (Маднеули) и керамические риолиты (Маднеули). В пределах Тетрицкаройско-Асуретского блока верхнемеловые известняки могут быть использованы в качестве литографского камня (Алгети). В качестве облицовочного материала представляют интерес мраморовидные известняки Чобаретского месторождения. Верхнемеловые известняки в пределах Окрибы представляют собой прекрасный облицовочный материал и представлены Эklarским и Чогнарским месторождениями пильных облицовочных известняков. С палеогеновыми субщелочными комплексами в пределах Аджаро-Триалетии связаны разнообразные неметаллические полезные ископаемые, в частности бентонитовые глины (Аскана), высококалийевые трахиты (Цихисубани, Ванис-кеди, МтисПири, Учхуби), клиноптилолит (Тедзами, Дзегви), филлипсит (Ацана-Квемошухутская группа). В пределах ее Южной подзоны отмечены месторождения серного колчедана (Цаблана), фарфорового камня и алунита (Гома, Цинавела, Дидвели), а в пределах Ахалцихского сектора – технический и ювелирный агат (Шурдини, Памачи).

1. С комплексами окраинного моря нижнеюрского возраста, представленными флишоидными толщами и продуктами формации натриевых риолито-базальтов, связано полигенное медно-пирротинное оруденение (Аданге, Зесхо). Из неметаллических полезных ископаемых в нижнеюрских отложениях окраинного моря используются аспидные сланцы (Инцоба, Ларс) в производстве керамзита, тарного стекла, темноцветной керамики и т.п., а также мрамора (Лопота, Артана), образованные в результате регионального метаморфизма.

2. Комплексы фрагментов океанической коры, испытавшие догерцинский и герцинский метаморфизм, представляют собой такое сырье, как тальк, серпентинит и нефритоид – поделочный камень (Чорчанская группа).

3. С кислыми интрузивными телами диорит-гранодиоритовой формации молодых орогенных поднятий связаны руды: мышьяковые, вольфрамовые, молибденовые, сурьмяные с сопутствующим золотым оруденением. Расположены они в пределах развития литогединамических комплексов окраинного моря и метаморфических – в верхней Раче и Сванетии (Цана, Кароби, Киртишо, Зопхито, Хврелието). К постколлизийным проявлениям оруденения относятся ртутные, мышьяковые, где не установлена связь с магматизмом (Ахей, Авадхара, Лухуни, Кодисдзири), и свинца, и барита (Квайса, Чорди), приуроченные к серии разломных структур. Комплексы молодых орогенных поднятий – вулканические плато Южной Грузии – специализированы на эпигенетическое полиметаллическое и золотое оруденение. Продукты вулканизма: базальты и риолиты Большого Кавказа (Казбекский вулканический массив) являются прекрасным строительным материа-

лом. Андезиты – кислотоупорный и облицовочный материал, плейстоценовый вулканический комплекс Аджаро-Триалетии, вулканы Эрушет-Арсинского и Джавахетского нагорья (доллериты, андезиты, андезито-базальты), андезиты Ахалкалакского плато (Бакуриани) также являются кислотоупорным материалом. В качестве стеновых блоков разрабатываются туфобрекчии и туфы, а тешениты применяются как облицовочный камень (Курсеби). Среди вулканических выходов выявлены месторождения перлита и обсидиана (Паравани), вулканический пепел, вулканические шлаки и пемза (Оками, Сурбари).

Значительный интерес представляют комплексы межгорных депрессий, с их отложениями связано марганцевое оруденение (Чиатура, Шкмери, Чхари-Аджамети). В пределах депрессии Дзирульской подзоны формируются поздне-неоген-раннемиоценовые спонголиты, фосфориты, цеолиты и кварц-полевошпатовые пески. На территории Ахалцихской депрессии образуются бурые угли (Ахалцихе), бентонитовые глины (Арали, Чурчучо-Чихели, Поцхови), гипс (Цхалтбила). В позднем миоцене – раннем плиоцене, в условиях лагунно-озерных бассейнов формируются высококачественные диатомиты (Кисатиби) и туфодиатомиты (Чобарети). Особое место в минерагении Грузии занимают магматические комплексы орогенных поднятий как альпийского, так и герцинского циклов, среди которых имеются промышленные и перспективные объекты облицовочного сырья, стеновых блоков и рваного камня.

Значительное место также занимают месторождения и проявления, связанные с корами выветривания. В ущелье рр. Храми, Ингури, Цхенисцкали с аллювиальными террасами связано россыпное золоторудное оруденение. В пределах Дзирульской подзоны в результате размыва и переотложения в раннелейасовое время формируются залежи огнеупорных глин (Шроша, Чартали). В Причерноморской полосе отмечены сублатериты или «красноземы», по составу приближающиеся к феррисиалитам, а также небольшие залежи минеральных пигментов (Нагомари), бентонитовых глин, каолинов и магнетитовых песков.

В Грузии промышленная нефтегазоносность приурочена к кайнозойским комплексам интрадугового рифта и вулканических депрессий в пределах Восточной подзоны Аджаро-Триалетской зоны (Притбилисский нефтегазоносный район), которая согласно нефтегазогеологическому районированию входит в состав Прикуринской нефтегазоносной области Южно-Каспийского мегабассейна. В геотектоническом плане Аджаро-Триалетская складчатая зона рассматривается в составе обширного Южно-Черноморского вулканического пояса, растянутого от Балкан до южного побережья Черного моря и Восточной Грузии. Месторождения Самгори-Патардзеули и Ниноцминда приурочены к брахиантиклинальным складкам и состоят из двух структурных этажей. Верхний структурный этаж представлен мощной толщей глинисто-песчаных пород с прослоями гравелитов мио-плиоценового возраста. Нижний состоит из карбонатно-терригенных и вулкано-

генно-осадочных толщ мела и палеогена. С севера структура ограничена разрывными дислокациями.

Продуктивная толща (мощность 500 м) среднеэоценового возраста сложена трещинно-кавернозными коллекторами вуканогенно-осадочного происхождения (туфобрекчии, туфопесчаники и туфы андезитов и андезит-дацитов).

На эти месторождения приходится 89% разведанных запасов нефти и 94% накопленной добычи. Остальные месторождения, приуроченные главным образом к миоценовым молласовым осадкам, мелкие и малодебитные. В структурном отношении они связаны с северными приразломными антиклинальными складками, приуроченными к надвиговым дислокациям.

Согласно имеющимся данным, прогнозные извлекаемые ресурсы нефти в Грузии – 850 млн. т; из них примерно 400 млн. т приходятся на акваторию Черного моря.

Ниже, в табл. 2, приводятся данные о минерально-сырьевой базе Грузии, геолого-промышленных, формационных и генетических типах месторождений и проявлений по типам ведущих полезных ископаемых. Перспективы расширения минерально-сырьевой базы Грузии возможны за счет переоценки вольфрамовых и сурьмяно-мышьяковых руд с золотом в Раче, барит-свинцово-цинковых в Абхазии, барит-серебряных в Болниси и Самачабло, золото-сульфидных в Аджарии. Весьма перспективна золоторудная формация коллизионного этапа.

Перспективы нефтегазоносности связаны главным образом с кайнозойскими вулканогенно-осадочными толщами и отложениями майкопской серии в пределах Грузинской части акватории Черного моря, где их мощность, согласно геофизическим данным составляет 9-10 км.

Перспективы неметаллических полезных ископаемых практически не ограничены. Не исключена возможность выявления новых промышленно-генетических типов месторождений, не традиционных для территории Грузии.

Л и т е р а т у р а

- ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П. 2000. Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии. Матер. научн. сесс. Геол. инст. АН Грузии, 204-208.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ Г.С. 1969. Роль вулканизма в образовании горных пород и руд. Недра, М., 304с.
- ЛОРДКИПАНИДЗЕ М.Б. 1980. Альпийский вулканизм и геодинамика центрально-го сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Мецниереба, Тбилиси.
- КЕКЕЛИЯ С.А., КЕКЕЛИЯ М.А., КОФМАН Р.Г. 2000. Геодинамические основы металлогенического анализа горно-складчатых областей (на примере Кавказа). Матер. научн. сессии. Геол. инст. АН Грузии.

Таблица 1

Таблица соотношений тектонических структур, геодинамических обстановок и металлических полезных ископаемых Грузии

Тектоническая структура	Геодинамические обстановки образования рудовмещающих комплексов (время)	Рудовмещающие геологические (структурно-вещественные) комплексы пород (возраст, названия свит комплексов)	Геодинамическая обстановка формирования (возраст)	Магматические комплексы, контролирующие размещение месторожд.		Рудоконтролирующие структурные элементы	Геолого-промышленный тип, рудная формация и возраст формирования месторождений	Месторождения (Г-гигантские, К-крупные, С-средние, М-мелкие) и рудопроявления (П), номер на карте
				Состав и название комплексов	Позиция оруденения относительно интрузивных тел			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Складчатая (складчато-покровная) система Кавказа	Окраинное море I ₁₋₂	Флишондный (сорская свита) I ₁	Постколлизийная. Конвергентная граница плит P ₃ N	Отсутствует		Субширотный разлом	Кварц-диксит-киноварный. Киноварная. P ₃	Ахей (М) 2
	Окраинное море I ₁₋₂	Флишондный I ₁	Постколлизийная. Конвергентная граница плит P ₃ N	Отсутствует		Разлом СВ-ЮЗ простирания	1. Кварц-диксит-киноварный. Киноварная. P ₃	Авадхара (П) 1
	Шельфовая зона окраинного моря, преддугловая терраса I ₃ -K ₁	Известково-доломитовый и рифовый I ₃ -K ₁	Постколлизийная. Конвергентная граница плит P ₃ N	Отсутствует		Разлом СВ-ЮЗ простирания, трещины оперения	Свинцово-цинковый стратиформный Барит-свинцовоцинковая. I ₃ -K ₁	Брлзйшха (П) 3
	Окраинное море I ₁₋₂	Флишондный включающий комплекс натриевых риолитобазальтов I ₁₋₂	Доколлизийная I ₁₋₂	Отсутствует		Синседиментационная депрессия	Свинцово-цинково-колчеданный. Медно-пирротиновая	Аданге (П) 5
	Окраинное море I ₁	Флишондный I ₁	Постколлизийная P ₃ -N	Отсутствует		Разломы СЗ-ЮЗ простирания	Золото-кварцевый. Кварц-золото-мало-сульфидная N	Аршира (П) 11

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Складчатая (сладчатип-покрывная) система Кавказа	Окраинное море I ₁	Песчано-сланцевый, I ₁ диорит-гранодиоритовый N	Постколлизонная N ₂	Диорит, гранодиорит	В апикальных частях и в экзоконтактах	Разломы, трещины	Золото-мышьяковый Кварц-арсенопиритовая с золотом N	Цана (М) 12
	Окраинное море I ₁	Флишоиды I ₁	Постколлизонная N ₂	Диорит гранодиорит		Разломы СВ-СЗ простираия	Медно-пирротиновая N	Зесхо (П) 13
	Окраинное море I ₃ -K ₁	Терригенно-карбонатный I ₃ -K ₁	Постколлизонная N	Связь не установлена		Близмеридиональный разлом	Кварц-арсенопиритовый с золотом P ₂ -N	Лухуни (М) 14
	Окраинное море I ₁	Глинисто-песчаные сланцы I ₁	Постколлизонная P ₂ ³ - N	Связь не установлена		Разломы СВ-СЗ простираия	Кварц-сурьмяный с золотом и кварц-антимонитовая. P ₂ -N	Зопхито (М) 15
	Окраинное море I ₁	Глинисто-песчаные сланцы I ₁	Постколлизонная P ₂ ³ - N	Связь не установлена		Разломы СЗ-СВ простираия	Золото-мышьяково-сурьяно-вольфрамовый. Кварц-арсенопирит-антимонит-ферберитовая P ₂ ³ N	Хвтелисто (П) 16
	Орогенное поднятие P ₃ -N	Дорит - гранодиоритовый P ₃ -N	Постколлизонная P ₃ -N	Гранодиориты	В апикальных частях	Кулисообразные структуры	Молибден-порфировый. Кварц-молибденитовая. N	Кароби (П) 17
	Окраинное море I ₁	Сланцы глинисто-песчаный I ₁	Постколлизонная N	Связь не установлена		Разломы СЗ-СВ простираия	Золото-мышьяково-сурьямяный. Кварц-арсенопирит-антимонитовая N	Квардзахети (П) 18
Закавказская межгорная область	Окраинное море I ₁	Граниты P ₂ , гранодиориты N	Постколлизонная N	Гранодиориты	В апикальных частях штока	Штокверк, трещины, разломы СЗ-СВ простираия	Кварц-арсенопирит-полиметаллический. Кварц-антимонит-полиметаллическая. N	Киртишо (М) 19
	Окраинное море I ₃ - K ₁	Флишоидный I ₃ - K ₁	Постколлизонная N	Связь не установлена		Тектоническая зона СВ простираия	Ртутно-мышьяковый Реальгар-аурипигментовая. N	Кодисдзири (П) 20

1	2	3	4	5		6	7	8
Закавказская межгорная область	Шельф окраинного моря $I_2 - P_2$	Вулканогенно-осадочный андезито- базальтового состава, известняки $I_2 - K_1$	Постколлизонная N	Связь не установлена		Разломы близширотного простираения	Свинцово-цинковый. Жильная свинцово-цинковая. N	Квайса (М) 25
	Межгорная впадина P_3	Спонголит-песчанистый, песчано-глинистый, опок-овый. $P_3 - N^1_1$	Постколлизонная P_3	Связь не установлена		Пластообразные линзовидные тела	Оксидно-карбонатный Марганцевая P_3	Чиатура (К) 30
	Межгорная впадина P_3	Спонголит-песчанистый, песчано-глинистый, опок-овый $P_3 - N^1_1$	Постколлизонная P_3	Отсутствует		Пластообразные линзовидные тела	Оксидно-карбонатный Марганцевая P_3	Чхари-Аджамети (П) 35
Складчатая система Южного Кавказа	Осевая зона интрадугового рифта $K_1 - P_2$	Флишоидный, габбро-диоритовый P_2^2	Коллизонная P_2^2	Габбро-диорит	Эндо и экзоконтакты	Трещины	Медно-порфировый. Медно-порфировая P_3	Гарта (П) 42
	Рифт островной дуги $K_1 - P_2$	Флишоидный, гранодиоритовый P_2^2	Коллизонная P_2^2			Трещины	Скарново-магнетитовый. Скарново-железородная P_3	Дзама (П) 43
Складчатая система Малого Кавказа	Островная дуга $K_1 - P_2^2$	Флишоидно-туфогенный, базальтовый и трахитовый $P_1 - P_2^2$	Коллизонная P_2^2	Монцит-сиениты		Трещины	Не уточнен Кварц-медно-полиметаллическая с золотом P_3	Мерисская группа проявлений 44
	Островная дуга энсиалическая K_2	Вулканогенный андезито-базальтовый и липаритовый I_2	Коллизонная K_2	Связь не установлена	Вулкано-тектоническая депрессия	Колчеданно-полиметаллический в вулканогенно-терригенных толщах (Малокавказский тип). 1-Медно-колчеданная 2.Барит-полиметаллическая; 3-Золото во вторичных кварцитах. K_2	Маднеули (С) 66	

Таблица 2

Геолого-промышленная систематика месторождений полезных ископаемых Грузии

Полезные ископаемые	Геолого-промышленный и формационный (металлы), генетический и морфологический (неметаллы) типы полезных ископаемых	Месторождения (К-крупные, С-средние, М-мелкие) и рудопроявления (П). Номера на карте
1	2	3
Топливо-энергетическое сырье		
Каменный уголь	Каменноугольное Каменноугольное	Ткибули-Шаори (С) 30 Ткварчели (М) 7
Бурый уголь	Буроугольный	Ахалцихе (М) 46
Газ	Газоконденсатное	Рустави (М) 77
Нефть	Нефтяное	Норио-Сацхениси (М) 73
		Самгори-Патардзеули-Ниноцминда (К) 75
		Телети (М) 72
		Южн. купол Самгори (С) 76
		Западное Рустави (С) 74
		Тарибани (С) 81
		Мирзаани (М) 82
		Патара Шираки (М) 83 Супса (М) 33
Черные металлы		
Железо	Скарново-магнетитовый; скарново-железородный	Дзама (П) 33
Марганец	Оксидно-карбонатный; марганцевый	Чиатура (К) 31 Чхари-Аджамети (П) 36
Редкие металлы		
Молибден	Молибден-порфиновый; кварц-молибденитовый	Кароби (П) 17
Мышьяк	Золото-мышьяковый;	Цана (М) 12
	Кварц-арсенопиритовый с золотом;	Лухуни (М) 14
	Ртутно-мышьяковый, реальгар-аурипигментовый	Кодисдзири (П) 20
Цветные металлы		
Медь	Кварц-медно-полиметаллический с золотом	Цана (М) 12 Зесхо (М) 13
	Медно-порфиновый	Гарта (П) 42
	Медно-колчеданный; барит-полиметаллический с золотом	Маднеули (С) 66
	Кварц-медно-полиметаллический	Мерисская группа (М) 44
Свинец-цинк	Свинцово-цинковый стратиформный	Брдзишха (П) 3
	Свинцово-цинково-колчеданный, колчеданно-полиметаллический	Аданге (П) 5
	Свинцово-цинковый с баритом	Квайса (М) 25
Благородные металлы		
Золото	Медно-колчеданный с золотом, барит-полиметаллический;	Маднеули (М) 66
	Золотоносный вторичный кварцит	
	Золото-кварцевый, кварц-золотомалосульфидный;	Аршира (П) 11
	Кварц-арсенопиритовый с золотом;	Лухуни (М) 14
	Кварц-сурьмяный с золотом, кварц-антимонитовый с золотом	Зопхито (М) 15

1	2	3
Ртуть	Кварц-диккит-киноварный, киноварный	Ахей (М) 2 Авадхара (П) 1
	Ртутно-мышьяковый, реалгар-аурипигментовый	Кодисдзири (П) 20
Сурьма	Кварц-сурьмяный с золотом; кварц-антимониовый	Зопхито (М) 15 Квардзахети (П) 18
	Кварц-арсенопирит-антимонит-ферберитовый	Хврелието (П) 16
	Кварц-арсенопирит-полиметаллический, кварц-антимонит-полиметаллический	Киртишо (П) 19
Горно-химическое сырье		
Барит	Барит мономинеральный жильный	Чорди (М) 24
	Барит-полиметаллический; барит прожилковый	Давид-Гареджи (С) 67 Апшра (К) 4
Диатомит	Диатомитовый	Кисатиби (С) 50
Бентонит	Вулканогенно-осадочный, пластовый	Гумбри (М) 27 Арали (К) 45 Чурчучо-Чихели (К) 47
		Гидротермальный
Цеолит	Вулканогенно-осадочный, пластовый	Тедзами (С) 65
Андезит кислотоупорный	Эффузивный	Бакуриани (К) 54
Мирабилит	Песчанно-глинистый, соленосно-озерный	Азамбура (М) 78
Горнорудное сырье		
Агат	Гидротермальный, жеодовый	Ахалцихе (С) 49
Тальк	Гидротермально-метасоматический	Чорчана (М) 39
Фарфоровый камень	Метасоматический (кварц-серицитовый, аргиллизитовый)	Бектакари (С) 64
Пегматит	Пегматитовый	Шроша (М) 37
Каолин	Осадочный, коры выветривания	Джвариса (М) 26
Гагат	Осадочный угленосный	Ткибули (М) 29
Нерудное сырье для металлургии		
Доломит	Осадочный, хемогенный, пластовый	Ткварчели (К) 6
		Абано (М) 40
Строительные материалы		
Мрамор и мраморовидный известняк	Метаморфогенный, линзовый	Лопота (М) 79
		Чубери (М) 8
	Метаморфизованный; линзы	Салиети (К) 32
		Молити (М) 41 Шроша (М) 37
Метаморфизованный; пластовый	Садахло (М) 71	
	Чобарети (С) 53	
Метаморфогенный	Дизи (М) 9	
Тешенит облицовочный	Интрузивный (экструзивная залежь)	Курсеби (С) 28
Кровельный сланец	Глинисто-сланцевый, пластовый	Инцоба (С) 80

1	2	3
Вулканический шлак	Вулканогенный, эксплозивный	Оками, (С) 55 Владимиров (С) 57 Иниак-даг (С) 59 Юмри-тепе (С) 60 Кора-тепе (С) 61 Пока(С)58, Сурбсар (С) 56
Базальт облицовочный	Эффузивный	Хизабавра (С) 51 Хертвиси (С) 52 Болниси (С) 68 Тетри-Цкаро (С) 69
Туф облицовочный	Вулканогенный, линзовый	Болниси (М) 70
Литографический камень	Осадочный хемогенный, пластовый	Алгети (М) 63
Гипс	Эвапоритовый гипсоносный, линзовидный	Чребало (М)21, Худони (М) 10, Мухли-Цеси (М) 22, Баджихеви (М) 23, Цхалтбила (М) 48
Трахит керамический	Гидротермально-измененный, пластовый	Цихисубани (М) 35

НАУЧНЫЕ И ЭКОТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЗВИТИЯ АЛЮМИНИЕВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ В АЗЕРБАЙДЖАНЕ (НА БАЗЕ АЛУНИТОВ)

М.М.Мамедов, В.К.Халил-заде, Т.Д.Исрафилов

*НИИ минерального сырья Национальной геологоразведочной службы
Министерства экологии и природных ресурсов Азербайджанской Республики,
Az1073, Баку, ул. Б.Агаева, 101А*

Мамедов М.М., Халил-заде В.К., Исрафилов Т.Д. Научные и экотехнологические аспекты развития алюминиевой промышленности в Азербайджане (на базе алунитов). На базе Загликского месторождения алунитов в середине 60-х годов XX-го века впервые в мире в г. Гяндже был запущен в эксплуатацию крупный союзного значения комбинат по переработке алунитов. Это предприятие функционировало в течение более 30 лет. Принимая во внимание некоторые технологические неполадки действующего комплекса и особенно тяжелую экологическую обстановку в то время, в 80-90-х годах XX-го века НИИ «ЮжЦНИГРИ» г. Баку была изучена, разработана и апробирована принципиально новая природоохраняющая технология переработки алунитов, на что в 1997 году получен Patent. Принимая во внимание все преимущества вновь разработанной технологии, дальнейшее развитие алюминиевой промышленности в Азербайджане считается целесообразным осуществлять только на базе местных алунитов, а не завозимых из-за рубежа бокситов. Если на сегодня многотоннажные пылевидные шламовые отходы от переработки боксита все еще не находят потребителя и таким образом загрязняют окружающую среду, то шламовые отходы от переработки алунитов представляют собой незаменимое сырье для производства различных видов строительных материалов, на что имеется неограниченный спрос.

Mamedov M.M., Khalil-zadeh V.K., Israfilov T.D. Scientific and ecotechnological aspects of development of the aluminum industry in Azerbaijan (on the basis of alunites). A large integrated alunitic reworking plant of All-Union importance was put into operation for the first time in the world in the middle of 60-th of the XX-th century in Gyandja city on the basis of Zaglik alunitic deposit. This enterprise worked during more than 30 years. Taking in mind some technological troubles of this complex and difficult ecological conditions, the research Institute "Youzh TZNIGRI" in Baku have studied, worked out and approved a quite new nature protected technology of reworking of alunites; in 1997 this technology took out a patent. As a result the development of aluminium industry in Azerbaijan carried out exclusively on the basis of local alunites eliminating an importation of bauxites from abroad. Up to the present the multitonnage dusty slime wastes of bauxite reworking still don't find consumers polluting an environment, but the slime wastes of alunites reworking are of indispensable raw materials for production having unlimited demand all over the world.

Məmmədov M.M., Xəlilzadə V.Q., İsrəfilov T.D. Azərbaycanada alüminium sənayesinin inkişafının elmi və ekotexnoloji aspektləri (alunit filizi bazasında). Dünyada ilk dəfə olaraq XX-ci əsrin 60-cı illərində Gəncə şəhərində Zəylik alunit yatağının bazasında İttifaq miqyaslı iri sənaye kompleksi işə salınıb və 30 ildən artıq müddətdə o fəaliyyət göstərib. Bu zavodun ətraf mühitə güclü dərəcədə ziyan vurmasını nəzərə alaraq, keçən əsrin 80-90-cı illərində Bakıda yerləşən "YUJSNİQRİ ETİ" tərəfindən alunitin ekoloji cəhətdən təmiz, prinsipial dərəcədə yeni bir texnoloji üsulu işlənib hazırlandı və ona 1997-ci ildə patent verildi. Yeni texnoloji üsulun bütün üstünlüklərini nəzərə alaraq, Azərbaycanda alüminium sənayesinin gələcək inkişafını müəlliflər ancaq və ancaq yerli alunit bazasının əsasında görürlər. Onlar xarici ölkələrdən külli miqdarda gətiriləcək boksit filizi əsasında bunun aparılmasını qəbul etmirlər. Qeyd edilir ki, boksit filizinin narın toz halına salınan yüksək tonnajlı şəlim tullantılarına bu günə kimi tələbat yoxdur və bu tullantılar ətraf mühitin daha da artıq çirklənməsinə gətirib çıxarda bilər, alunit filizinin tullantı-

ni isə, əksinə, bir çox yeni növ tikinti materiallarının istehsalı üçün əvəzsiz xammaldır və ona böyük tələbat yaranacaq.

Практически алюминий в промышленном масштабе стал применяться с 1886 года, и в течение этих 120 лет производство алюминия в мире росло исключительно высокими темпами. Так, если в 1890 году во всем мире алюминий производился всего лишь в 6 странах, то в 1940-45 гг. число таких государств возросло до 16, а в 1980 году – до 41.

Несмотря на то, что в настоящее время производство алюминия превышает 100 млн. тонн в год, однако это количество не удовлетворяет всей потребности в этом металле. По этой причине цена алюминия на мировом рынке имеет устойчивую тенденцию к повышению.

Известно, что во всем мире по сей день основным природным минеральным сырьем для производства алюминия являются так называемые бокситы.

Принимая во внимание, что ресурсы бокситов по своей природе не возобновляемы и в географическом отношении размещены крайне неравномерно, в середине XX-го столетия перед учеными и специалистами, в том числе геологами, будучи актуальной, была поставлена задача по поискам альтернативных видов минерального сырья, пригодного для использования при производстве глинозема, т.е. оксида алюминия. Следует отметить, что в довольно короткие сроки учеными и специалистами в ряде стран мира была показана возможность использования в этих целях различного состава нефелинов, алунита и др. высокоглиноземистых пород и пр.

О наличии в Азербайджане достаточно крупных скоплений алунита и его практическом использовании для производства квасцов, широко применяемых в кожевенном производстве, известно еще с конца XIX-го века. Здесь речь идет о скоплениях алунита в Дашкесанском районе у сел. Заглик.

В вопросах изучения и обоснования возможности использования в качестве минерального природного сырья для производства оксида алюминия алунитов взамен бокситов большое значение имели научные исследования академика М.А.Кашкая. Более 10 лет кропотливого труда по изучению химизма, минералогического состава, геолого-тектонических и структурных условий их размещения позволили М.А.Кашкаю выделить в пределах Загликского месторождения 5 характерных участков:

1. Северо-Западный участок железистых алунитов;
2. Алунитдагские кремнистые алуниты;
3. Пирофиллитовые алуниты Кырвакара;
4. Западно-Загликский участок каолинизированных алунитов;
5. Загликские алуниты.

Следует указать, что всего в 1,5 км юго-восточнее от Загликского месторождения алунитов на его продолжении выявлено Кырвакарское проявление пирофиллита. Здесь среди пирофиллитовых пород выделяется 10-15 м толща алунитизированных и гематитизированных туфов. По предварительным расчетам здесь размещено порядка 6,5 млн. тонн таких туфов, и они включены в общий баланс запасов Загликского месторождения.

По результатам этих исследований и научных прогнозов академика М.А.Кашкая, которые были широко использованы при детальной разведке Загликского месторождения, впервые в мировой практике в середине XX-го столетия на государственный баланс запасов полезных ископаемых бывшего СССР было занесено Загликское месторождение алунита в качестве сырьевой базы производства глинозема.

Принимая во внимание, что в то время ресурсы высококачественных бокситов на территории бывшего СССР практически находились на нулевом уровне, возможность использования алунитов в алюминиевой промышленности для производства оксида алюминия рассматривалось страной как крупное научное открытие. И благодаря титаническому целенаправленному труду ученых и специалистов в короткое время была разработана комплексная схема переработки алунитов. Во II-ой половине 60-х годов прошлого столетия впервые в мировой практике на базе алунитов Загликского месторождения был построен в г.Гянджа крупный промышленный комплекс – Кир.АЗ (Кировабадский алюминиевый завод) с проектной мощностью 450 тыс.тонн глинозема, 320 тыс. т серной кислоты и 165 тыс.т сульфата калия (безхлорного удобрения). Это был первый и единственный крупнотоннажный промышленный комплекс по переработке алунита, что, естественно, сказалось на работе комбината. неполадки имели место в технологической цепи, что обусловило сильное загрязнение окружающей среды. Все это отрицательно сказывалось не только на экономических показателях предприятия, но и служило причиной периодических демонстраций местного населения, выражающего таким образом свой протест в борьбе за чистоту окружающей среды. На заводе принимался ряд мероприятий по улучшению технологических показателей переработки сырья и по охране окружающей среды. На их осуществление затрачивались значительные средства, однако должного эффекта не наблюдалось. По-прежнему, завод работал с большими убытками и продолжал загрязнять окружающую среду.

В 80-90-х годах прошлого столетия расположенный в г. Баку Научно-исследовательский геологоразведочный институт “ЮЖЦНИГРИ” Министерства геологии СССР разработал принципиально новую, экологически чистую и природоохраняющую технологию комплексной безобжиговой переработки алунита, на что в 1997 году был выдан Patent. Предложенный “ЮЖЦНИГРИ” метод двухступенчатого выщелачивания алунита взамен гидрометаллургического метода предусматривает сокращение тех технологических переделов, которые отрицательно сказываются на экономических показателях и загрязняют природную среду.

Так, замена сухого дробления и мелкого помола всего объема алунита на мокрый способ размола позволяет предотвратить большой (~10 %-й) пылеунос наиболее легковесной части алунита, т.е. именно глиноземистой части сырья, значительно уменьшает уровень шума и улучшает условия труда на участке размола. Взамен 10-12 дробильно-помольных мельниц сухого размола достаточно будет 2-3 и более высокопроизводительных агрегатов мокрого размола. Кроме того, при новой технологии под сокращение под-

падает сернокислотный цех, для деятельности которого сотни тыс. тонн элементарной серы приходилось завозить из-за рубежа. Ликвидация данного производства практически означает прекращение выпадения в регионе так называемых “кислотных дождей”.

По новой технологической схеме переработки алунитов резко возрастает объем производства высокопотребного на мировом рынке безхлорного удобрения, а именно сульфата калия. И по объему промышленного производства в тоннаже и стоимостном выражении завод практически станет одним из крупнейших производителей такого ценного удобрения, как сульфат калия. Завод в целом практически из разряда пирометаллургических предприятий перейдет в разряд предприятий, работающих по технологии выщелачивания.

В то же время необходимо отметить, что переход завода на безобжиговый метод двухступенчатого выщелачивания потребует в качестве технологического сырья поставки сюда в достаточно больших объемах поташа и обожженной извести. Ресурсов поташа в нашей Республике нет. Представляется целесообразным завозить его из РФ, а именно из Пиколевского комбината, расположенного вблизи Санкт-Петербурга.

Что же касается обожженной извести, то обеспечение его можно осуществить за счет собственных ресурсов. В районе города Гянджа имеется ряд действующих карьеров и неразрабатываемых месторождений данного сырья.

При переработке алунитов большими объемами поташа увеличивается выход сульфата калия, т.е. этот передел отличается практически отсутствием многотоннажных отходов, что очень важно с позиций комплексного использования сырья. Обжиг же извести сопровождается выбросом в атмосферу в больших объемах газа CO_2 . Использование этого газа позволит вынести на товарный рынок в больших объемах очищенный углекислый газ и сухой лед. На них имеется огромный спрос у предприятий пищевой и др. отраслей промышленности. Все это в целом, безусловно, резко увеличит объемы товарного производства и улучшит общие экономические показатели комбината.

Единственной недоработкой предлагаемой технологии является то, что по сей день не удалось апробировать ее в производственных условиях. К сожалению, наши неоднократные обращения в соответствующие госструктуры, к руководству завода, а также компании «Fondel Metal», которая являлась до последнего времени единоличным владельцем всего алюминиевого комплекса нашей страны, по сей день остаются безответными.

В то же время, если в свое время была бы оказана помощь и созданы условия для проведения заводских испытаний, наша страна на правах владельца Patenta могла бы выйти на мировой рынок по реализации высококачественного глинозема. Но, к сожалению, эта проблема по сей день все еще остается открытой.

В связи с намечаемым развитием в Азербайджане алюминиевой отрасли промышленности необходимо обратить внимание заинтересованных сторон на следующие аспекты. Дело в том, что в последнее время в различных СМИ нашей страны широко освещается особая заинтересованность в этом вопросе

таких всемирно известных на мировом алюминиевом олимпе компаний, как «Ros Al» и «Det. Al Limited». По их сообщениям этот вопрос даже рассматривался и получил одобрение руководства страны. Развитие алюминиевой отрасли промышленности в Азербайджане указанными компаниями предусматривает ее осуществление на базе завозимых из Гвинеи бокситов. Но в Азербайджане имеются огромные ресурсы высококачественных алунитов, на базе которых, как указывалось выше, функционировало в течение более 30 лет единственное в мире крупное промышленное предприятие. Здесь на базе переработки алунитов Загликского месторождения в больших объемах производились глинозем, серная кислота и сульфат калия, в то время как при переработке бокситов производится лишь глинозем. Вырабатываемый в г. Гянджа глинозем полностью обеспечивал сырьем Сумгаитский алюминиевый завод, а алюминий в объеме порядка 58 тыс. тонн в год полностью перерабатывался в Азербайджане до стадии конечной товарной продукции. Здесь выпускались различного сечения и типоразмеров алюминиевые профили, различного сечения проволочная заготовка и прокат для электротехнической промышленности; впервые в бывшем СССР в Азербайджане было освоено производство и выпуск купольных помещений из алюминия; изготавливались бидоны, фляги, кастрюли и др. кухонная посуда и утварь; производилось более 1500000 шт. испарителей к домашним холодильникам. Было начато освоение производства коллекторов для солнечных водонагревателей и пр. Ни одного килограмма алюминия в виде слитков за пределы Республики не реализовывалось. Исключение составляли лишь крупногабаритные слитки, которые, за пределами Республики пройдя стадию проката, возвращались к нам в виде листового или рулонного проката для последующего использования его в производстве товаров народного потребления.

Таким образом, еще раз хотим напомнить всем заинтересованным сторонам, что в Азербайджане в течение более 30 лет успешно функционировала алюминиевая отрасль промышленности как одна из наиболее перспективных. И при этом она в основном на местных алунитах. Правда, при этом были определенные технологические и экологические сложности, о которых подробно изложено выше. Но они вполне преодолимы, только требуют определенных усилий и соответствующих инвестиций.

Говоря о преимуществах алунитовой технологии в целом, представляется целесообразным остановиться еще на одном, весьма актуальном вопросе. Речь идет о многомиллионных отходах переработки минерального сырья, а именно бокситов и алунитов. Под шламовое поле сегодня отведено около 250 га пахотных земель. И если по сей день многотоннажные шламовые тонкомолотые отходы боксита практически не востребованы, то шламовые отходы алунита являются прекрасным и незаменимым сырьем для производства бетонов, силикатного кирпича, плит перекрытий, а также шпалер, что особенно важно для нашей страны, как крупному производителю винопродукции. А если к сказанному добавить, что производство виноградных шпалер на базе отходов алунитов не требует цемента, щебня и металлической оплеточной арматуры, то перспективы этого производства практически не ограничены. К тому же следу-

ет отметить, что эти шпалеры в 3 раза легче, чем их железобетонные аналоги, а их механическая прочность и стойкость к воздействию окружающей среды значительно выше. Неспроста в середине 80-х годов прошлого столетия Министерство промышленного строительства СССР в срочном порядке приступило к строительству в гор. Гянджа крупного промышленного комплекса по переработке шламовых отходов Гянджинского глиноземного комбината. В короткие сроки здесь были сооружены крупные здания и сооружения, завезено большое число специального оборудования, машин, механизмов, транспортных средств и пр. К сожалению, строительство не удалось завершить, а за истекшие 16 лет от этой стройки остались лишь голые здания.

Таким образом, дальнейшее развитие алюминиевой промышленности в Азербайджане с законченным циклом производства от руды и до товаров народного потребления следует производить только на базе комплексной переработки алунитов, а не превращать цветущие земли Гянджинского края в шламохранилище для Гвинейских или др. бокситов и тем самым избежать проклятий своего собственного народа, особенно его будущего поколения.

О ГЕНЕТИЧЕСКОМ ЕДИНСТВЕ ЗОЛОТОГО И ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ КЫЗЫЛКУМ-НУРАТИНСКОГО РЕГИОНА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Ю.В.Михайлова, М.М.Мансуров, С.К.Смирнова,
Т.М.Воронич, О.Т.Шамаев

*Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева АН РУз,
Ташкент, ул.Сулеймановой, 33*

Михайлова Ю.В., Мансуров М.М., Смирнова С.К., Воронич Т.М., Шамаев О.Т. О генетическом единстве золотого и вольфрамового оруденения Кызылкум-Нуратинского региона Южного Тянь-Шаня (Западный Узбекистан). Промышленные месторождения вольфрама и золота различных рудных формаций являются производными единого рудно-магматического (гранитоидного) процесса коллизионно-обдукционного этапа. В нижних частях разреза, в метавулканогенно-осадочной толще (этап спрединга и формирования палеоокеана) в околоинтрузивных (гранитоиды C_3 -P) зонах формируются скарноидно-шеелитовые (с примесью Au, Mo) месторождения; в надинтрузивных зонах в черносланцевой толще (островодужный этап) – золоторудные месторождения (кварц-арсенопирит-золоторудная, кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная, кварц-шеелит-полисульфидно-золоторудная формации); в слабоэродированных блоках на контакте гранитоидов с известняками D-C₂ – скарново-шеелитовые (с Au, Mo) месторождения.

Mikhailova Yu.V., Mansurov M.M., Smirnova S.K., Voronich T.M., Shamayev O.T. On consanguinity of auric and tungstenic mineralization within the Kyzylkum-Nurata region of the southern Tien-Shan (the Western Uzbekistan). Commercial tungstenic and auric deposits of the different ore formations are the derivatives of a single ore-magmatic (granitoid) process of the collisional – obducted stage. Deposits of skarnoid-scheelites (with Au and Mo admixture) are formed in the lower parts of sequence in metavolcano – genic – sedimentary series (during spreading and paleocean forming stage) within the circum-intrusive zones (granitoids C_3 – P); The gold-ore deposits (quartz – arsenopyrite – gold-ore, quartz – scheelite – polysulphide – auric ore formations) are formed in supra-intrusive zones within the black shale series (island- arc stage); skarno-scheelitic (with Au, Mo) deposits formed within the weakly eroded blocks on contact of the granitoids with D-C₂ limestones.

Mixaylova Y.V., Mansurov M.M., Smirnova S.K., Voronich T.M., Şamaev O.T. Sə-nubi Tyan-Şanın (Qərbi Özbəkistan) Qızılqum-Nuratin regionunun qızıl və volfram təzahürlərinin genetik eynilikləri. Volframın sənaye yataqları və ayrı-ayrı formasiyaların qızıl toqquşma – abduksion mərhələsinin eyni törəməsi hesab olunur. Müxtəlif filiz formasiyalarının volfram və qızıl sənaye yataqları kollizion-abduksiya mərhələ prosesinin törəməsi hesab olunur. Kəşilişin aşağı hissələrində, metavulkanogen çökmə qatda (spredinq və paleookeanın əmələgəlmə mərhələsi) intruzivyanı (C_3 -P qranitoidləri) zonalarda skarn-şeelit (Au, Mo qarışığı ilə) yataqları; intruzivüstü zonalarda qarışıqlar qatında (adalar qövsü mərhələsi) – qızıl yataqları (kvars-arsenopirit-qızıl, kvars-pirit-arsenopirit-qızıl, kvars-şeelit-polisulfid-qızıl formasiyaları); zəif yuyulmuş bloklarda qranitoidlərlə əhəngdaşlarının D-C₂ təmasında – skarn-şeelit (Au, Mo) yataqları əmələ gəlir.

Кызылкум-Нуратинский регион является крупной вольфрам-золоторудной провинцией, представленной целым рядом вольфрамовых и крупных золоторудных месторождений, в том числе всемирно известным гигантом Мурунтау. В регионе известно более ста месторождений и рудопроявлений золота и столько же вольфрама различных рудных формаций. Их формирование вписывается в эволюционный цикл Уилсона – становления территории Южного Тянь-Шаня от протерозоя до триаса (Михайлова и др., 2005). Каждый из геодинамических этапов этого цикла характеризуется проявлением месторождений определенной генети-

ческой и рудноформационной принадлежности. В то же время месторождения, особенно крупные, имеют длительную историю становления и являются результатом совмещения минеральных парагенезисов нескольких рудных формаций, проявленных на различных геодинамических этапах.

Наиболее ранний этап спрединга Туркестанского палеоокеана (PR-R-V-E-O) ознаменовался проявлением золото-платиноидно-хромитовой ассоциации, связанной с мафит-ультрамафитовым магматизмом и явившейся результатом кристаллизации и дифференциации расплава, отвечающего составу пикрита. С поствулканическими эманациями базальтоидного вулканизма происходит геохимическое обогащение мощных углеродисто-карбонатно-терригенно-кремнистых толщ пород большим комплексом рудогенных элементов (U, V, Au, Mo, As, Ag, W, Cu, Fe и др.). По-существу, в этот период сформировался изначально металлоносный «субстрат» океанической коры с огромными потенциальными запасами золота, вольфрама и других рудогенных элементов.

Далее следует важный этап накопления золота, вольфрама в островодужном (энсиматическом) режиме (O-S). С проявлением базальт-андезит-дацит-риолитовой формации образуются вулканогенные гидротермально-осадочные колчеданно-арсенопирит-золоторудные месторождения с типичной мышьяк-золоторудной геохимической ассоциацией (Амантайтау, Кокпатас, Балпантау и др.). Одновременно на всем пространстве региона продолжают формироваться и обогащаться углеродсодержащих вулканогенно-карбонатно-терригенно-сланцевых толщ и их метаморфизм, что привело к образованию многоярусных стратифицированных минерализованных зон с невысокими содержаниями золота, вольфрама (редкометалльно-золоторудные субсогласные рудные тела Мурунтау, Мютенбая и др.).

Со следующим рифтогенным режимом (D-C₁₋₂) связано проявление мантийно-нижнекоровых мафит-ультрамафитовых комплексов и, в частности, перидотит-пикрит-диабазовой формации, с которой в регионе вторично проявляется золото-платиноидная минерализация, но уже в парагенезисе с титано-магнетитовым оруденением магматического типа, связанным с кристаллизационной дифференциацией габбро-пироксенитового массива. С щелочно-оливин-базальтовой формацией в этот период формируются вулканогенные гидротермально-осадочные гематит-магнетитовые месторождения также с повышенными содержаниями титана.

Важнейшим в становлении промышленных золоторудных и вольфрамовых месторождений явился коллизионно-обдукционный этап, когда в связи с мощным гранитоидным магматизмом были сформированы месторождения различных рудных формаций.

Завершающий этап тектономагматической активизации континентальной литосферы (Т) характеризуется формированием жильных золото-сурьма-ртуть-сереброрудных формаций. Они являются результатом проявления мантийных комплексов рассеянного рифтогенеза, проявившихся в северо-восточных долгоживущих глубинных тектонических зонах. Ведущим эле-

ментом служит серебро. Золото и вольфрам не характерны и представлены скорее всего лишь переотложенными разностями.

Таким образом, история золота и вольфрама в становлении рассматриваемого региона имеет очень много общего. Их накопление связано с постмагматическими эманациями в этапы спрединга и островодужными, осадочными и метаморфическими процессами в ходе образования рудовмещающих углеродсодержащих вулканогенно-карбонатно-терригенно-сланцевых толщ большой мощности. Породы формировались в условиях окраинно-океанических шельфовых зон на окраинах континентов, впадин на континентальных склонах и др. и аккумулировали огромное количество рудогенных элементов как в рассеянном виде, так и в виде стратифицированных оруденелых зон метаморфогенного типа и колчеданных месторождений, связанных с островодужным вулканизмом.

Коллизионно-обдукционный геодинамический этап, когда образовались промышленные скопления золота и вольфрама, характеризуется проявлением мощного гранитоидного магматизма. Выделяются два типа гранитоидов, отличающихся разными уровнями образования магматических очагов. Наиболее ранний (C_2) характеризуется становлением габбро-плагиигранитовой формации (Букантауский комплекс). Состав пород преимущественно тоналит-трондьемитовый, указывает на образование магматических очагов на базальтовом уровне обдуцированной океанической коры (Бокалинский, Янгалкинский массивы). Особенностью их состава является невысокая щелочность, преобладание натрия над калием, а также высокое содержание (3-5%) акцессорного магнетита. Геохимическая специализация пород в Бокалинском интрузиве выражена в повышенных концентрациях Au ($11,68 \times 10^{-7} \%$), V, Ni, Nb, Cs, La, Cu, As, Sr. Имеются признаки золотоносности скарнов на контакте интрузива, зон пропилитизации и прожилкового окварцевания.

Вторая группа гранитоидов (C_3-P_1) отличается многофазностью и чрезвычайно изменчивым составом пород, допускающим их синхронное образование из нескольких разноуровневых очагов, залегающих как в океанической пластине, так и в коре южного континента. Гранитоиды отличаются сложной гомодромной эволюцией развития магматизма, калиево-натриевой щелочностью. В их составе выделяются габбро-гранитная, габбро-сиенит-граносиенитовая, габбро-диорит-гранодиорит-гранитная, диорит-гранодиорит-аляскитовая, гранит-аляскитовая и другие формации. Породы отличаются повышенным геохимическим фоном золота, вольфрама. К ним относятся многочисленные гранитоидные массивы Нуратинского, Центрально-Кызылкумского регионов. В целом гранитоидные породы характеризуются повышением от ранних комплексов к поздним содержания кремнезема, глинозема, железистости, общей щелочности и сменой калиево-натриевой щелочности на натриево-калиевую.

Под эманационно-термальным воздействием гранитоидного магматизма происходит ремобилизация рудных элементов и формируются рудогенерирующие системы с образованием промышленных месторождений золота, содержащих вольфрам, и вольфрама, как правило, с примесью золота. Мес-

торождения представлены различными рудными формациями, отражающими конкретные геологические условия их формирования (таблица). В их размещении наблюдаются определенные закономерности.

**Типоморфные характеристики рудных формаций вольфрама и золота
Кызылкумо-Нуратинского региона**

Типоморфные характеристики	Рудные формации				
	Скарноидно-шеелитовая	Скарново-шеелитовая	Кварц-арсенопирит-шеелит-золоторудная	Кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная	Кварц-шеелит-полисульфидно-золоторудная
Стратиграфический уровень локализации	PR-R-V	S ₂ -D ₁ , C ₂	O-S	PR-R-O-S	Є-O-S
Морфоструктурный тип оруденения	Межпластовый, секущий штрокверковый	Контактный, межпластовый, секущий	Неправильной формы столбы, штрокверки	Прожилково-вкрапленный, жильный	Прожилково-жильный
Продуктивная минеральная ассоциация	Диопсид, форстерит, тремолит, флогопит, шеелит, молибденит, золото	Геденбергит, гранат, шеелит, пирротин, молибденит, золото	Кварц, полевой шпат, турмалин, арсенопирит, пирит, халькопирит, золото, шеелит	Пирит, арсенопирит, золото	Кварц, пирит, арсенопирит, галенит, халькопирит, золото, серебро
Элементы-индикаторы					
а) надрудного уровня	Sb, Ag, Pb	Pb, Ag	As, Ag, Pb	Cu, Zn, Pb, Sb, Ag	Pb, Sb, Ag, Cu
б) подрудного уровня	Mo, Fe	Mo, Cu	Mo, W, Co	Mo, W, Co	W, Sn, As
Пробность золота, средняя			850-950	495-700-900	500-600
Содержание промышленных компонентов					
а) рядовые руды	WO ₃ –0.12-0,4%	WO ₃ –0.25-0,4%	Au – 2-5г/т	Au–3,5-6,4г/т	Au – 2-10г/т
б) богатые руды	WO ₃ – 1.5%	WO ₃ – до 2%	До 10-15%	До 15-17%	Au – до 200г/т
Попутные элементы	Au, Mo	Mo, Au (Cu, Bi)	Ag, Mo, W, Pd	Ag, S	W, Ag, (Pb)
Примеры месторождений	Саутбай, Сарытау (г.Ю.Букантау), Давлятма, Терраксай, Сангузар, Карзак (г.Сев.Нуратау)	Койташ, Лянгар (г.Нуратау)	Мурунтау, Мютенбай, Восточное, Песчаное, (г.Тамдытау), Чармитан, Гуджумды (г.Сев.Нуратау)	Кокпатас-2, Даугызтау-2, Кансай и др.	Сармич-2, Биран, Марджанбулак, Айтым, Алтынсай, Каракутан (г.Нуратау)

Месторождения золота отнесены к трем основным рудным формациям. Руды кварц-арсенопирит-шеелит-золоторудной формации отличаются незначительным присутствием сульфидов (менее 3-5%), свободной (безсульфидной) формой проявления высокопробного золота в основном в кварце (до 85%), промышленными содержаниями вольфрама (WO₃ 0,01-0,06%, до 1-2%). В рудах кварц-пирит-арсенопирит-золоторудной формации количество сульфидов достигает 25% и более, золото – в основном тонкодисперсное «упорное» и связано с пирит-арсенопиритовой ассоциацией (до 90%). Кварц-шеелит-полисульфидно-золоторудная формация отличается широким развитием наряду с пирит-арсенопиритовой ассоциацией также сульфидов свинца, цинка, содержание рудных минералов находится в пре-

делах 10-15%, присутствует также вольфрам. Общим для месторождений всех золоторудных формаций локализованных в черносланцевых толщах, сформированных на энзиматически-островодужном этапе, является присутствие элементов платиновой группы, вплоть до промышленных концентраций. Наиболее важной является *кварц-арсенопирит-шеелит-золоторудная* формация, представленная месторождениями Мурунтау (Центральные Кызылкумы, г.Тамдытау) и Чармитан (Северо-Нурагинские горы).

Месторождение Мурунтау находится в надинтрузивной зоне, в 600 м и более от контакта с одноименным интрузивом. По данным И.Х.Хамрабаева и др. (Хамрабаев и др.,1995), интрузив образован тремя фазами. К первой – диоритовой – отнесены штокверковые и дайкообразные тела амфибол-биотитовых диоритов, микродиоритов, диорит-порфиритов (Куджумды, Бесапан, Мютенбай), ко второй – адалеллитовой (амфибол-биотитовые адалеллиты) – выходы гранитоидов Сардаринского массива. Породы третьей фазы – биотитовые, лейкократовые граниты – вскрыты глубинной скважиной СГ-10. Широко развиты дайковые образования в виде двух широтных зон: северная с дайками среднего состава и южная – кислого состава. По петрохимическим показателям породы интрузива и даек находятся в полях состава субщелочных и щелочных серий (см. в списке литературы «Мурунтау»,1998). Сумма щелочей – 8,57%. Становление гранитоидов отвечает гипабиссальному уровню. Породы отличаются высокими содержаниями Rb, Li, F, повышенными W, Sn, U, вышекларковыми Mo, Bi, Au, Pb, V, Zn, Ag. Содержание золота в дайках составляет 0,003-0,3 г/т (см. в списке литературы «Мурунтау», 1998).

Оруденение находится в углеродсодержащих карбонатно-терригенно-сланцевых породах (бесапанская свита) O-S, размещается в зоне субширотного парного разлома. Наиболее богатые руды – в узлах его пересечения с разломами северо-западного, северо-восточного, меридионального простирания. Крутопадающие рудные залежи прослежены на глубину более километра, они секут и сопрягаются с субсогласными пластовыми рудными зонами раннего (островодужного) этапа. Залежи состоят из стержневых кварцевых жил и зон штокверкового строения. Руды богатые, убого- и малосульфидные (до 3-5%). Сложены двумя комплексами. Первый, золото-редкометально-кварцевый, сопровождается калишпат-кварцевыми метасоматитами. В нем выделяется главная продуктивная золото-редкометальная ассоциация (шеелит, пирит, арсенопирит, молибденит и др.) и значительно развита галенит-сфалеритовая. Золото самородное, высокопробное (896-946‰). Второй (последайковый) комплекс сопровождается кварц-хлорит-альбитовыми метасоматитами. Представлен халькопирит-пирротиновой и золото-пирит-арсенопиритовой (второстепенная продуктивная) ассоциациями с золотом более низкой пробы (841-896‰). Третья, слабо развитая турмалин-пиритовая ассоциация, мало золотоносная (пробность 871-885‰). В целом в рудах до 85% золота находится в свободной форме в кварце, остальное – в сростках с сульфидами и в виде включений в них (Юдалевич и др.,1991).

Месторождение Чармитан находится в эндо- и экзоконтактовой зонах южного контакта Кошрабадского гранитоидного массива на площади сопряжения субширотного Караулхана-Чармитанского разлома с северо-вос-

точными (субмеридиональными) нарушениями. Кошрабатский кольцевой плутон относится (Хамрабаев и др., 1971) к габбро-сиенит-граносиенитовой ветви формационного типа рапакиви (C_2m). Строение его неоднородно. В центральной части находится относительно древний шток, состоящий из блоков, сложенных амфибол-пироксеновыми габбро, эссекситами, монцонитами. В обрамлении штока развиты амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые граносиениты (до 80% площади) и граниты. Широко развиты дайки, которые образуют два пучка. Более ранние (пироксен-амфиболовые, амфиболовые микроэссекситы, эссексит-порфириты, сиенито-диориты, щелочные граниты) трассируют северо-восточную тектоническую зону, поздние (амфибол-биотитовые кварцевые сиенито-диориты и сиениты, биотитовые граниты) – субширотную.

По петрохимическим показателям породы соответствуют шошонит-латитовому типу пород (Хамрабаев и др., 1971). Эволюция основных петрохимических параметров комплекса связана с гомодромным характером его формирования, в ходе которого от фазы к фазе повышается содержание кремнезема, щелочей калия и натрия и сокращается количество железа, магния, кальция и титана. Интрузив отличается повышенным содержанием Rb, Ba, Sr, редкоземельных элементов и пониженным Ni, Co. Сиениты и граносиениты характеризуются повышенными содержаниями Au, Co, Be, Pb, Zn, Ga, V, W, Li. Абсолютный возраст пород массива – 306 ± 4 млн. лет, что отвечает границе C_2-C_3 .

З.А.Юдалевич и др. (1991) считают, что ранние породы штока представляют собой измененный (фельдшпатизация, фенитизация) базитовый (мантийный) субстрат. Более поздние гранитоидные породы связаны с взаимодействием магмы с окружающими породами во внутрикоровых промежуточных очагах. Таким образом, флюидный режим имеет глубинный (мантийный) первоисточник.

Рудовмещающий разрез джазбулакской свиты (S_1) сложен сланцами, алевролитами, песчаниками с линзами известняков, содержит вулканогенные породы метабаазальт-метаандезитового комплекса по петрохимическим параметрам известково-щелочного типа (островодужный этап). Под воздействием интрузива вмещающие сланцы в экзоконтактной зоне превращены в биотитовые, реже андалузитовые роговики, богатые углеродистым веществом (Клемперт, 1983); прослой известняков мраморизованы и превращены в гранат-пироксеновые скарноиды.

Рудные тела в граносиенитах представляют собой линейные кварцевые жилы, вдоль которых развиты кварц-полевошпатовые метасоматиты с альбит-хлоритовыми зонами в зальбандах. В сланцах – это более мощные сложноветвящиеся жилы, зоны прожилковых, штокверковых образований, сопровождаемые березитизацией. Содержание сульфидов в рудах – 1-5%.

В составе руд выделяется четыре минеральные ассоциации с золотом: кварц-полевошпат-пирит-арсенопирит-шеелит-золоторудная (основная продуктивная) с пылеватым золотом (пробность 760-350‰); кварц-золото-теллуридная с висмутом, молибденом (золото 850-930‰), незначительная по объему;

пирит-арсенопирит-золоторудная (вторая продуктивная) (золото 670-730‰); полисульфидная в верхних частях рудных тел (пробность золота 310-675‰). В целом золото в рудах мелкое, в большей своей части находится в свободном состоянии в кварце. Руды содержат вольфрам в несколько большем количестве (WO_3 до 1-2%), чем мурунтауские.

В целом следует отметить, что отчетливо наблюдается пространственная и временная связь оруденения с гранитоидными массивами; абсолютный возраст гранитоидов и метасоматитов очень близок; широко развиты дайковые образования, которые локализуются в одних структурах, преимущественно субширотных, с рудными залежами, имеют интратрудный характер, сходные с вмещающими породами метасоматические изменения, и сами нередко превращены в руды. На обоих месторождениях наблюдается развитие трех основных минеральных комплексов – золото-шеелит-кварцевого, золото-пирит-арсенопирит-кварцевого, золото-полисульфидно-кварцевого. В рудах присутствует вольфрам в концентрациях, близких к промышленным. Золото в рудах – тонковкрапленное, относительно высокопробное и находится в основном в свободной форме в кварце. Намечается единая зональность месторождений – в верхних частях золото ассоциирует с сульфидами серебра, в нижних частях разреза увеличивается содержание вольфрама, молибдена. С этим связаны более высокие по сравнению с мурунтаускими рудами в надинтрузивной позиции концентрации вольфрама в рудах Чармитана, находящихся непосредственно в экзо-, эндоконтактах интрузива.

Кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная формация включает месторождения Кокпатас, Даугызтау (Центрально-Кызылкумский район). В их основе находятся рудные образования колчеданно-арсенопирит-золоторудной формации островодужного этапа. Под действием гранитоидного магматизма коллизивно-обдукционного этапа происходит существенная регенерация этих ранних руд, а также наложение новых минеральных ассоциаций. Состав последних в значительной степени зависит от состава ранних руд.

На месторождении Кокпатас на коллизивном этапе проявились гранитоиды кокпатасского кварцеводиорит-гранодиоритового комплекса ($C_{1-2}?$). Кокпатасский массив сложен тремя интрузивными фазами (биотит-амфиболовые кварцевые диориты, амфибол-биотитовые гранодиориты-адамеллиты, амфибол-биотитовые граниты) и двумя жильными фазами. Чрезвычайно широко развиты дайки. Состав их – от диоритовых порфиритов и лампрофиров до сиенит-диоритовых порфиритов, вогезито-спессартитов и кварцевых диорит-порфиритов. Они размещаются в виде пучков и образуют субширотный дайковый пояс. Породы характеризуются неустойчивым соотношением натрия и калия (от K-Na до Na-K).

Оруденение представлено крутопадающими секущими зонами прожилково-вкрапленного строения, которые контролируются субширотными нарушениями и развиты в них дайками среднего состава. Метасоматические предрудные изменения пород отвечают формации лиственитов – березитов. Отмечены кварц-полевошпатовые метасоматиты с шеелитом. Руды сложены несколькими минеральными ассоциациями с золотом. Главная продуктивная

из них – золото-арсенопирит-пиритовая. Пирит значительно преобладает, отличается тонкозональным строением (в отличие от колломорфного ранней колчеданной формации), высокими содержаниями мышьяка (до 1%), золота (до 33г/т), платины, палладия, а также вольфрама, меди и др. Золото субдисперсное. Отмечается прямая корреляция золота и мышьяка (Бертман Э.Б.). Вторая продуктивная полевошпат-кварц-доломит-золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация развита локально и имеет отчетливо регенерированный характер. Арсенопирит резко преобладает над пиритом. Ассоциация отличается высокой золотоносностью, наличием шеелита, часто присутствует самородное золото в нерудных минералах. Третья золото-полисульфидно-кварц-доломитовая ассоциация характеризуется развитием мелкого золота по трещинам в кварце, в виде включений в пирите, блеклой руде и др.

На месторождении Даугызтау проявились те же золото-пирит-арсенопиритовая и кварц-серицит-карбонат-полисульфидная с золотом и серебром ассоциации. Основная часть золота (71,4%), как и в Кокпатасе, находится в виде тонкодисперсной вкрапленности в пирите, арсенопирите. В полисульфидной ассоциации включения золота связаны с арсенопиритом, сфалеритом, блеклой рудой.

Кварц-шеелит-полисульфидно-золоторудная формация представлена месторождениями Марджанбулак (г.Сев.Нуратау), Сармич (г.Каратау, Юж.Нуратау). В их основе, как и в вышеописанных месторождениях кварц-пирит-арсенопирит-золоторудной формации, находятся колчеданные руды островодужного этапа, однако здесь более широко проявились кварц-полевошпат-шеелитовая (кварц-хлорит-шеелитовая), кварц-золото-полисульфидная ассоциации, связанные с гранитоидным магматизмом коллизионного этапа. На площади этих месторождений видимые гранитоидные массивы отсутствуют и предполагается, что они находятся в надинтрузивной зоне.

Месторождение Сармич находится на пересечении субширотного отрезка Каратауской рудной зоны с секущими северо-восточными разломами. Рудомещающими породами служат вулканогенно-карбонатно-терригенные флишевые отложения Е-О, и в первую очередь филлитово-алевролитовые углеродсодержащие породы. Присутствуют дайковые образования сармичского диабаздиорит-гранитового комплекса (S_1), специализированного на Au, Bi, Cr, Ni и др.

Оруденение находится в зоне перемятых, катаклазированных пород субширотного долгоживущего Субаши-Сармичского разлома. Рудные тела представлены стержневыми кварцевыми жилами и протяженными крутопадающими минерализованными зонами прожилкового и штокверкового строения. Околорудные изменения в целом проявлены слабо. Установлены кварц-полевошпатовые (альбит) с хлоритом метасоматиты в виде оторочек вокруг рудных тел, тесно с ним связана березитизация и аргиллизация (Ушаков и др., 2003).

Руды отличаются неравномерным распределением сульфидов, количество которых местами достигает 15%. Они сложены тремя минеральными ассоциациями (Мусин, 1984). Наиболее ранняя – альбит-кварцевая с пиритом и шеелитом. Преобладающая продуктивная пирит-арсенопирит-золоторудная ассоциация. Сопровождается кварц-карбонат-серицитовыми (березиты) изме-

нениями. В составе ассоциации: пирротин, халькопирит, сфалерит, количество их с глубиной увеличивается. Золото (пробность 680-750‰) здесь тонкодисперсное, находится в основном в пирите, арсенопирите. Третья, кварц-полисульфидно-золоторудная ассоциация, развита в основном в верхних частях рудных тел. Золото (пробность 490-700‰) связано с блеклой рудой, галенитом, сфалеритом. Менее представлена золото-теллуридная ассоциация, где наряду с теллуридами развито высокопробное (870-920‰) золото.

Месторождение Марджанбулак приурочено к стволу ветви глубинного разлома, сопровождающегося дайками различного состава (диабазовые порфириды, щелочные базальтоиды) нижнесилурийского мальгузарского диабаз-диорит-гранитоидного комплекса. Оруденение находится в вулканогенно-терригенно-сланцевой толще марджанбулакской свиты (O-S₁). Рудные тела представлены столбообразными и грибообразными штокверкового строения, а также выдержанными плито- и линзовидными телами с более богатыми рудами. Околорудные изменения пород представлены березитизацией и аргиллизацией, проявлены слабо.

Руды сложены тремя парагенетическими минеральными ассоциациями. Количество сульфидов составляет 5-15%. Содержание золота – 2-6г/т (до 60г/т). Достаточно широко представлена наиболее ранняя кварц-хлоритовая шеелитсодержащая с золотом ассоциация. На глубоких горизонтах она иногда наблюдается как самостоятельная (Мусин, 1984).

Главная золотонесущая арсенопирит-пиритовая (пирит резко преобладает) ассоциация, сопровождаемая метасоматитами березитового типа, составляет основную часть руд. Золото здесь дисперсное и частично переотложенное укрупненное, имеет пробность 680-740‰. Интенсивное развитие, как и на месторождении Сармич, имеет третья, золото-полисульфидная ассоциация, развитая в основном в верхних частях кварцево-рудных тел. Золото здесь относительно крупное (0,1-1мм), невысокой пробы (550-650‰).

Из изложенного видно, что все месторождения золота Кызылкум-Нуратинского региона, независимо от их рудно-формационной принадлежности, характеризуются присутствием в рудах вольфрама в различных количествах, вплоть до промышленных содержаний (Чармитан, Мурунтау). При этом отчетливо наблюдается увеличение в рудах содержания вольфрама с глубиной (Мурунтау, Марджанбулак). Особенно хорошо это видно на примере кварц-арсенопирит-шеелит-золоторудной формации. В рудах месторождения Чармитан, находящегося непосредственно в экзо-, эндоконтактных зонах интрузива, содержания вольфрама значительно выше (до 1-2%), нежели в рудах Мурунтау, находящегося в надинтрузивной позиции. Ранее на заметные скопления шеелита в месторождениях околоинтрузивной зоны Нуратинского рудного района указывал также Э.Б.Бертман (Мусин, 1984).

Месторождения вольфрама представлены скарноидно-шеелитовой (Сарытау, Саутбай) и скарново-шеелитовой (Койташ, Лянгар) формациями.

Скарноидно-шеелитовая формация наиболее отчетливо представлена в древних метавулканогенно-осадочных толщах этапа раскрытия Туркестанского палеоокеана (R-V-E-O). В Нуратинском рудном районе эта формация не да-

ла промышленных месторождений, но здесь в пределах Темиркабук-Устук-Сентябской площади в экзоконтактах одноименных гранитоидных массивов (C_3-P_1) находятся многочисленные скарноидно-шеелитовые рудопроявления (Карзак, Джамбулак, Фазильман, Сангузар, Давлятман, Муллакамал и др.). Рудовмещающие породы представлены преимущественно песчано-сланцевыми и доломит-кремнистыми породами, метаморфизованными на уровне зеленосланцевой фации, а также $O-S_1$ углеродсодержащими терригенно-сланцевыми и вулканогенно-терригенно-карбонатными формациями. Главная металлогеническая особенность этих отложений – зараженность их Au, W, V, U, Mo.

Оруденение представлено линзовидно-пластовыми залежами вольфрамоносных скарноидов тремолит-актинолитового состава в субогласных зонах значительной протяженности (до 40-50 км). Шеелитовая вкрапленная минерализация приурочена к кварцитам, скарноидным образованиям, сланцам, кварцевым жилам. Содержание WO_3 – от 0,03-0,1 до 1-2% (Карзак, Фазильман), постоянны примеси золота (0,25-2,5г/т), молибдена (0,02%).

Наряду с шеелитовой минерализацией на этой площади в тех же отложениях развиты многочисленные проявления золота. Они обычно находятся в зонах смятия, нередко ассоциируют с верхнепалеозойскими дайками лампрофиров. Оруденение приурочено к зонам трещиноватости с развитием линз и жил кварца, а также кварцитовым и метасоматическим породам. Содержание золота составляет 0,2-10,4 до 49,3-97,7 г/т. Из примесей, как правило, присутствуют вольфрам (WO_3 0,01-1%), также медь, мышьяк, молибден, олово и др.

В Центральных Кызылкумах отложения PR-R-V сложены метавулканогенно-осадочной толщей (вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенная формация). В нижней части разреза породы представлены метаморфизованными (в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций) ультрабазитами, диабазами, габброидами с сугубо натриевым ($Na:K>10$) толеитовым профилем (офиолитовый комплекс срединного этапа). Верхняя часть разреза сложена основными вулканитами и туффитами с кремнистыми породами (с примесью углерода 1-2 до 5%) и карбонатными (мрамора) породами. Породы регионально метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев.

В г.Юж.Букантау в этих отложениях находятся промышленные скарноидно-шеелитовые месторождения Саутбай и Сарытау, которые размещаются в околоинтрузивной зоне (внутренняя фация контактового метаморфизма) и в интрузивах. Выше по разрезу в надинтрузивной зоне располагается золотое оруденение месторождений, соответственно Булуткан и Турбай, сопровождаемое листовит-березитовыми метасоматитами.

Месторождение Саутбай находится в метавулканогенно-осадочной толще (PR-R-V), слагающей крупную вулканогенную постройку, которая прорвана штоками, дайками адамеллит-гранитов (C_3-P_1) и большим количеством догранитоидных (микродиориты, керсантиты, спессартиты) и послегранитоидных (диориты, диоритовые порфириды и др.) даек (Ушаков и др., 2003). По границе с интрузивом развиты контактовые роговики (внутренняя фация амфиболит-роговиковая, внешняя – мусковит-роговиковая). Околорудные изменения обра-

зуют зоны мелкопрожилковых метасоматитов с шеелитом и по вертикали охватывают до 300-400 м от поверхности интрузива. Рудные тела представляют собой многоярусные крутые пластообразные залежи. Они сложены скарнами, развитыми по пластам, линзам доломитовых известняков с захватом прослоев роговиков, кварцитов, доломитов. Содержание WO_3 – 0,12-1,5%. Скарны представлены магнезиальными и известковыми разностями. Из рудных минералов присутствуют шеелит, молибденит, пирит, халькопирит, арсенопирит, висмутин, самородные золото, серебро, висмут. Попутные компоненты – золото (0,25-1,5 до 5-9 г/т), медь (0,1%), висмут, молибден.

Месторождение Сарытау приурочено к одноименному штоку гранитоидов, прорывающих метавулканогенно-осадочную толщу R-V (кокпатасская свита). Разрез представляет собой циклически построенный вулканогенно-осадочный комплекс (вулканогенно-терригенно-кварцит-карбонатный тип разреза) в периферии палеовулканической постройки (Ушаков и др., 2003).

Интрузивные породы относятся к габбро-граносиенитовому и гранодиорит-адамеллитовому (C_3-P_1) комплексам. Дайковые пояса развиваются дугообразно над выступом глубоко (1-2 км) залегающего интрузива. Среди постгранитоидных даек выделяются дорудные (адамеллит-порфиры, микрогранодиориты) и пострудные (гранодиорит-порфиры, диоритовые порфиры и др.). Метаморфические ореолы контактового ороговикования и скарнирования пород обрамляют интрузив на вертикальную глубину до 600 м. Метасоматические изменения представлены березитизацией (по дайкам, метавулканикам, алевролитам), пропилитизацией в северном экзоконтакте интрузива, гумбеитизацией гранитоидов.

Оруденение отвечает двум типам. 1) Апоскарново-скарноидные многоярусные пластовые залежи мощностью 1-2 до 15-20 м, протяженностью по простиранию и падению от десятков до 150-200 м. Оруденение апомагнезиально-известково-скарновое. Скарнами замещаются доломитовые известняки, прилегающие горизонты кремнисто-терригенных пород. Содержание WO_3 – 0,3-1,5%. 2) В эндо- и экзоконтактных частях развиты крутопадающие кварцбиотит-калишпатовые жилы и прожилки с шеелитом, молибденитом, флюоритом. Они слагают зону протяженностью до 1,5 км, шириной 150-300 м. Содержание WO_3 – 0,13%, молибдена – 0,01%.

В составе руд присутствуют магнезиальные скарны, известковые апомагнезиальные и апороговиковые скарноиды и рудные минералы шеелит, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, висмутин, золото. Характерно наличие в рудах олова.

Золотое оруденение месторождений Булуткан и Турбай находится в надинтрузивной позиции. Оба они приурочены к узлам пересечения продольных, поперечных и диагональных разломов с большим развитием даек. Руды Турбая представляют собой штокверк кварцевых прожилков в поле пирит-серицит-кварцевых метасоматитов и характеризуются геохимической ассоциацией W, As, Sb, Ag, Cu, Bi. На месторождении Булуткан в ближнем экзоконтакте с гранитоидным Саутбайским массивом (C_3-P_1) развиты скаполит-диопсидовые скарны с золотой минерализацией. Но основная часть запасов золота нахо-

дится в перекрывающих их кварцитах, роговиках, кварцевых жилах, кварц-карбонатных брекчиях. Захвачены минерализацией и дайки диоритовых порфиритов. Золотое оруденение сопровождается хлорит-серицит-карбонат-кварцевыми метасоматитами с геохимической ассоциацией As, Sb, Cu, Bi.

В целом рассмотрение взаимоотношения вольфрамовой и золоторудной минерализации Саутбай-Сарытауского рудного района показало, что вольфрамовое оруденение сменяется вверх по разрезу золото-вольфрамовым, золотым с вольфрамом и собственно золотым и представляет собой единую магмо-рудно-метасоматическую колонну (Мусин, 1984).

Скарново-шеелитовая формация представлена в Нуратинском рудном районе месторождениями Койташ, Лянгар, относимыми к скарново-золото-молибденит-шеелитовому минеральному типу. Месторождения приурочены к контактовым зонам гранитоидных интрузий (C_3) с карбонатными породами D_1 - C_2 в крыльях антиклинальных структур.

Месторождение Койташ (г. Сев.Нуратау) находится в эндо- и экзоконтактах одноименного интрузива с известняками C_2 (с прослоями глинистых, известково-глинистых сланцев, кремней и мергелей), которые подстилаются флишевой (осадочно-метаморфической) толщей S_1 . Основная масса интрузива сложена порфировидными амфибол-биотитовыми гранодиоритами и адамеллитами. Широко развиты многочисленные дайки аплитов в эндоконтактных частях, а также комплекс постгранитоидных даек гранит- и гранодиорит-порфиров. Глубина становления интрузива — до трех км. Характеризуется относительно небольшим эрозионным срезом.

Под действием контактового метаморфизма известняки преобразованы в мрамора, а сланцы в разнообразные роговики. Гранитоиды подверглись грейзенизации, вмещающие породы березитизации (Бертман Э.Б.).

Скарново-рудные тела представлены контактовыми телами (в южном пологом контакте) существенно геденбергитового состава; межпластовыми, на границе мраморов с роговиками, по составу гроссуляр-геденбергитовыми с волластонитом; секущими по тектоническим контактам роговиков с мраморами, трещинам в мраморах, дайкам лампрофиров. Наряду с шеелитом (WO_3 — 0,25-0,4%) интерес представляет молибден (0,023%), а также повышенные содержания меди (0,077%), висмута, золота.

Месторождение Лянгар (Юж.Нуратау) находится в западном и юго-западном контактах Актауского гранитоидного массива с карбонатной толщей D_1 , сложенной массивными известняками с линзами кремней, переслаиванием известняков, доломитовых известняков, доломитов, известковых сланцев. Эта толща подстилается углисто-терригенно-сланцевыми отложениями S_2 .

Интрузив сложен в основном биотитовыми гранитами с адамеллитами, а также кварцевыми диоритами. Среди них развиты дайки аплитов, аплит-пегматитов. Дериваты интрузий представлены гранодиорит-порфирами, порфиритами.

Скарново-рудные тела, как и в Койташе, контактовые, межпластовые, секущие. В контактовых телах находится богатое шеелитовое оруденение. Здесь широко развиты гидротермальные изменения, выразившиеся в развитии квар-

цевых, полевошпат-кварцевых жил, а также измененных даек аплитов, аляски- тов (Бертман Э.Б.). Для скарнов характерно преобладание граната (гроссуляр и андрадит-гроссуляр) над пироксеном (геденберgit, манганогеденберgit) и широко развитие везувиана. Слабо развиты магнезиальные скарны, образованные за счет прослоев доломитов. Главные рудные минералы: шеелит, молибденит, присутствуют также пирит, пирротин, халькопирит, золото, висмут. Содержание в рудах WO_3 – 0,01-0,55 до 2,2%, Mo – 0,03%, Au – до 4,3 г/т.

Таким образом, в самых нижних частях разреза (R-V-С) Кызылкумо-Нуратинского региона в пестрых по составу толщах, обогащенных рудогенными элементами, отвечающих этапу раскрытия Туркестанского палеоокеана, широко представлены скарноидно-шеелитовые с золотом и золоторудные с вольфрамом проявления. Их образование генетически связано с гранитоидами коллизионно-обдукционного этапа (C_3-P_1). При этом в размещении их по отношению к гранитоидным массивам наблюдается определенная закономерность. В нижних околоинтрузивных частях находятся (скарново)-скарноидные шеелитовые месторождения (с примесью золота, молибдена), в надинтрузивных зонах в сопряжении с дайковыми поясами – золоторудные (с примесью вольфрама) месторождения.

Основная масса золоторудных месторождений локализована в углеродистой (черносланцевой) толще пород островодужного этапа (O-S), которая содержит многоярусные метаморфогенные зоны обогащения золотом, вольфрамом и другими элементами, а также золото-колчеданные проявления вулканогенно-осадочного генезиса, что в значительной степени наложило свой отпечаток на состав руд отдельных месторождений. Месторождения золота занимают большей частью надинтрузивную позицию, имеют большой размах на глубину (до 3-4 км в Мурунтау) и локализуются также в самих гранитоидах (Чармитан). При этом для них характерна зональность в размещении рудогенных элементов – с глубиной значительно увеличивается количество вольфрама, вплоть до образования шеелит-золотых руд, как это имеет место в Чармитане. В Мурунтау в менее эродированном Восточном блоке также наблюдается значительное обогащение руд вольфрамом, молибденом на глубоких горизонтах.

В наиболее слабо эродированных приподнятых блоках региона, где гранитоиды прорывают существенно известняковые толщи (D- C_2), формируются контактовые известково-скарново-шеелитовые руды с примесью золота, молибдена. И в этих случаях можно ожидать на более глубоких горизонтах в породах R-V-O-S скарноидно-шеелитовое оруденение.

В целом Кызылкумо-Нуратинский регион представляется в виде единой длительно функционировавшей магмо-рудной системы. На ранних этапах ее развития (спрединговый, островодужный) за счет постмагматических эманаций, осадочных и метаморфических процессов происходило накопление золота, вольфрама и других рудогенных элементов. Под рудогенерирующим воздействием гранитоидного магматизма коллизионно-обдукционного этапа сформировались генетически родственные между собой вольфрамовые и золоторудные месторождения, которые являются по-существу

производными единого рудно-магматического процесса, что и привело к формированию вольфрам-золоторудной провинции.

Установление зональности в размещении вольфрамового и золотого оруденения в регионе имеет большое практическое значение. Так, уровень эрозионного среза интрузивных массивов может служить косвенным рудоконтролирующим фактором локализации руд вольфрама и золота. Массивы с глубоким эрозионным срезом являются рудоконтролирующими факторами для вольфрамового оруденения, с незначительным уровнем эрозионного среза – для вольфрамового и золотого оруденения, надинтрузивные уровни – для золотого оруденения. С другой стороны, сами рудные формации являются своеобразными индикаторами типа магматизма и геодинамической обстановки.

ЛИТЕРАТУРА

- МУСИН Р.А. (под ред.) 1984. Факторы формирования и критерии прогноза вольфрамового оруденения Южного Тянь-Шаня. Фан, Ташкент, 206с.
- БЕРТМАН Э.Б. Золоторудные формации жильных месторождений. Фан, Ташкент, 167с.
- КЛЕМПЕРТ С.Я. 1983. Индикаторное значение элементов-примесей пиритов одного из золотосульфидных месторождений Западного Узбекистана. Записки Узб.отд.ВМО, вып.36, 24-26.
- МИХАЙЛОВА Ю.В., КУСТАРНИКОВА А.А., МАНСУРОВ М.М., ВОРОНИЧ Т.М., ШАМАЕВ О.Т. 2005. Эволюция золоторудных формаций в геодинамических обстановках развития Южного Тянь-Шаня (на примере Кызылкумо-Нуратинского региона, Западный Узбекистан). Геология и минеральные ресурсы, 4, 17-30.
- МУРУНТАУ. 1998. ФАН, Ташкент, 539 с.
- РУДНЫЕ месторождения Узбекистана. ИМР, Ташкент, 660с.
- УШАКОВ В.Н., НИГМАНОВ Д.М., ГВИЗДОН В.Ф. 2003. Сравнительная геолого-металлогеническая характеристика Турбай-Сарытауской и Саутбай-Булутканской золото-редкометалльных зон Турбайского рудного района (Ю.Букантау). В кн.: Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геолого-разведочных работ. Ташкент, 274-276.
- ХАМРАБАЕВ И.Х., ЗУЕВ Ю.Н., АЗИМОВ П.Т., СИДОРОВА И.П. 1995. Скрытый Мурунтауский гранитоидный интрузив (по данным Мурунтауской сверхглубокой скважины СГ-10). Узб. геологический журнал, 4, 45-59.
- ХАМРАБАЕВ И.Х., ЧЕБОТАРЕВ Г.М., МАНСУРОВ М.М. и др. 1971. Некоторые геолого-минералогические особенности золоторудного месторождения Чармитан в Западном Узбекистане. Узб. геологический журнал, 3, 4-7.
- ЮДАЛЕВИЧ З.А., ГАНЗЕЕВ А.А., ДИВАЕВ Ф.К., РОНКИН Ю.Л. 1991. Особенности внутреннего строения, возраст и оруденение Кошрабатского интрузива (Южный Тянь-Шань). В кн.: Строение и динамика литосферы Тянь-Шаня. Тр.САИГИМС, Ташкент, 33-61.

БАРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.В.Надирадзе

*Кавказский Институт минерального сырья им. А.А.Твалчрелидзе,
0162, Тбилиси, ул. Палиашвили, 85*

Надирадзе В.В. Баритовые месторождения Средиземноморского альпийского складчатого пояса. Морфологию складчатых зон альпийского Средиземноморского пояса определяют линеаменты ортогональной и диагональной систем регматической сети. Месторождения барит-полиметаллической формации связываются с рудогенерирующими структурами северо-западного простирания, испытавшими растяжения в позднеальпийское время. Отмечается важная роль карбоната в формировании баритовых руд и рассмотрен механизм рудообразования жильных и стратиформных месторождений барита. Дается объяснение распределения баритовых и сульфидных залежей в комплексных барит-сульфидных месторождениях.

Nadiradze V.V. Barytic deposits of the Mediterranean Alpine folded belt Morphology of the Alpine Mediterranean belt's folded zones is defined by the lineaments of the regmatic orthogonal – diagonal system. Barite – polymetallic formation's deposits are connected with ore-generating N-W structures suffered an extension during the Late Alpine period. As it noted in the paper carbonate plays an important role in the formation of barytic ores. Mechanism of ore-formation of lode and stratiform deposits is examined as well. An explanation barytic and sulphidic ore beds distribution within the complex barite-sulphidic deposits is also given.

Nadiradze V.V. Arahq dənizi Alp qırışıqlıq qurşağının barit yataqları. Aralıq dənizi Alp qırışıqlıq zonasının morfolojiyası reqmatik şəbəkənin ortoqonal-diaqonal sisteminin lineamentlərini təyin edir. Barit-polimetal formasiyasının yataqları üst alp zamanı dartılmaya məruz qalmış şimal-qərb istiqamətli filiz əmələ gətirən strukturlarla əlaqələndirilir. Barit filizləşməsinin əmələ gəlməsində karbonat tərkibli təmas süxurlarının mühüm rolu, damar və stratiform tipli barit-polimetal yataqlarının əmələgəlmə mexanizmi araşdırılmışdır. Kompleks barit-sulfid yataqlarında barit və sulfid ehtiyatlarının paylanmasının izahı verilir.

Изучение различных сегментов Средиземноморского складчатого пояса показывает, что в его тектоническом формировании основная роль принадлежит структурам, которые характеризуются четко выраженной прямолинейностью и соответствуют планетарным зонам ортогональной и диагональной систем регматической сети Земли. В архитектуре региона существенную роль играют линеаменты широтного и диагонального северо-западного простирания. Структуры меридионального и северо-восточного направлений значительно уступают первым двум.

Наиболее крупной структурой является широтная линеаментная зона шириной в 500 км, проходящая между 40 и 44⁰ параллелями, названная нами Кавказ-Тянь-Шаньской (Надирадзе, 2004). Она с той или иной степенью четкости прослеживается от Атлантического до Тихого океана, а отдельные элементы структуры определяют складчатость в разных сегментах региона, таких как Кавказ, Тянь-Шань и южный край Сибирской платформы. На западе зона формирует части складчатых структур Понтид, Балкан, Южных Карпат и Пиренеев (рис. 1).

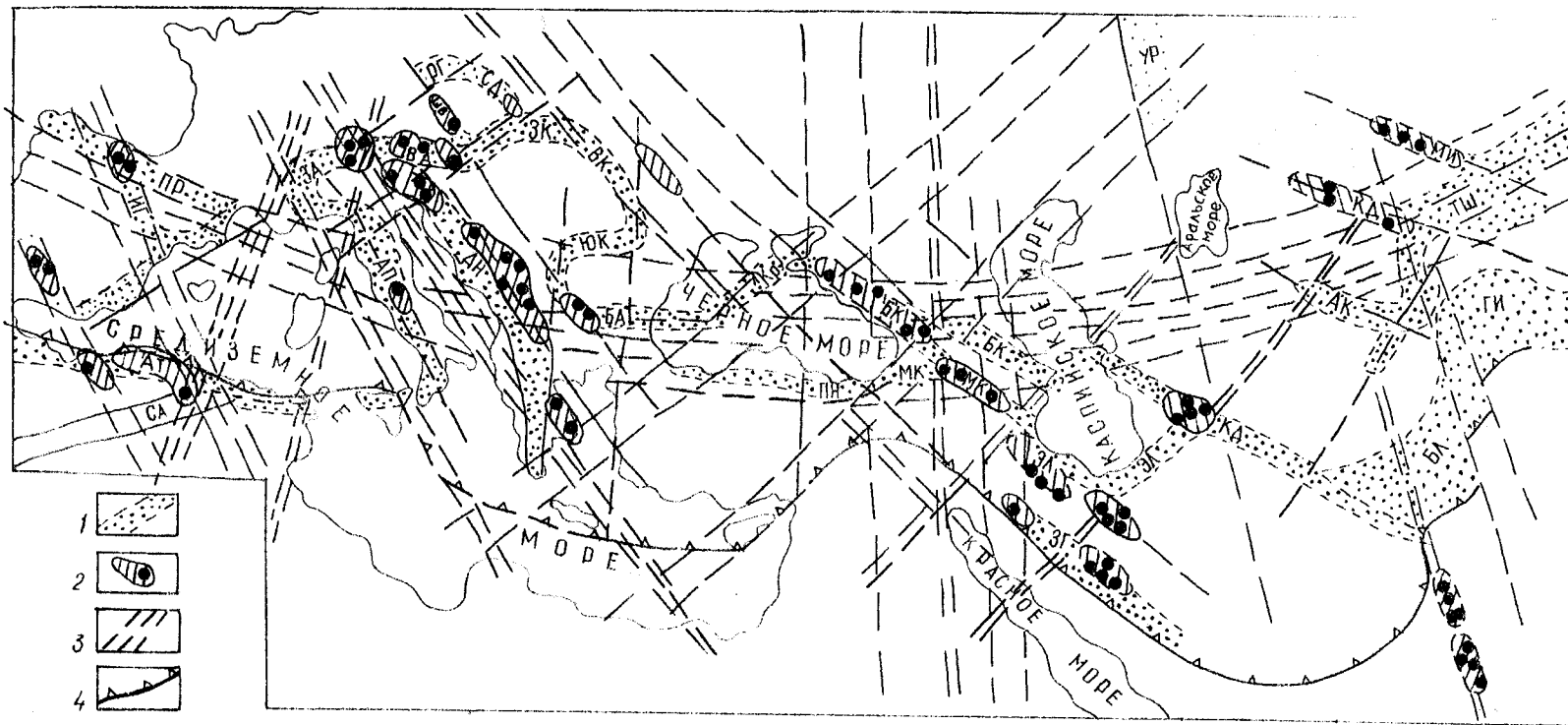


Рис.1. Структурная схема Средиземноморского подвижного пояса с минерализацией барита.

1. Складчатые пояса. 2. Баритоносные площади. 3. Тектонические зоны. 4. Зоны надвигов на границе литосферных плит. СА – Сахарский Атлас. АТ – Атлас. ИГ – Иберские горы. Пр – Пиренеи. ЗА – Западные Альпы. ВА – Восточные Альпы. АП – Апеннины. ШВ – Шумава. РГ – Рудные горы. СД – Судеты. ЗК – Западные Карпаты. ВК – Восточные Карпаты. ЮК – Южные Карпаты. БЛ – Балканы. КР – Крымские горы. БК – Большой Кавказ. МК – Малый Кавказ. ПН – Понтиды. Эл – Эльбурс. ЗГ – Загрос. КД – Копет-Даг. БЛ – Белужистан. ГИ – Гималаи. АК – Актауские горы. КТ – Кара Тау. ЧИ – Чу-Иллисские горы. ТШ – Тянь-Шань. УР – Урал.

В пределах Кавказа, являющегося одним из сегментов складчатого пояса, в формировании складчатой структуры, наряду с широтными линеаментами, принимают участие линеаменты северо-западного простирания, придавая ему форму ломаной линии (рис.2). Данными линеаментами сформировано большинство структурно-фациальных зон Малого Кавказа, а также Эльбурса и Загроса в Иране. Восточнее Каспийского моря они отражены в узких складчатых сооружениях Копет Дага, Актауских гор, Кара Тау и Чу-Иллийских гор. Западнее Черного моря наиболее значительная линеamentная зона формирует мощные складчатые сооружения Динарид и Апеннин, определяя морфологию Апеннинского полуострова и конфигурацию Тиренского и Адриатического морей. О значительности диагональной линеamentной зоны указывает тот факт, что в области ее влияния широтная Кавказ-Тянь-Шаньская зона почти полностью деградирует и проявляется фрагментарно.

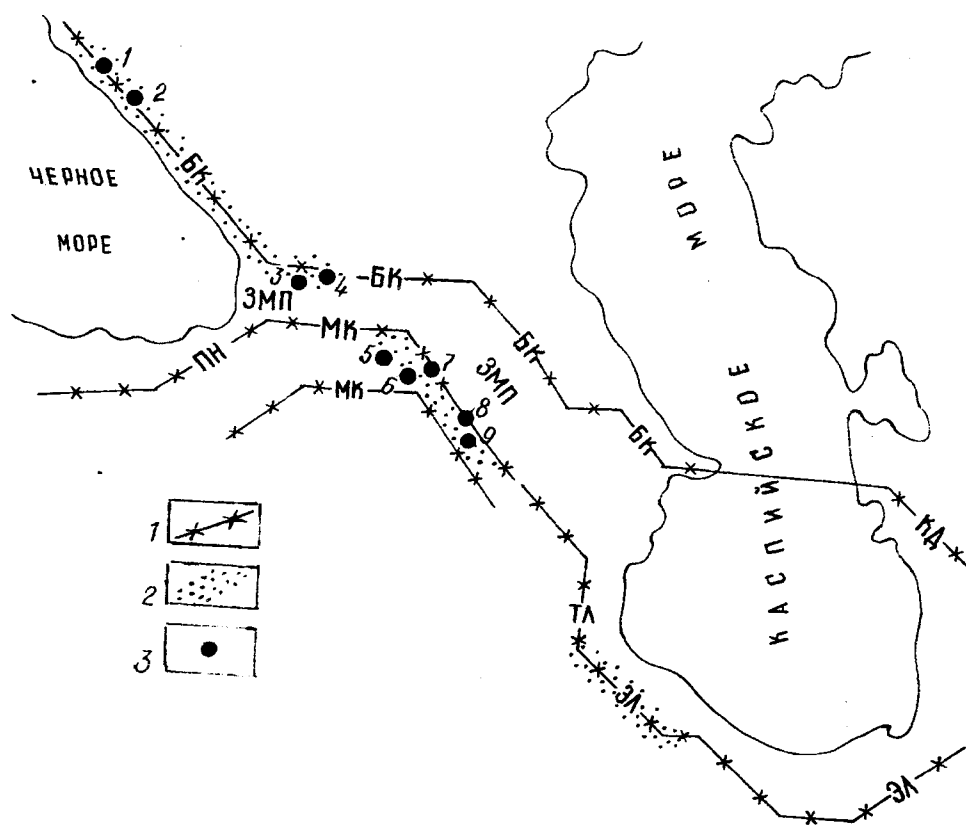


Рис.2. Схема складчатых структур и распространения барита Кавказа и прилегающих областей.

1. Оси складчатых структур. 2. Баритонесные площади. 3. Месторождения барита. БК – Большой Кавказ. ЗМП – Закавказский межгорный прогиб. ПН – Понтиды. МК – Малый Кавказ. ТЛ – Талыш. Эл – Эльбурс. КД – Копет-Даг. Месторождения: 1. Белореченское. 2. Апшра. 3. Кутаисская группа. 4. Чорди. 5. Маднеули-Давид-Гареджи. 6. Алаверди. 7. Ахтала. 8. Човдар. 9. Башкишлак.

Реконструкция палеобассейнов в пределах Кавказского сегмента показала, что линейменты широтного и северо-западного направлений должны были быть заложены в палеозое, но их фиксированное развитие уверенно прослеживается с нижней юры. Заложение структур северо-западного простирания в палеозое и их развитие до нашего времени устанавливается также в пределах Аравийской плиты в рифтовых структурах Красного моря и Персидского залива (рис.3). Интерес представляет тот факт, что на разных сторонах коллизийного шва происходило устойчивое формирование параллельных длительно развивающихся структур.

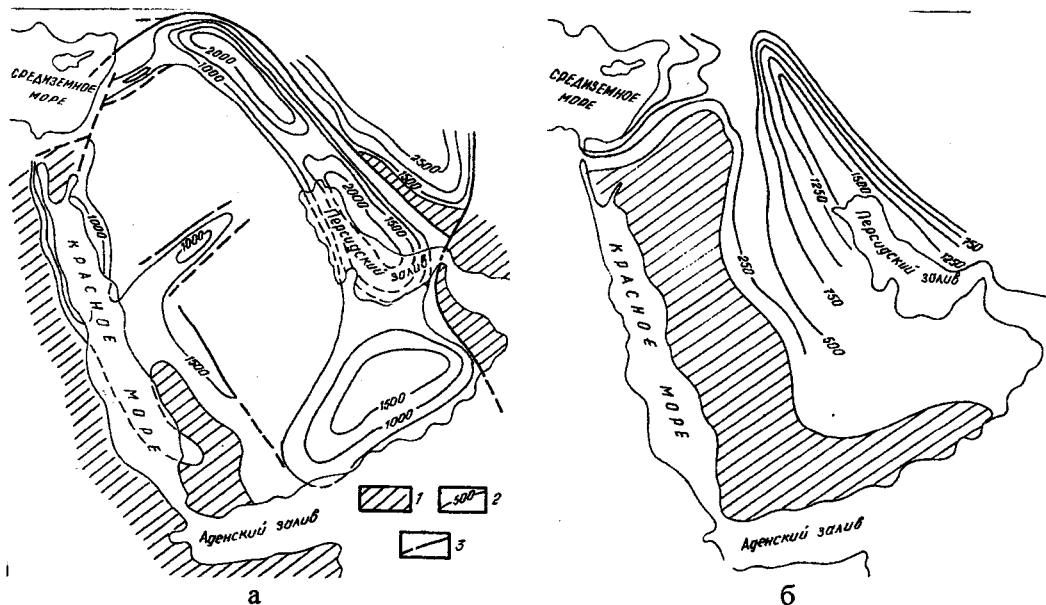


Рис.3. Схема мощностей вендских (а) и триасовых (б) отложений Аравийского полуострова.

1. Области размыва. 2. Изолинии мощностей. 3. Главные разломы.

Линейменты северо-восточного простирания участвуют в формировании складчатости в меньшей степени, что отражено в Южном Тянь-Шане, в восточной части Эльбурса, в западной части Малого Кавказа, в Крыму, в Западных Карпатах и Альпах, в Сахарском Атласе. По меридиональным линейментам в основном происходят блоковые смещения, они формируют складчатость в редких случаях и на коротких интервалах (Талыш, Западные части Балкан, Альп и др.).

Известна важная роль вертикальных линейных структур в рудообразовании и в пространственном распределении месторождений полезных ископаемых. Такие структуры, соответствующие понятию сквозных рудоконцентрирующих, согласно И.Н.Томсону и М.А.Фаворской (1968), представляют собой системы дислокаций, пересекающие границы платформ и складчатых

областей, достигая протяженности в несколько тысяч, а в ширину — в несколько сот километров. Они включают в себя зоны подчиненных порядков, среди которых прогнозно-металлогеническое значение придается структурам шириной в несколько десятков километров.

Анализ структур разной ориентировки и месторождений полезных ископаемых показывает, что различные рудные комплексы контролируются системами разных направлений. Месторождения барит-полиметаллической формации, в которую входят баритовые месторождения, в большинстве случаев контролируются линеаменами северо-западного простирания.

В металлогенической провинции Кавказа, включающей Северный Кавказ и Закавказье, выявлено свыше 20 баритовых, барит-полиметаллических месторождений и свыше ста рудопроявлений. Часть месторождений эксплуатировалась с начала двадцатого столетия, изучена достаточно детально, проведены многочисленные исследования как факторов контроля месторождений, так и условий рудообразования, что дает возможность рассматривать Кавказ как типовой полигон и исследовать более детально.

Структуру Кавказа также формируют линеаменты ортогонально-диагональной системы, развивающиеся фиксированно в течение геологически длительного времени. Они объединяются в зоны регионального и даже глобального масштаба, пересекают Кавказ в разных направлениях, выходя за его пределы, играя важную роль в распределении месторождений полезных ископаемых. В качестве скрытых рудоконцентрирующих структур выступают меридиональные системы, вдоль которых устанавливаются зоны растяжения, залеченные интрузиями и экструзиями разного состава и возраста. В узлах пересечения этой системы с глубинными разломами других направлений локализуются месторождения — цветных и редких металлов, железа, марганца, барита, гипса, нефти, связанные с позднеальпийской тектономагматической активизацией.

Скрытой рудоконцентрирующей структурой является также система линеаментов северо-западного простирания шириной до 80 км, названная Крымско-Иранской тектонической зоной, она пересекает Кавказ диагонально и выходит за его пределы. Общая протяженность зоны более 2000 км. На глубине залегания этой системы указывают приуроченные к ней выходы ультрабазитов и ртутные проявления на всей ее протяженности. С данной структурой связана вся баритовая минерализация Кавказа.

На Северном Кавказе в зоне Передового хребта, в западной части Адыгейского поднятия находится крупное Белореченское месторождение, приуроченное к гранитогнейсам палеозоя, ряд мелких месторождений в Зеленчукском и Верхне-Кубанском районах — Архыз, Кизилчук, Аликбаши, Джаланколь, Индиш, приуроченные к метаморфическим сланцам протерозоя.

В зоне Главного хребта Большого Кавказа месторождения и проявления барита отсутствуют, а южный склон и Закавказский срединный массив насыщены в основном месторождениями жильного типа, приуроченными (за редким исключением) к вулканогенным образованиям средней юры, такие как Амакек-

ва, Пициквара, Чорди, Кваиса, Кутаисская группа месторождений. К верхнеюрским известнякам приурочено месторождение стратиформного типа Апшра.

На Малом Кавказе проявлены в основном комплексные метасоматические месторождения – медноколчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические: Маднеули, Давид-Гареджи, Квемо-Болниси, Ахтала, медноцинково-колчеданное Алаверди, а также собственно-баритовые жильные месторождения Башкишлак, Човдар и др., приуроченные к верхнеюрским риолит-дацитовым и батским лавово-пирокластолитовым породам базальт-андезитовой формации (Магриби, Гаврилюк, 1986).

В юго-восточном направлении в Иране данная тектоническая зона формирует складчатую систему Эльбурс, включающую множество баритовых месторождений, а на северо-востоке в пределах Приднестровья (Украина) проявлена в виде мощных глубинных разломов. Один из них, Подольский разлом, длиной в 300 и шириной до 20 км контролирует ряд баритовых и барит-флюорит-полиметаллических проявлений в псефит-псаммитовых отложениях верхнего венда (Шумлянский, 1986).

Приуроченность баритового оруденения Кавказа к Крымско-Иранской зоне линейных структур существенно суживает сферу их распространения и, соответственно, прогноза. Пространство распределения оруденения конкретизируется приуроченностью месторождений к пограничным частям зон разной лабильности, к примеру, к стыку складчатой системы Южного склона и Закавказского срединного массива.

В размещении и локализации баритоносных площадей и узлов наиболее значительна роль линейных зон, мощность которых измеряется первыми десятками километров. В качестве таковых выступают меридиональные зоны поднятий и флексур, четко проявленные на южном склоне Большого Кавказа в пределах Абхазского, Рачинского и Кутаисского рудных районов, где располагаются наиболее значимые баритовые месторождения Кавказа, в формировании же рудоносных узлов, как правило, участвуют три-четыре системы зон нарушений.

Для большинства баритовых месторождений устанавливается важная экраняющая роль карбонатных или карбонатсодержащих пород. Месторождения локализуются на небольшой глубине (до 400 м) от поверхности экрана, а ниже глубины 600-700 м встречаются крайне редко (Nadiradze, 1990).

По способу образования выделяются жильные и метасоматические месторождения. Первые преимущественно развиты на северном и южном склонах Большого Кавказа и в пределах Закавказского срединного массива (Белореченское, Пициквара, Чорди, Кутаисская группа и др.). Метасоматические, в виде комплексных месторождений, сосредоточены на Малом Кавказе (Маднеули, Алаверди, Ахтала). Встречаются месторождения комбинированного типа с жилами и метасоматическими залежами (Апшра, Давид-Гареджи).

Жилы характеризуются зональным или симметрично-зональным строением, сложены различными минеральными агрегатами, выделение которых происходило разобщенно во времени и разделено внутриминерализационными под-

вижками. Обычно выделяется дорудная кварц-кальцит-пиритовая стадия, выраженная образованием зон гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов с выделениями крупнокристаллического кальцита, формирующих линзообразные тела мощностью до 8-10 м. Основной рудный процесс характеризуется выделением барита в сопровождении в том или ином количестве кальцита, кварца, местами сульфидов. Баритовые тела, достигающие по мощности больших размеров в 10-12 м (месторождение Чорди), характеризуются признаками, указывающими на одноактное заполнение жил из гелевого раствора.

Температурный режим образования руд жильных баритовых месторождений колеблется в интервале 280-90⁰С, а давление в минерализующей среде не превышает 3-4 МПа.

Изучение химизма рудообразующих растворов в жильных баритовых месторождениях показывает близость химического состава растворов газовой-жидких включений. Преобладающая роль в их составе принадлежит аниону хлора и катиону кальция, присутствуют также ионы натрия, калия, HCO_3^- и SO_4^{2-} . В ходе эволюции гидротерм их состав изменяется в сторону увеличения кислотности раствора, что связано с изменением концентрации бикарбонат-иона и углекислого газа (Хитаров, Учамейшвили, 1962).

Стратиформное месторождение Апшра, приуроченное к древней тектонической ступени, залегает в верхнеюрском интенсивно доломитизированном пласте органогенного известняка мощностью до 30 м, перекрытого мощной толщей терригенно-карбонатных пород. Режим образования барита – среднетемпературный (275-210⁰С), состав растворов не отличается от таковых жильных месторождений. Оруденение наиболее интенсивно происходит вдоль крутопадающих тектонических нарушений, уменьшаясь в удалении от них.

Образование баритовых месторождений жильного и стратиформного типов должно быть обусловлено встречей рудоносных систем, где барит, по видимому, переносился в виде комплексных сульфидных и хлоридных соединений, с поверхностными водами, обогащенными углекислотой и свободным кислородом, образованными в результате растворения карбонатных пород кровли. Эти воды должны были окислять сульфидные соединения до сульфатных с интенсивным (местами одноактным) выделением барита. Формирование стратиформного месторождения Апшра было возможным при наличии: а) закупоренных вышележащими пластичными породами и не выходящих на поверхность тектонических нарушений, являющихся подводными для рудоносных систем; б) открытых, выходящих на поверхность разломов, секущих толщу терригенно-карбонатных пород, по которым могли двигаться нисходящие поверхностные воды, обогащенные углекислотой и свободным кислородом; в) соединяющей эти две системы разломов проницаемой среды, роль которой в данном случае играл пористый доломитизированный пласт органогенного известняка. Такая геологическая обстановка должна быть характерной для стратиформных месторождений вообще и возможна на границах тектонических ступеней, где действуют крупные раз-

ломные системы и в пределах которых формируются легко проницаемые для растворов прибрежные фации пород (Надирадзе, Гомелаури, 1991).

В барит-полиметаллических месторождениях часть полиметаллов отлагается вместе с баритом в виде вкраплений и мелких прожилков в баритовой массе. Но основная их часть образуется позже барита и, как правило, оторвана во времени, часто заполняя отличные от баритовых жил структуры (Белореченское месторождение).

В жильных месторождениях полиметаллы занимают в основном средние и низкие уровни жил. Что касается пластовых метасоматических залежей, то в них основная часть полиметаллов залегает ниже баритовых скоплений либо в непосредственной близости от них (Маднеули), или несколько оторванно на глубине (Давид-Гареджи).

Расположение баритовых залежей над полиметаллами нами объясняется характерной особенностью барита, требующей менее стабильной, чем полиметаллы физико-химической среды. Отлагаясь в верхних частях месторождения, баритовые скопления закупоривают рудоподводящие структуры и обеспечивают для отложения полиметаллов стабильную физико-химическую среду.

Баритовые месторождения Кавказа, несмотря на их расположение в разновозрастных породах, от докембрийского до третичного возраста, нами рассматриваются как близкие по времени образования, связанные с позднеальпийской тектоно-магматической активизацией. В пользу этого указывают многочисленные факты – отсутствие значительных послерудных деформаций, пересечение баритом молодых разломов, факторы экрана и эрозионного среза, наличие минерализации в третичных отложениях, отсутствие метаморфизма руд и т.д. Наши соображения подкрепляются наличием в баритах киновари в тонкодисперсном состоянии, которая была захвачена баритом во время рудообразования и верхне-третичный возраст которой не вызывает сомнений. Приуроченность оруденения к различным по физическому составу породам (вулканогенные породы, гранитогнейсы и т.д.) обусловлено возникновением в них открытых полостей, которые затем заполнялись низко- и среднетемпературными гидротермальными образованиями барит-полиметаллов.

В других регионах Средиземноморского альпийского складчатого пояса месторождения барит-полиметаллической формации и барита, в частности, распределяются следующим образом – в Пиринеях, в районе Альгубе (Северная Испания) известны телетермальное барит-свинцово-цинковые месторождения (Альгубе, Преса, Белунса и др.) альпийского возраста, представленные метасоматическими линзообразными залежами в известняках мела, контролируемые линеаментами северо-западного простирания. Линеамент в юго-восточном направлении формирует складчатый массив Иберских гор, и далее на Африканском континенте в пределах Тельского Атласа к нему приурочен ряд баритовых и барит-полиметаллических месторождений.

В Восточных Альпах, в Западных Карпатах и Балканах широко проявлена формация стратиформных барит-свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах. Месторождения залегают преимущественно в доло-

митах среднего, реже верхнего триаса и представлены как секущими, так и пластообразными рудными телами. Последние выдерживаются на больших расстояниях в одних и тех же пластах разреза и контролируются мощной линеamentной зоной северо-западного простирания (месторождения Санкт-Вейт, Нассерейт, Диретен, Блейберг-Крейт, Раибл и др.).

В Западных Карпатах карбонатные отложения триаса вмещают ряд аналогичных метасоматических свинцово-цинковых с баритом месторождений, а в Балканах эта рудная формация представлена известными месторождениями: Седмочисленцы, Издремец, Плакальница и многочисленными проявлениями (Твалчрелидзе, 1972).

Месторождения располагаются в местах пересечения разноориентированных нарушений, а руды представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, марказитом, баритом и ангидритом. Ряд геологов (Эльснер и др.) придерживаются мнения об осадочном происхождении стратиформных свинцово-цинковых с баритом месторождений, но большая часть исследователей относит их к гидротермальному типу, учитывая доломитизацию известняков, разное стратиграфическое положение рудных тел, наличие жил секущего характера и др. Возраст месторождений данной формации большинством геологов принимается третичным.

В Динаридах формация свинцово-цинковых с баритом месторождений представлена также широко и связана с неогеновым андезитовым вулканизмом. Главная их масса расположена в Родопско-Македонском срединном массиве, относится к позднеорогенному периоду развития Динарид и представлена разными морфологическими типами: жильным, гнездовым, вкрапленным, метасоматическими залежами в эффузивных и карбонатных породах (месторождения: Трепча, группа Капаоник, Ново-Брдо, Фарбани, Маданская группа и др.).

В Эльбурс-Биналудской складчатой системе, включающей складчатые сооружения Эльбурса, Аладага, Биналуда, Копетдага, месторождения барит-полиметаллической формации расположены в центральной части Эльбурса и в Западном Копетдаге. В Эльбурсе они представлены месторождениями среднего масштаба Сира, Туйэх и др., где оруденение приурочено преимущественно к известнякам верхнеюрского возраста, реже – к доломитам триаса и сланцам палеозоя.

Рудный район Западного Копетдага имеет довольно значительную площадь (200x60 км), где баритовое, витерит-баритовое и барит-свинцово-цинковое оруденения представлены месторождениями Арпаклен, Уч-Ятаг, Чуг-Чури, Кумьшташ, Икинар.

Наиболее значительной барит-полиметаллической рудной провинцией является складчатая зона Каратау, диагонально в северо-западном направлении пересекающая Тянь-Шань. Здесь в карбонатных породах мела установлено свыше 600 месторождений и проявлений барита, притом в северо-западной части региона преобладают монобаритовые проявления, а в юго-восточной – в ассоциации с флюоритом. В числе месторождений этого региона находится крупное барит-полиметаллическое месторождение Мир-галимсай, где оруденелый пласт длиной в 11 км, шириной в 500-600 м и

мощностью в 15 м содержит 35% сернокислого бария, а промышленные запасы оценены в 16 млн.т. В доломитовом горизонте общие запасы оценены в 219 млн.т руды с содержанием сернокислого бария свыше 40%. Перспективные запасы барита Центрального Кара-Тау оценены в 504 млн.т.

В западной части Средиземноморского пояса на Африканском континенте в пределах Тельского Атласа и частично Сахарской плиты (Алжир) зарегистрировано около 250 месторождений и проявлений барита и барит-полиметаллов. Монобаритовые проявления объединяются в две возрастные группы – позднепротерозойскую (древние бариты) и миоценовую (молодые бариты). Баритовое сырье сосредоточено также в жильных барит-полиметаллических, барит-флюоритовых и барит-колчеданно-полиметаллических месторождениях миоценового возраста (рис.4).

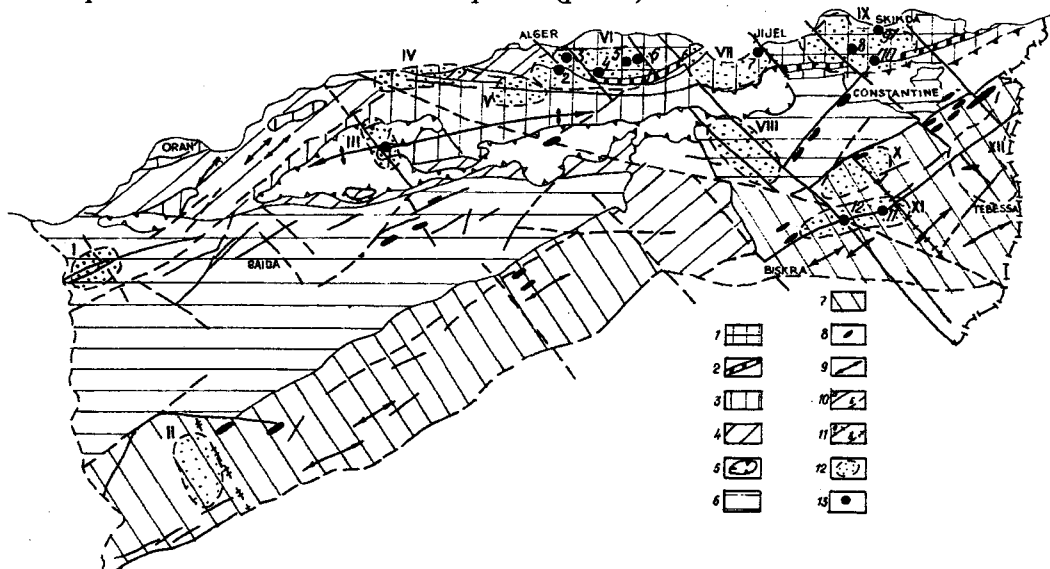


Рис.4. Схематическая карта распространения баритовых минерализаций в основных тектонических структурах Северного Алжира.

Тельский Атлас – геотрутуры, сформированные на геосинклинальном этапе (юра-эоцен) и осложненные на орогеническом этапе (олигоцен-плиоцен): 1. Древние массивы. 2. Дорсаль (известняковая гряда), который разделял на геосинклинальном этапе зоны геантиклиналей и миогеосинклиналей. 3. Геантиклинали, которые развились в центральной части миогеосинклинальной зоны. Структуры орогенного этапа: 4. Миоценовая депрессия. 5. Покровы, сформированные в раннем миоцене. Постпалеозойская платформа: 6. Массивы Высокого плато и массив Айн Млила – палеозойские породы, перекрытые отложениями мезозоя и кайнозоя. 7. Сахарский Атлас, развившийся на месте мезозойской впадины на границе постпалеозойской плиты. 8. Эвапориты триаса. 9. Оси антиклиналей. 10. Разломы, сформированные на орогеническом этапе: а) установленные, б) дешифрированные аэрофотометодом. 11. Разломы цоколя, сформированные на геосинклинальном этапе: а) установленные, б) предполагаемые. 12. Баритоносные площади: I – Гар-Рубай. II – Айн-Сефра. III – Уарсенис. IV – Шершель. V – Музая-Герума. VI – Большая Кабилия. VII – Бежая. VIII – Ходна. IX – Малая Кабилия. X – Батна. XI – Орес. XII – Уэнза. 13. Месторождения: 1. Уарсенис. 2. Кеддара. 3. Айн Солтан. 4. Бу-Мани. 5. Аффенсу. 6. Мекла. 7. Уэд ель Кебир. 8. Сида-Камбер. 9. Стора. 10. Саф-Саф. 11. Мизаб. 12. Джебель Ишмуль.

Древние бариты размещены в выступах докембрийских пород Большой и Малой Кабилии, где известно 40 проявлений, включая месторождения Бумани, Аффенсу и Сиди-Камбер. Молодые баритовые проявления, сформированные в период орогенной альпийской активизации области, объединяются в рудные узлы, которые установлены в основных геоструктурных единицах Теля, в краевых массивах, интракратоне – Сахарском Атласе.

Баритоносный узел Батна характеризуется блоковым строением, разбит серией нарушений диагональных направлений, по которым выжаты диапиры триасовых пород. Баритовые проявления пространственно ассоциируются с полиметаллической минерализацией в известняках апта и баррема.

В осевой части Сахарского Атласа располагается баритоносный узел Орес с наиболее крупным в Алжире месторождением Мизаб, включающим 12 баритовых жил, которые размещены в доломитах и доломитизированных известняках апта-верхнего альба. Протяженность жил – от первых сотен метров до 1100 м, с максимальной мощностью в 6 м. Промышленные запасы барита превышают 2 млн. т.

В Высоком плато баритовая минерализация приурочена к краевым частям горстовых поднятий (Гар Рубан и Саида) и сосредоточена в маломощных шельфовых карбонатных породах нижней юры. В поднятии Айн Млила, в горах Ходна и южной части Сетифского плато на продолжении структур северо-западного простирания, контролирующего месторождения Джебель-Ишмуль и Мизаб, сосредоточены Айн-Азельский и Гюстарский рудные узлы. В первом оруденение представлено в основном барит-галенитовой и реже барит-галенит-флюоритовой ассоциациями, которые локализуются преимущественно в юрских отложениях и вскрываются в ядрах крупных антиклиналей, ограниченных крупными региональными разломами ортогональной и диагональной систем. Наиболее значительным является барит-флюорит-галенитовое проявление Айн-Кахля, приуроченное к известнякам и доломитам лейаса и представленное серией мощных рудных зон.

В Тельской зоне баритовые проявления известны в Уарсенис-Бибанском антиклинории (внутрительском автохтоне), а также в узком антиклинории Бумаад-Бабор, ограничивающем с юга выступы Кабилии. Месторождение Уарсенис включает 9 баритоносных участков, связанных с кристаллическими известняками среднего-верхнего лейаса, которые слагают разобщенные массивы блоков в нижнемеловых отложениях (массивы Гран-Пик, Абделькадер, Белькерет и др.), выведенных на дневную поверхность разломами глубокого заложения меридионального и северо-западного простирания.

Структура баритоносного узла Кеддара определяется стыком жесткой глыбы Кабийского массива с мезо-кайнозойскими образованиями Тельской зоны (Дорсаль). Разрывные нарушения связаны в основном с шарьяжными структурами и субвертикальными разломами разных направлений, которые отражают на поверхности крупные тектонические швы. Наиболее значительные месторождения узла: Кеддара, Аин-Солтан, Палестро, Бу Медас и

др. представлены баритовыми жилами, приуроченными к разломам в карбонатных и карбонатно-терригенных породах палеогена.

Баритоносный узел Тизи-Узу охватывает древний массив Большой Кабилии, а также часть Кабильского дорсала (хребет Джебель Джуджура), в геологическом строении которых участвуют метаморфические образования докембрия и осадочные формации палеозойской и мезо-кайнозойской систем. Месторождения (Аффенсу, Ибахал, Тигильт, Мекла и др.) локализуются в контактах метаморфических карбонатных толщ (мрамора, известковистые сланцы) с кислыми интрузивными породами (граниты, гранодиориты). Они представлены жилами, линзами и пластообразными залежами.

Современную структуру Кольской Кабилии определяет ряд горст-антиклинальных и грабен-синклинальных блоков. В ядрах приподнятых блоков залегают породы древнего метаморфического цоколя, которые перекрыты на отдельных площадях слабо дислоцированным, сравнительно маломощным чехлом отложений верхнего мела, палеогена и миоцен-плиоцена, прорванных интрузиями габбро-диоритового, гранитного и риолитового состава.

В приподнятых блоках, в контактах очковых гнейсов с карбонатсодержащими сланцами вскрываются сильно метаморфизованные тела древних баритов (месторождения Сида Камбер, Айн-Зуит, Саф-Саф). В западной части Кольской Кабилии вокруг гранитоидных интрузивов миоценового возраста зонально распределены многочисленные молодые барит-полиметаллические и баритовые проявления.

Наконец, нельзя не отметить наличие бария в рудоносных осадках впадин Красного моря. Рудные осадки локализуются в центральной части молодого рифта в 15 впадинах глубиной до 2200-2850 м и представляют собой коллоидную массу, содержащую до 54-94% рассола, содержащего в сульфидной фации до 2-3% бария (Розанова, 1986). Простирание рифта Красного моря аналогично вышеописанному – северо-западное.

Суммируя вышесказанное, приходим к следующим выводам:

- складчатую структуру альпийского Средиземноморского пояса формируют ортогонально-диагональные линейменты регматической сети Земли, которые определяют направленность складчатости, придавая им разные формы (прямолинейные, коленообразные, вихреобразные);

- месторождения барит-полиметаллической формации контролируются диагональными глубинными структурами северо-западного простирания. Данные структуры в позднеальпийское время, по-видимому, испытывали растяжение, с которым был связан рудообразовательный процесс, аналогично рифтовой структуре Красного моря, где в современное время происходит отложение баритовых и свинцово-цинковых руд;

- баритовая минерализация развита в граничных зонах областей разной мобильности – сочленениях складчатых областей и платформ, краевых частях структурно-фациальных зон;

- оруденение размещается в тектонических узлах, созданных пересечением разноориентированных нарушений, как правило, трех-четырех систем, и

контролируется меридиональными структурами – поднятиями и флексурами шириной в первые десятки километров;

- устанавливается важная роль карбоната в образовании руд барит-полиметаллической формации. Подавляющая часть месторождений размещается в карбонатных породах, известняках, доломитах или экранируются ими. При отсутствии в разрезе данных пород роль экрана приобретают карбонатизированные породы, а также сидеритовые руды. Обычно оруденение барита распространено на глубине в 600-700 м от подошвы экрана;

- образование баритовых месторождений жильного и стратиформного типов обусловлено встречей комплексных сульфидных и хлористых рудоносных систем с поверхностными водами, которые были обогащены углекислотой и свободным кислородом, образованным за счет растворения карбонатных пород;

- в барит-сульфидных месторождениях основная часть сульфидов выделяется после барита и, как правило, располагается под баритовыми залежами. Эта особенность обусловлена разной степенью стабильности среды, необходимой для их образования – меньшей для барита и большей для полиметаллов. Ранее выделенные бариты закупоривают верхние части рудоносных структур и создают более стабильную физико-химическую среду для образования полиметаллических руд.

ЛИТЕРАТУРА

- МАГРИБИ А.А., ГАВРИЛЮК П.С. 1986. Закономерности размещения и условия формирования баритовых месторождений Азербайджана. В кн.: Барит. Наука, М., 139-152.
- НАДИРАДЗЕ В.В., ГОМЕЛАУРИ А.И. 1991. Геолого-генетическая модель стратифицированного месторождения барита Апшра. В: Геология, прогнозирование и технологическая оценка месторождений полезных ископаемых. Вып. XXII (15). Недра, М., 210-219.
- НАДИРАДЗЕ В.В. 2004. Роль линеаментов в геологическом строении и распределении месторождений полезных ископаемых Кавказа. Сб. трудов ГИН Грузии. Новая серия, Вып. 119, 122-129.
- РОЗАНОВА Т.В. 1986. Барий в гидротермальных осадках в зонах спрединга мирового океана. В кн.: Барит. Наука, М., 29-45.
- ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ Г.А. 1972. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). Недра, М., 344 с.
- ТОМСОН И.Г., ФАВОРСКАЯ М.А. 1968. Рудоконцентрирующая структура и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. Советская геология, 7-13.
- ХИТАРОВ Н.И., УЧАМЕЙШВИЛИ Н.Е. 1962. Экспериментальные данные в геологии бария в гидротермальных условиях. В сб.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. АН СССР, 157-230.
- ШУМЛЯНСКИЙ В.А. 1986. Барит в рудных формациях Приднестровья. Наука, М., 93-98.
- NADIRADZE V.V. 1990. Geology and genesis of barite deposits in Georgia. Proceedings of the symposium on barite and barite deposits. Geological survey Prague, Editions F.G.Pool, P.Dobes, 23-27.

KIÇIK QAFQAZIN VƏ TALİŞ ZONASININ ÜST TƏBAŞİR VƏ EOSEN YAŞLI MAQMATİK KOMPLEKSLƏRİ DƏMİR-TİTAN OKSİDİ MİNERALLARININ TİPOMORF XÜSUSİYYƏTLƏRİ

M.N.Məmmədov*, G.C.Babayeva**, K.A.Pənahi**, F.H.Mehdiyev*

**Bakı Dövlət Universiteti*

Az1148, Bakı, Z.Xəlilov küç., 23.

***Azərbaycan MEA Geologiya İnstitutu*

Az1143, Bakı, H.Cavid pr., 29A.

Мамедов М.Н., Бабаева Г.Д., Панахи К.А., Мехтиев Ф.Г. Типоморфные особенности ферри-титан оксидных минералов позднемиоценовых и эоценовых магматических комплексов Малого Кавказа и Тальшской зоны. Рассматриваются типоморфные особенности ферри-титан оксидных минералов в составе пород позднемиоценовых и эоценовых магматических комплексов Малого Кавказа и Тальша. Установлено, что в составе пород базальтовых комплексов, развитых в Газахском и Аджакендском прогибах Малого Кавказа, участвует ульвошпинелевый титаномагнетит. Это позволяет говорить о том, что частично обогащенный глиноземом оливиновый толеит-базальтовый исходный расплав при сопровождении никель-бунзенитового буфера испытал кристаллизацию. В остальных прогибах в условиях труднопроницаемости магмаподводящих разломов исходный толеит-базальтовый расплав взаимодействовал с породами вмещающей рамы и окислялся, в результате чего кристаллизовался титанистый маггемит. В Ходжавендском прогибе же стадийность кристаллизации субщелочного оливин-базальтового расплава отразилась на последовательности кристаллизации и на составе титаномагнетита. При сопровождении водного флюида задерживалась кристаллизация основного плагиоклаза, и его минералообразующие компоненты расходовались на кристаллизацию титаномагнетита. При этом титаномагнетит с вкрапленниками оливина и клинопироксена образует взаимопрорастающие зерна. В Тальшской зоне в условиях Астаринского поднятия из субщелочного оливин-базальтового расплава в ассоциации с такими минералами, как анальцит, роговая обманка и биотит кристаллизовался умеренно титанистый маггемит. В соседнем Госмольян-Пилячайском прогибе из субщелочного оливин-базальтового расплава в условиях неоднородности фундамента кристаллизовался хромистый и умеренно титанистый титаномагнетит. Наконец, в условиях Дыманского прогиба в связи с увеличением проницаемости магмаподводящих разломов из недифференцированного оливин-базальтового расплава кристаллизовался высокотитанистый магнетит (ульвошпинель), который ассоциируется с хромшпинелью. В интрузивной камере, в которой формировалась субщелочная ультраосновная формация Тальша, кристаллизовались хромшпинель, хромистый магнетит, титаномагнетит (ильменитовый и кульсонитовый распад), ильменит, рутил, сфен, лейкоксен.

Mamedov M.N., Babayeva G.D., Panahi K.A., Mehtiyev F.G. Typomorphic peculiarities of ferri-titan oxidic minerals of the Late Cretaceous and Eocene magmatic complexes of the Minor Caucasus and Talysh zone. As it is determined ulvospinelic titanomagnetite takes place in the rock composition of basaltic complexes developed within the Gazakh and Adjakend troughs of the Minor Caucasus what make it possible to come to a conclusion that olivine tholeite-basaltic initial melt partly enriched by alumina with nickel-bunsenitic buffer has suffered crystallization. Within all the other troughs an initial tholeite-basaltic melt is interacted with enclosing rocks and oxidized under impermeable conditions of the magma-incurrent faults and as a result titaniferous maghemite has been crystallized. As to the Hodjvend through, stages of crystallization of subalkaline olivine-basaltic melt is reflected in order of crystallization and in composition of titanomagnetite. Accompanied by water fluid the basic plagioclase crystallization has been retarded and it's mineral-forming components were used to the crystallization of titanomagnetite. At the same time titanomagnetite with phenocrysts of olivine and clinopyroxene forms an inter-penetrative granules. In the Talysh zone and within the Astar uplift a moderately titaniferous maghemite was crystallized from subalkaline oli-

vine-basaltic melt in association with such of minerals as analcite, hornblende and Biotite. Chromic and moderately titaniferous titanomagnetite have been crystallized from subalkaline olivine-basaltic melt in the basement heterogeneity conditions within the next Gosmalyan-Pilyachay trough.

Finely, in the Dyman trough's condition in connection with an increasing of the magma-incurrent faults permeability a high-titaniferous magnetite (ulvospinel) has been crystallized from undifferentiated olivine-basaltic melt. Such of minerals as chromic magnetite, titanomagnetite (ilmenitic and coulsonitic decay), ilmenite, rutile, sphene, leucoxene are crystallized in the intrusive pocket where the Talysh subalkaline ultrabasic formation was developed.

Məmmədov M.N., Babayeva G.C., Pənahi K.A., Mehdiyev F.H. Kiçik Qafqazın və Talış zonasının üst təbaşir və eosən yaşlı maqmatik kompleksləri dəmir-titan oksidi minerallarının tipomorf xüsusiyyətləri. Məqalədə Kiçik Qafqazın və Talışın üst təbaşir və eosən yaşlı maqmatik formasiyalarının süxurlarının tərkiblərindəki dəmir-titan oksidi minerallarının tipomorf xüsusiyyətləri araşdırılır. Aparılan tədqiqatlar göstərir ki, Kiçik Qafqazın Qazax və Ağcakənd öyilmələrində yayılmış bazalt kompleksləri süxurlarının tərkibində ulvoşpinelli titanlı maqnetit iştirak edir. Buradan belə nəticəyə gəlmək olar ki, alüminiumla qismən zənginləşmiş olivinli toleit-bazalt maqması nikel-bunzenit buferinin müşayiəti ilə kristallaşmaya məruz qalmışdır. Digər öyilmələrdə maqma daşıyan qırılmaların passivləşməsi şəraitində ilkin toleit-bazalt ərintisi təmas süxurları ilə qarşılıqlı termiki əlaqəyə girmiş və oksidləşmişdir. Nəticədə titanlı maqhemit kristallaşmışdır. Xocavənd öyilməsində subqələvi olivin-bazalt ərintisinin mərhələli kristallaşması kristallaşma ardıcılığına və titanlı maqnetitin tərkibinə təsir göstərmişdir. Su buxarının iştirakı əsasi plagioklazın kristallaşmasının ləngiməsinə səbəb olmuş və onun mineral əmələgətirən komponentləri titanlı maqnetitin kristallaşmasına sərf olunmuşdur. Bu zaman titanlı maqnetit olivin və klinopiroksen möhtəviləri ilə qarşılıqlı bitişmələr əmələ gətirmişdir. Talış zonasının Astara qalxmasında subqələvi olivin-bazalt ərintisindən analsim, hornblend və biotitlə assosiasiyada titanla qismən zəngin olan maqhemit kristallaşmışdır. Qonşu Qosmalyan-Pileçay öyilməsində fundamentin qeyri-bircinsliyi şəraitində subqələvi olivinli bazalt ərintisindən xromlu və titanla qismən zəngin olan titanlı maqnetit kristallaşmışdır. Nəhayət, Dıman öyilməsi şəraitində maqmadaşıyan qırılmaların aktivliyi şəraitində diferensiasiyaya uğramamış olivin-bazalt ərintisindən xromşpinellə assosiasiyada yüksək titanlı (ulvoşpinel) maqnetit kristallaşmışdır. Talışın subqələvi ultraəsasi formasiyasının formalaşdığı intruziv kamerada xromşpinel, xromlu maqnetit, titanlı maqnetit (ilmenit və kulsonit parçalanması), ilmenit, rutil, sfen və leykoxsen kristallaşmışdır.

Filiz və süxurəmələgətirən minerallar və ya paragenezisləri onların kristallaşma şəraitləri və ilkin ərintilər haqqında ən real genetik məlumat mənbələri ola bilərlər. Bu kontekstdə dəmir-titan oksidi mineralları silikat ərintisinin təkamül prosesini izləməklə müəyyən qanunauyğun dəyişmələr müşahidə etmək üçün münasib geoloji obyektlərdəndir. Dəmir-titan oksidi mineralları öz faza müxtəliflikləri ilə geniş fiziki-kimyəvi və geoloji şəraitlərdə kristallaşa bilirlər. Kiçik Qafqaz və Talış zonalarının üst təbaşir və eosən yaşlı maqmatik komplekslərinin dəmir-titan oksidi mineralları haqqında dövrü ədəbiyyatda qismən məlumatlar M.N.Məmmədov və başqalarının (1986, 1999, 2001) tədqiqat işlərində verilmişdir. Lakin bu mənbələrdə dəmir-titan oksidi minerallarının tipomorf xüsusiyyətləri haqqında əsaslı petroloji araşdırmalar ümumiləşdirilməmişdir. Təqdim olunmuş məqalə bilavasitə bu çatışmazlığın aradan qaldırılmasına həsr olunmuşdur.

Dəmir-titan oksidi minerallarının petroloji tipomorf xüsusiyyətləri haqqında məlumatlar Dropun (Drop, 1987), Osbornun (Osborn, 1983), Baddington-Lindslinin (Buddington et al., 1964), Karmkaylın (Carmichael et al., 1967), Sakın (Sack et al., 1980) və başqalarının işlərində verilmişdir. Bu tədqiqatçılar ilkin və törəmə fərdi dəmir-titan oksidi minerallarında dəmir oksidlərinin (FeO , Fe_2O_3) bölünmə üsullarını işləyib hazırlamaqla, onların «minal» tərkiblərini müəyyən et-

mişlər. Onlardan bəziləri (Osborn, 1983) həmin tərkiblərdən istifadə etməklə geotermometr, «bufer sistemi», parsial və ümumi təzyiqlərin hesablanmasını aparmışlar. Nəhayət, dəmir-titan oksidi minerallarının kompleks xüsusiyyətləri, yəni kristallaşma ardıcılıqları, homogen-heterogenlikləri, fəza qəfəsinin ölçüləri, maddi minal tərkibləri, kristallaşma temperaturları və təzyiqləri bizim tərəfimizdən tipomorfluq və ya konkret geoloji və fiziki-kimyəvi prosesi araşdırmaq üçün bələdəci kimi təsəvvür olunur.

Üst təbaşir və eosen yaşlı vulkanogen komplekslər Aralıq dənizi qırışıqlıq əyalətinin geoloji inkişafını «plitlər tektonikası» mövqeyindən şərh etsək, «yumşaq kolliziya» mərhələsinə uyğun gəlir. Başqa sözlə desək, Mezotetis okeanının Göyçə-Həkəri, Zəngəzur-Allahyarlı, eləcə də Zaqros qollarının bağlandığı, eyni zamanda subduksiya prosesinin zəiflədiyi bir vaxta təsadüf edir. Üst təbaşir vulkanik kompleksləri Kiçik Qafqaz ərazisində Acar-Trialet, Borçalı, Qazax, Ağcakənd, Sarıbaba, Hoças, Xocavənd strukturlarında, Talış zonasında isə yalnız Allahyarlı strukturunun şimal və cənub qanadlarında əsasən üst konyak-santon və bəzən isə kampan vaxtlarında müxtəlif fasiyalarda və həcmələrdə inkişaf tapmışdır.

Aparılan kompleks tədqiqatlar nəticəsində onların formasiya, fasiya mənsubiyyətləri müəyyən olunmuşdur. Həmin maqmatik formasiyaların geoloji və petroloji xüsusiyyətləri haqqında M.N.Məmmədovun (1986, 1999, 2001), F.A.Axundovun (Axundov, 2003) məqalə və monoqrafiyalarında ətraflı məlumat verilmişdir.

Acar-Trialet zonasında üst təbaşir vulkanizmi (Надарейшвили, 1981) Kiçik Qafqazın digər strukturlarından fərqli olaraq alb yarusundan başlayaraq erkən senona qədər davam etmişdir. Nəticədə mürəkkəb geodinamik şəraitdə ardıcıl diferensiasiyalaşmış bazalt-andezit-dasit-riolit formasiyası formalaşmışdır. Bu vaxtda Acar-Trialet zonasının şimal cinahında iki piroksenli, titan oksidi ilə kasıb olivinli bazaltlar və məkanca çox məhdud müxtəlif fasiyalı dasitlər və andezitlər əmələ gəlmişdir.

Strukturun cənubunda bazaltların yayılması qismən azalır və andezitlər, riolitlər məkanca çoxalır. Sonuncu xüsusiyyət özünü tam şəkildə diferensiasiyalaşmış halda Acar-Trialetin mərkəzi kəşiyində daha aydın biruzə verir.

Acar-Trialet zonasının geoloji inkişafının üst təbaşir mərhələsində şimal, cənub və mərkəzi bloklarında dəmir-titan oksidi mineralları öz maddi tərkiblərinə və struktur-optiki tiplərinə görə bir-birlərindən fərqlənilir. Belə ki, şimal və cənub bloklarında ilmenit və hematit minallı titanlı maqnetit müşahidə olunur. Burada titanlı maqnetit (Il₁₆₋₂₀) üzrə çəpinə ilmenit aydın nəzərə çarpır. Kristallaşma ardıcılığında titanlı maqnetit monoklin və rombik piroksen möhtəviləri ilə qarşılıqlı bitişmələr əmələ gətirirlər. Strukturanın mərkəzi blokunda isə bazaltlarda titanlı maqnetit piroksen möhtəvilərinə nisbətən xeyli gec kristallaşmışdır. Lakin həmin bazaltlarda titanlı maqnetit optiki bircinsli olmaqla ulvoşpinel minalı ilə xarakterizə olunur (Usp₁₆₋₂₀).

Borçalı əyilməsində bütün titanlı maqnetit fenokristalları piroksen möhtəvilərindən əvvəl kristallaşmışdır. Onlar titanla kasıb olub, hematit minallıdır.

Beləliklə, Acar-Trialeti və Borçalı strukturlarında Yer qabığının dislokasiya və qırışıqlığa uğrama dərəcəsindən asılı olaraq titan oksidi ilə qismən doymuş (TiO₂≈5-11%) titanlı maqnetitlər kristallaşmaya nəzarət edən geoloji və fiziki-kimyəvi şəraitlə tənzimlənir.

Acar-Trialet zonasının mərkəzi blokunda ulvoşpinel fazasının əmələ gəlməsi maqmadaşıyan qırılmanın və aralıq maqmatik ocağın xeyli dərinədə olmasını göstərir. Digər hallarda isə ilkin bazalt ərintisinin Yer qabığı ilə qarşılıqlı termiki əlaqəsi nəticəsində titanlı maqnetitlə hematit fazasının yaranması təmin olunur. Burada maqmadaşıyan qırılmaların passiv olması ərintinin Yer səthinə yaxın olan ocaqlarda oksidləşməsi nəticəsində tam təkamül, yəni ardıcıl diferensiasiya prosesi başa çatır. Nəticədə titanlı maqnetit silikat minerallarından əvvəl kristallaşmaqla, oksidləşdirici şəraitin olmasından xəbər verir.

Növbəti titanlı maqnetit daşıyan üst təbaşir yaşlı bazalt-andezit-dasit-riolit forması Qazax əyilməsində bütün fasiyalarla təmsil edilmişdir. Burada vulkanizm iki maqmatik kompleksdən ibarət olub, üst konyak-santon yaşlıdır.

Birinci kompleks bazalt-andezit tərkibli olub, əyilmənin geoloji quruluşunda məkanca tam üstünlük təşkil edir. Həmin süxurların tərkiblərində titanlı maqnetit aksesör mineral kimi (0.8-2.0%) olivin, piroksen və plagioklaz möhtəviləri ilə birlikdə iştirak edir. Maddi tərkibi və onların struktur-optiki tipləri haqqında dövrü mənbələrdə ətraflı məlumat verilmişdir (Мамедов и др., 1986). Lakin titanlı maqnetitin alüminiumla qismən doymuş olivinli toleit maqmasının mürəkkəb geodinamik şəraitdəki indikator rolu barəsində elmi təhlil aparılmamışdır.

Qeyd etməliyik ki, olivinli, klinopiroksenli, klinopiroksen-plagioklazlı möhtəvi strukturlu bazaltlarda titanlı maqnetit dənələri qismən iri, kvadrat morfolojiyalı, bircinsli fərdlər əmələ gətirirlər. Submikroskopik faza parçalanması müşahidə olunmur. Bu xüsusiyyət rentgendifraktometrik analizlərdə təsdiqlənir. Müstəvilər arası məsafə, eləcə də fəza qəfəsinin ölçüsü normal maqnetitə ($a=8.396\text{Å}$) nisbətən böyükdür ($a=8.481-8.526\text{Å}$).

Kimyəvi tərkiblərində ulvoşpinel molekulasının miqdarı 24-67% arasında dəyişir. Hesablanmış Küri nöqtəsinin qiyməti isə $190-240^\circ$ ilə xarakterizə olunur. Mikroelement tərkiblərində dəmir fəsiləsi elementlərindən xrom (700-1200 q/t), vanadium (700-1100 q/t), nikel (300-500 q/t) və kobalt (250-400 q/t) nəzərə çarpacaq dərəcədə üstünlük təşkil edir.

Bu kompleksin andezibazaltlarında və andezitlərində titanlı maqnetitlər alüminium və ona uyğun maqnezium oksidləri ilə zənginləşir, titan oksidi ilə isə kəsibləşir (2.5-7.2%). Eyni zamanda, bu mineralın möhtəviləri artıq klinopiroksendən, hornblenddən əvvəl kristallaşır. İlmenit tipli faza parçalanması onun üzərində diaqonal yerləşir.

Alüminiumla qismən zəngin olan olivinli toleit bazalt maqmasının bu ikinci hissəsi ümumi kristallaşma diferensiasiyası ilə tənzimlənən təkamülə uyğun olaraq Yer qabığının yuxarı horizontlarında formalaşmışdır. Bunun nəticəsində prosesi nizamlayan bufer maqnetit-hematitə yaxın olmuşdur. Adları çəkilən faktorların təsiri ilə maqnetitin tərkibində dəmir fəsiləsi elementlərinin miqdarı (Cr, V, Ni, Co) xeyli azalmışdır.

Qazax əyilməsinin zəif qırıqlığa uğramış hissələrində (Həsənsu, Ağstafa çayları boyu) kompleksin tam kəsilişlərində bazaltlarla andezibazaltları və andezitləri titanlı maqnetitə və onların minal tərkiblərinə görə bir-birlərindən fərqləndirməklə ümumi təkamülün kristallaşma diferensiasiyası ilə tənzimlənməsini qeyd etmək olar.

Üst santon yarusu vaxtında iki mühüm hadisəni araşdırdıqda titanlı maqnetit yardımçı ola bilər. Burada inkişaf tapmış onun vulkan şüşəsi (perlit-obsidian) əyilmənin cinahlarındakı qırılmalardan bəziləri ümumi sıxılma nəticəsində öz maqmadaşına qabiliyyətini, demək olar ki, itirmişdir. Bilavasitə bununla əlaqədar olaraq, Yer qabığının həmin hissələrində qismən ərimə baş vermiş (palingenez) və perlit-obsidian (Alpoud sahəsi) təzahürləri əmələ gəlmişdir.

Nəticədə vulkan şüşəsi iri radiuslu (Rb, K, Ba və s.) elementlərlə qismən zənginləşmişdir. Bunlarla yanaşı, üst santon və alt kampan yarusları vaxtında ərazidə tektonik sabitləşmə baş vermişdir. Bu zaman bəzi vulkan boğazlarında tıxacların yaranması növbəti eksploziya ilə aktivləşmiş və dəmir-titan oksidi minerallarının kasıblaşması şəraitində klinoptilolit-mordyenit tuflarının əmələ gəlməsinə səbəb olmuşdur. Riolitlərdə və onların digər petroqrafik analoqlarında maqhemit, hematit və s. minerallar formalaşmışdır.

Ağcakənd əyilməsində bimodal riolit-bazalt formasıyasının süxurlarında da dəmir-titan oksidi mineralları titanlı maqnetitdən, titanlı maqhemitdən, maqnetitdən, hematitdən, limonitdən ibarətdir. Burada homogen ulvoşpinelli titanlı maqnetit yalnız bazalt və doleritlər üçün səciyyəvidir. Həmin əyilmənin üst konyak vaxtına qədər regionda ümumi sıxılma hakim olmuşdur. Bunun nəticəsində qaynar ilkin alüminiumla qismən zəngin olan olivinli toleit maqması «diapir» şəklində Yer qabığının, ehtimal ki, kvarslı qumdaşını, yaxud arkozlu qumdaşını əritmiş və polingen mənşəli dasit-riolit kompleksinin diferensiatlarını əmələ gətirmişdir. Əmələ gəlmiş kompleksin ərintisi uçucularla zənginləşmişdir. Geoloji şəraitin dəyişməsi, yəni qırılmaların aktivləşməsi nəticəsində polingen mənşəli piroklastik və effuziv fasiyalı dasit və riolitlər Yer səthinə nəql olunur. Adları çəkilən süxurlarda sulu mineralların iştirakı və eyni zamanda maqhemitin və hematitin olması prosesin oksidləşdirici şəraitdə formalaşmasının göstəricisidir.

Zəif diferensiasiyalaşmış bazalt-dolerit kompleksində titanlı maqnetitə öncə bərpa olunmuş mühitdə kristallaşmaqla aydın qiyafələnmiş formada rast gəlinir. Bütün dənələr bircinslidir. Faza parçalanması müşahidə olunmur. Rentgendifraktometrik və mikrozonad analizləri əsasında (Мамедов и др., 1986; Мамедов, 1999) bu titanlı maqnetitlərdə ulvoşpinel molekulası 20-64% arasında dəyişir. Digər petroqrafik tiplərdə yalnız titanlı maqhemitə və maqnetitə rast gəlinir.

Beləliklə, Ağcakənd əyilməsinin birinci kompleksi palingen mənşəlidir və dəmir-titan oksidi mineralları tamamilə oksidləşərək hematitə, dəmir hidroksidə çevrilmişdir. İkinci kompleks yüksək hərərətli olub, bərpa olunmuş şəraitdə kristallaşmışdır.

Növbəti Hoças, Sarıbaba, Touraqaçay və Ağdərə əyilmələrində isə üst təbaşir vulkanitləri kifayət qədər törəmə prosesə uğramışdır. Yalnız Hoças əyilməsi istisna olmaqla, digər əyilmələrin bazaltlarında, andezibazaltlarında və andezitlərində titanla kasıb olan maqnetitlər maqhemitə, hematitə və bəzən də hetitə çevrilmişdir.

Hoças əyilməsində (Карякин, 1989; Мамедов, 1999; Ахундов, 2003) üst senon vaxtında Lök-Qafan zonasının cənub-şərq davamında subqələvi bazalt vulkanitləri əhəngdaşları ilə növbələşir. Vulkanitlərin fasiya tərkibində lava axın və örtükləri üstünlük təşkil edir. Onlar tərkibcə möhtəvi quruluşlu traxibazaltlardan, traxiandezibazaltlardan ibarətdirlər. Eyni zamanda, əhəngdaşlarının aralarında az qalınlığa malik olan layvari traxibazalt və traxidolerit çıxışlarına rast gəlinir.

Sadalanan süxurlarda titanlı maqnetitlər klino- və ortopiroksen dənələrindən əvvəl kristallaşmışdır. Buna görə də əksər hallarda bu şpinellər piroksenlərdə daxilolmalar şəklində iştirak edir. Aparılan kompleks mineraloji tədqiqatlara əsasən (Мамедов и др., 1986) müəyyən edilmişdir ki, həmin dəmir-titan oksidi mineralları titanla qismən doymuş ($TiO_2=8-14\%$), alüminium və maqnezium oksidləri ilə nisbətən zəngin olan titanlı maqnetitlərdən ibarətdir. Bu titanlı maqnetitlərdə isə çəpinə ilmenit əmələ gəlmişdir.

Üst təbaşir yaşlı vulkanik komplekslər Kür dağarası əyilməsində kəşfiyyat quyularının köməyi ilə Muradxanlı, Abastəpə, Sorsor, Zərdab sahələrində açılmışdır. Burada normal və subqələvi petrokimyəvi seriyalar müəyyən olunmuşdur. Normal qələvili bazaltlarda, andezibazaltlarda və andezitlərdə titanla kasıb ($TiO_2=4-6\%$) olan maqhemitlər təyin olunmuşdur. Subqələvi kaliumlu bazalt seriyasında isə titanlı maqnetitlərdə titan ulvoşpinel fazası əmələ gətirir və onun konsentrasiyası xeyli artır ($TiO_2=9-16\%$). Buna oxşar titanlı maqnetit Talış zonasının qərb davamında Allahyarlı antiklinorisinin geoloji quruluşunda iştirak edən bazalt-andezit-riolit formasiyası süxurlarının tərkibində müəyyən olunmuşdur.

Beləliklə, yuxarıda sadalanan üst təbaşir (konyak-santon, nadir hallarda alt kampan) yaşlı vulkanik komplekslərin tərkiblərində titan oksidi ilə zəngin olan ulvoşpinelli titanlı maqnetit kristallaşmışdır. Qeyd etməli ki, belə titanlı maqnetitlərə görə hesablanmış bufer sistemləri nikel-bunzenitə yaxın olmuşdur. Amma bazalt-andezibazalt və andezitlər kristallaşan anda prosesə nəzarət edən uçucuların komponent tərkibi dəyişmişdir. Belə ki, bazalt-doleritlərin aralıq maqmatik ocaqları qismən dərinədə (20-25 km) olmaqla, bərpa olunmuş şəraitlə tənzimlənmişdir. Tərkibcə andezibazalta və andezitə yaxın olan qalıq ərinti isə yer qabığının yuxarı horizontlarında (3-5 km) formalaşmışdır. Nəhayət, həmin ərintilərin son diferensiatları olan riolitlər, dasitlər artıq yer qabığı şəraitində oksigenin tam müşayiəti ilə kristallaşaraq, maqhemit, hematit, hetit və hidrohetit kimi dəmir oksidi mineralları əmələ gəlmişdir. Həmin süxurlarda qanı rəngli hematit müşahidə olunur. Digər əyilmələrdə isə ikikompleksli formasiyalarda dəmir-titan oksidi mineralları iki mərhələdə kristallaşmışdır. Eyni zamanda, ümumi Qafqaz istiqamətli və onların eninə olan maqmadaşıyan qırılmalar müxtəlif struktur-optiki tipli titan oksidləri minerallarının kristallaşmasına səbəb olmuşdur. Başqa sözlə desək, dəmir-titan oksidi minerallarının struktur-optiki tipləri, maddi və faza tərkibləri, eləcə də kristallaşma ardıcılıqlarındakı yerləri ərintinin təkamülünü tənzimləyən indikatorlardır.

Üst təbaşir, yəni santon yaşlı Xocavənd əyilməsinin geoloji quruluşunda zəif təkamülə uğramış traxibazalt formasiyası iştirak edir. Onun vulkanitlərinin tərkibinə «məxsusi şpinel» molekulası ilə ($MgAl_2O_4$) zəngin olan maqnetit daxildir. Vulkanizmin erkən fazası xətti qırılmaların aktivliyi şəraitində zəif diferensiasiyalaşmış qələvi və subqələvi bazalt maqmasının Yer səthinə daşınması ilə təmsil olunmuşdur. Buna görə də xətti maqmadaşıyan qırılma effuziv lava fasiyasının süxurları tam üstünlük təşkil edir. «Yumşaq kolliziyanın» tədricən intensivləşməsi xətti qırılmaların aktivliklərini azaltmaqla eninə maqmadaşıyan qırılmaların müthərrikliklərinə şərait yaradır. Bu anda uçucularını qismən itirmiş qələvi bazalt maqması vulkan mərkəzlərinin boğazlarını dolduraraq, subvulkanik (Çartaz, Kert) və intruziv (Tuğ) fasiyaların əmələ gəlməsinə səbəb olur. Ümumiyyətlə desək, «yumşaq kolliziya» anı ilkin ərintinin xeyli dərinədə (süxur, mineral daxilolmaları)

və qismən Yer səthinə yaxın şəraitdə (möhtəvi mineralların paragenezisləri) kristallaşmasına səbəb olmuşdur.

Burada iki məqamı mütləq təhlil etmək lazımdır. Birinci halda qələvi bazalt maqmasının müəyyən payı xeyli dərinədə «akkumulyativ» daxilolmaların kristallaşması ilə təkamülə başlamışdır. Bu anda titan oksidin xeyli hissəsi floqopitin və klinopiroksenin tərkibinə daxil olaraq qalığı ərintinin həmin elementlə kasıblaşmasına səbəb olmuşdur. Eyni zamanda, kristallaşma prosesi 8 kbar ümumi təzyiqdən yuxarıda baş verdiyinə görə titanlı maqnetit kristallaşma bilməmişdir. Ehtimal ki, alüminiumun xeyli hissəsi həmin minerallarda həll olmaqla yanaşı, digər şpinellərin formalaşmasına kömək etmişdir.

Su buxarları ilə zəngin olan qələvi bazalt maqmasından Yer səthinə yaxın olan «aralıq» maqmatik ocaqlarda «məxsusi şpinel» molekulası ilə zəngin titanlı maqnetit olivin, klinopiroksen möhtəviləri ilə birlikdə – assosiasiyada kristallaşmışdır. Bu anda maqnetit-hematit buferi şəraitində plagioklaz kristallaşma bilmir və onun komponentləri titanlı-alüminiumlu maqnetitdə məxsusi şpinel molekulası kimi həll olur.

Şərh olunan məqamların reallıqları titanlı maqnetitin subvulkanik və intruziv süxurlarının tərkiblərindəki tipomorf xüsusiyyətlərini göstərmək olar. Həmin fasiya süxurlarında titanlı maqnetitdə titanın konsentrasiyası 16-21% arasında dəyişir. Bu fasiya süxurlarının ərintiləri mərhələli təkamülə uğramamışdır. Başqa sözlə desək, eninə qırılmalar qələvi bazalt maqmasının bu payını birbaşa fasiləsiz intruziv kameraya və subvulkanik boğaza daşımışdır. Nəticədə diferensiasiyalaşmış kalium-natrium qələvili teşenit süxuru kristallaşmışdır. Burada artıq olivin, mika, klinopiroksen, plagioklaz ulvoşpinelli titanlı maqnetitlə assosiasiyada kristallaşmışdır.

Xocavənd əyilməsində ilkin subqələvi olivinli bazalt maqması üç mərhələdə kristallaşmışdır. Erkən kristallaşma fazası dərinlik – akkumulyasiya yolu ilə mineral və süxur daxilolmalarının (mikalar, mikalı peridotitlər) formalaşması ilə başlamışdır. Qalıq ərinti maqnetit-hematit buferinin tam nəzarətilə alüminium oksidi və ya məxsusi şpinel ($MgAl_2O_4$) fazalı titanlı maqnetitin olivin və klinopiroksen möhtəviləri ilə birlikdə kristallaşmasına şərait yaranmışdır. Eosen yaşlı vulkanitlər və onlarda assosiasiyada olan intruzivlər isə bir-birlərindən fərqlənən şəraitlərdə kristallaşmışdır.

Eosen vulkanizmi və plutonizmi üst təbaşir yaşlı vulkanitlərə nisbətən daha geniş inkişaf tapmışdır. Qərbdə Acar-Trialetdə, Göyçə-Şıraq zonasında, Qazax əyilməsində, Şahdağda, Kəlbəcər törəmə muldasında və Talışda geniş yayılmışdır. Acar-Trialet zonasında üç tektonik blokda – mərkəzi, cənub və şimal hissələrdə titan oksidinin konsentrasiyası dəyişir. Belə ki, mərkəzi kəsikdə və şimal kəsikdə titanlı maqnetit dərin aralıq maqmatik ocağın göstəricisi kimi bircinsli və ulvoşpinellidir (Usp_{15-20}). Lakin cənubda titanlı maqhemit qeyd olunur.

Qazax əyilməsində traxiandezibazalt formasiyasının andezibazalt kompleksi süxurlarında adi maqhemit müşahidə olunur. Amma ikinci latit-şoşonit kompleksi süxurlarında ilmenit bazaltı titanlı maqnetit iştirak edir.

Şahdağ əyilməsində iştirak edən normal qələvili və subqələvi seriyaların diferensiatlarının tərkiblərində ulvoşpinelli, ilmenitli titanlı maqnetit, titanlı maqhemit, maqhemit, hematit, hetit iştirak edir. Titan oksidi ilə zəngin olan bircinsli ul-

voşpinelli titanlı maqnetit olivinli bazaltların, doleritlərin və onların subqələvi analoqları traxibazaltların, traxidoleritlərin tərkibində iştirak edir. Həmin süxurların intruziv və subvulkanik analoqlarında, yəni qabbroidlərdə və qabbro-siyenitlərdə titanlı maqhemit iştirak edir. Orta və turş süxurlarda intensiv xloritləşmə ilə əlaqədar olaraq maqnetitin pozulmuş analoqu olan maqhemit müəyyən olunmuşdur.

Beləliklə, buradan belə qənaətə gəlmək olar ki, Şahdağ vulkanitlərinin ilkin diferensiatları olan doleritlər, bazaltlar və onların subqələvi analoqları daha dərin-də və nisbətən bərpa olunmuş şəraitdə kristallaşmışdır. Orta və turş vulkanitlərin ərintiləri isə yer səthinə yaxın sahələrdə formalaşmaqla maqnetit-hematit buferi ilə nəzarətlənmişdir.

Talış zonasında eosen və eosen-oligosen yaşlı iki maqmatik formasiya və onların hər birinin tərkibində isə iki kompleks müəyyən olunmuşdur (Məmmədov, Babayeva, 2001). Ayrılmış komplekslərin tərkibində iştirak edən süxur tiplərində dəmir-titan oksidi mineralları ulvoşpinelli maqnetit, ilmenitli maqnetit, titanlı maqhemit, maqnetit, maqhemit-rutil, anataz, sfen, leykoxsen kimi müəyyən olunmuşdur. Lakin bəzi hallarda maqnetitlə xromlu şpinel arasında keçid fazası, eləcə də kulsonit şpineli də aşkar olunmuşdur.

Sadalanan şpinel fazaların hər biri ayrı-ayrılıqda subqələvi olivinli bazalt maqmasının müxtəlif geoloji və fiziki-kimyəvi şəraitdə kristallaşmasının göstəricisidir. Belə ki, xromlu maqnetit traxibazalt-traxiandezibazalt-fonolit formasiyası süxurlarında yalnız absarokitlərdə qeyd olunmuşdur. Burada xromlu maqnetit olivinli qarşılıqlı bitişmələr əmələ gətirməklə, subqələvi olivinli bazalt maqmasının daha dərinə olan aralıq maqmatik ocağında kristallaşmasının göstəricisidir. Bununla yanaşı, ulvoşpinelli maqnetit Dıman əyilməsində esseksit və traxidoleritlərin tərkiblərində xromşpinellə birlikdə rast gəlir. Bu halda isə dərinlik qırılması təkamülə uğramamış subqələvi olivinli bazalt ərintisinin kristallaşmasına şərait yaratmışdır.

Absarokitlər kristallaşarkən qırılmaların maqmadaşma və yerləşdirmə fəaliyyətlərinin passiv olması ərintinin akkumulyasiyaya uğraması baş vermişdir. Buna görə də burada xromşpinel minalı ilə yanaşı, məxsusi şpinel komponenti xeyli artmışdır.

Dıman əyilməsində isə hər iki fazaya sərf olunacaq komponentlər ərintiyə keçmişdir. Buna görə də ulvoşpinelli maqnetit alüminium, maqnezium, xrom oksidləri ilə olduqca kasıbdır. Burada oksigenin parsial təzyiqi 10^{12-14} atmosferə, bufer isə nikel-bunzenitə yaxındır. Başqa sözlə desək, Dıman əyilməsində subqələvi olivinli bazalt ərintisi xeyli dərinə və qismən bərpa olunmuş şəraitdə kristallaşmışdır. Piləçay-Qosmolyan əyilməsində isə aralıq ocaqda subqələvi olivinli bazalt ərintisinin akkumulyasiyaya uğramış hissəsi kristallaşmışdır.

Bu iki müxtəlif kristallaşma şəraitləri traxibazalt-traxiandezibazalt-fonolit formasiyası süxurlarının Astara qalxıntısında oksidləşdirici, Piləçay-Qosmolyan əyilməsində qismən oksidləşdirici və Dıman əyilməsində isə bərpaedici şəraitlərdə formalaşmasının real göstəricisidir.

Subqələvi ultraəsasi formasiya süxurlarında prosesin qapalı və intruziv kameralarda baş verməsi şpinel ailəsi minerallarının faza rəngarənglikləri ilə ifadə olunmuşdur. Belə ki, subqələvi pikrit və peridotitlərdə şpinellərdən yalnız xromlu şpinel (FeCr_2O_4 , MgAl_2O_4) kristallaşmışdır. Süxurların təkamül nəticəsində sub-

qələvi peridotitlərin subqələvi qabbroidlərə keçməsi xromşpinellərin-xromlu maqnetitlə onun titanlı maqnetitlə əvəzlənməsi müşahidə olunur.

Subqələvi qabbroid və siyenitlərdə artıq vanadiumlu titanlı maqnetit, ilmenit fazalı maqnetit, maqhemit və sərbəst ilmenit kristallaşmışdır. Bunlarla yanaşı, ak-sessor rutil, sfen, leykoksen də müşahidə olunur.

Beləliklə, aparılan kompleks tədqiqatlar nəticəsində müəyyən olunmuşdur ki, dəmir-titan oksidi minerallarının faza tərkibləri onları əmələ gətirən ilkin maqmatik ərintinin tərkibindən və kristallaşma şəraitindən asılıdır. Belə ki, Qazax və Ağcakənd əyilməsində alüminiumla qismən doymuş, olivinli toleit maqmasının bazalt kompleksinin ərintisi xeyli dərinədə nikel-bunzenit buferinin nəzarəti ilə kristallaşmışdır. Bütün digər üst təbaşir yaşlı vulkanitlərdə dəmir-titan oksidi mineralları isə yer qabığının yuxarı horizontlarında formalaşmışdır. Kristallaşma prosesi isə maqnetit-hematit buferi ilə tənzimlənmişdir.

Şahdağ əyilməsində ilkin ərintinin fasiləsiz təkamülü titanlı maqnetitin ulvoşpinelli maqnetitə, maqhemitə, hematitə qədər dəyişməsinə səbəb olmuşdur.

Talış zonasında regionun müxtəlif tektonik brekçiyalara parçalanması Astara qalxmasında maqhemitin, Qosmalyan-Piləçay əyilməsində xromlu, alüminiumlu titanlı maqnetitin, Dımanda isə ulvoşpinelli maqnetitin əmələ gəlməsi ilə nəticələnmişdir. İntruzivlər isə qapalı kamerada formalaşdığına görə şpinel mineralları öz tərkiblərini xromşpineldən ilmenitli titanlı maqnetitə qədər dəyişə bilmişdir.

ƏDƏBİYYAT

- АХУНДОВ Ф.А. 2003. Поздне меловые вулканические формации Малого Кавказа. Баку, 230 с.
- МАМЕДОВ М.Н. и др. 1986. Ферротитаноносные минералы поздне меловых вулкани-тов Малого Кавказа. Изв. АН Азерб.ССР, серия наук о Земле, 4, 45-52.
- МАМЕДОВ М.Н. 1999. Петрология и геохимия поздне меловых и эоценовых магмати-ческих формаций Малого Кавказа и Талыша. Nafta-Press, Баку, 396с.
- MƏMMƏDOV M.N., BABAYEVA G.C. 2001. Talış zonasının subqələvi ultraəsasi intru-zivlərinin geokimyası və mineralogiyası. Nafta press, Bakı, 183 s.
- НАДАРЕЙШВИЛИ Г.Ш. 1974. Эоценовый вулканизм юго-восточной Гурии. Пробле-мы геологии Аджаро-Триалетии. Мецниереба, Тбилиси, 37-52.
- КАРЯКИН Ю.В. 1989. Геодинамика формирования вулканических комплексов Мало-го Кавказа. Наука., М., 150 с.
- DROP T.R. 1987. A general equation forestimating. Fe^{3+} concentrationa in ferromagnesian silicates and oksides from mikroprobe analyses, using steichimetrik criteria. Min-eral.mag., 51, 431-435.
- BUDDINGTON A.F., LINDSLEY D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. J.Petrol., 5, 310-357.
- CARMICHAEL I.S., NICHOLLS J. 1967. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. J.Geophys. Res., 72, 4665-4687.
- OSBORN E.F. 1983. On the significance of the spinel phase in subalkaline volcanic mag-mas. Memoir of the geological society of China, 5, 1-12.
- SACK R.O., CARMICHAEL I.S., RIVERS S.E., GHIORSO M.S. 1980. Ferric-ferrous equilib-ria in natural silicate liquids at 1 bar. Contr. Minerology and Petrology, 75, 369-376.

BÖYÜK QAFQAZIN ŞƏRQ DAVAMININ FİLİZLİYİNİN BƏZİ ASPEKTLƏRİ (AZƏRBAYCAN ƏRAZİSİ)

İ.Ş.Məmmədov, H.A.Vəliyev

*Azərbaycan Respublikası Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyi
Milli Geoloji Kəşfiyyat Xidməti
Az 1143, Bakı ul., B. Ağayev küçəsi, 100A*

Мамедов И.Ш., Велиев Г.А. Некоторые аспекты рудоносности восточного продолжения Большого Кавказа (Азербайджанская часть). Исследуются некоторые характерные особенности складчатых структур, условия рудообразования, связь с магматизмом, перспективы восточной и северо-восточной рудоносности Кавказа. Уделяется внимание условиям сбора типоморфных материалов Большого Кавказа, даются наставления по направлениям поисковых работ.

Mamedov I. Sh., Veliyev G.A. Some aspects of ore content within the Great Caucasus' eastern continuation (Azerbaijan part). Some typical features of the folded structures, ore-formation conditions, connection with magmatism, ore content prospects of the eastern and north-eastern Caucasus are investigated. An attention to the typomorphic sampling materials of the Great Caucasus and prospecting trends is given in the paper.

Məmmədov İ.Ş., Vəliyev H.A. Böyük Qafqazın şərq davamının filizliyinin bəzi aspektləri (Azərbaycan). Böyük Qafqaz qırıxıqlıq qurumunun bəzi səciyyəvi xüsusiyyətləri, filiz əmələ gəlmə şəraiti, maqmatizmlə bağlılığı, Qafqazın şərq, şimal-şərq davamının filizlilik perspektivləri araşdırılır. Azərbaycanda Böyük Qafqaz üçün tipomorf metalların toplanmasının yaranması şəraitlərinə diqqət yetirilir, axtarış işlərinin istiqaməti üçün tövsiyələr verilir.

Böyük Qafqaz qırıxıqlıq qurumu müstəqil seqment olaraq şimaldan Pşekiş-Tırnauz, cənubdan Katex-Leçxum (Azərbaycanda Duruca) şov dərinlik mənşəli qırılma zonaları ilə sərhədlənir. Silsilə təqribən 1300 km uzunluqda, 200 km-dən artıq endə ərazini, təxminən 260000 km² sahəni əhatə edir (Ажгирей, 1976). Kəskin relyefə, ən müxtəlif iqlim şəraitinə malikdir. Kazbek, Elbrus, Bazardüzü, Babadağ kimi zirvələr, sərt yamaclar, yüksək dağlıq, dağətəyi düzənliklər geniş yayılmışdır. Geoloji quruluşda terrigen-çökmə süxurlar üstünlük təşkil edir. Maqmatik törəmələr yayılmışdır, molass çöküntülərə rast gəlinir. Ərazidə ən müxtəlif mənşəli və çeşidli metal, qeyri-filiz faydalı qazıntıların sənaye əhəmiyyətli yataqları geniş təmsil olunmuşdur. Bir çoxu uğurla istismar olunmaqdadır. Böyük Qafqazın geoloji inkişaf tarixi çox maraqlıdır. Araşdırmalara görə, alt paleozoyda Qafqaz Qondvana meqakontinentinin Qafqaz-Xəzər qalxmasının tərkibinə daxil olub. Leyas-Aalen dövrlərində Şimali və Cənubi Qafqaz mikroplitələrinin aralanması nəticəsində Böyük Qafqazın hazırkı yerində dibində vulkanik püskürmələr baş verən okean olmuşdur. Miosendən etibarən başlayan neotektonik mərhələdə müasir relyef və geoloji strukturların formalaşması, Böyük və Kiçik Qafqaz qurşaqlarının, Kür və Xəzər çökəkliyinin yaranma prosesi başlayıb, tangensial sıxılmalar nəticəsində şimaldan cənuba doğru impulsiv deformasiyalar örtük-üstəgəlmə strukturları yaranmış, bu proseslərin gedişində Ərəb və Avrasiya litosfer plitələrinin yaxınlaşması mühüm rol oynamışdır.

Süxurların litoloji tərkibi rəngarəngliyi ilə fərqlənir. Bu kompleksin əsasını gil şistləri təşkil edir, onların ümumi süxur kütləsində xüsusi çəkisi 40-60% miqdarındadır. Qumdaşları, əhəngdaşları kimi terrigen-çökmə mənşəli süxurlar 20-

30%, maqmatik törəmələr 10-20% təşkil edir (Məmmədov, Vəliyev, 2006).

Ərazinin tektonik quruluşu çox mürəkkəbdir, Ümumqafqaz istiqamətli (Pşekiş-Tırmıauz, Baş Qafqaz, Köhnəmədən, Malkamud, Qaynar, Zəngi və s.) və eninə (Transqafqaz və s. çoxsaylı) regional dərinlik mənşəli qırılmalarla və onlara söykənən çoxsaylı müxtəlif istiqamətli çatlarla doğranaraq mürəkkəbləşmiş pilləli blokvari struktura malikdir (Məmmədov və b., 2006).

Böyük Qafqazda fəal maqmatik fəaliyyət çox geniş dövrü – kembriyəqərdərdən kaynozoya qədər – əhatə edir və burada əsasən beş müxtəlif yaşlı maqmatik kompleks əmələ gəlmişdir, bunların hər birinin özlünə məxsus fərqli mineralaşma mənbələri olduğu aydınlaşmışdır. Əsasi və turş tərkibli süxurların assosiasiyaları, habelə qranodiorit tərkibli intruziv fasiyalar assosiasiyaları üstünlük təşkil edir. Aparılmış tədqiqatlar ərazinin metallogeniyası ilə maqmatizm arasında sıx genetik əlaqə olduğunu sübut edir. Belə əlamətlər maqmatik çıxışlarla təzahürlər arasındakı struktur-ərazi bağlılığında, maqmatektonik, maqmatik süxurlarla təzahürlər arasında maddi tərkibin xüsusiyyətləri arasında əlaqələrdə görünür. Qeyd etmək lazımdır ki, maqmatik törəmələr, bir qayda olaraq, qırılmaları boyu daha geniş yayılmışdır. Məsələn, Baş Qafqaz qırılmasının bütün uzanması boyu daykalar, layşəkilli intruziyalar yayılmışdır. Ümumiyyətlə, Böyük Qafqaz hüdudlarında əsasən qranodiorit tərkibli intruziyalar kompleksləri (liparit, dasit, andezit) yayılmışdır. Qeyd etmək lazımdır ki, Şimali Qafqazda da Dzirul massivi ilə analoji qədim komplekslər müşahidə edilir. Müəyyənləşdirilmişdir ki, struktur planda aparıcı rol hələ çökmə prosesi gedən zaman Böyük Qafqaz qurumunu ümumqafqaz istiqamətində struktur-fasial zonalara ayıran konsedimentasiya qırılmalarına məxsusdur (Ажгирей, 1976).

Qeyd etdiyimiz kimi, Böyük Qafqazda çoxsaylı kolçedan–polimetal, mis, nəcib, əlvan metal və təzahürləri aşkar olunmuşdur, müxtəlif filiz rayonları ayrılmışdır və bəzilərinin perspektivləri hələ tam açılmamışdır. Belə yataqlar əmələ gəlmə vaxtlarına, geoloji strukturlarda yerləşmələrinə, fasial-dərinlik şəraitində əmələ gəlmələrinə, metamorfizləşmə dərəcəsinə, intruziv komplekslərlə, daykalarla, kiçik intruziyalarla əlaqələrinə, püskürmə süxurlarla yataqların müəyyən tərkib əlaqələrinə, geokimyəvi bağlılıqlarına görə ayrı-ayrı qruplarda birləşdirilmişdir. Həmçinin endogen yataqların yerləşməsində müəyyən zonallıq müşahidə olunur. Belə ki, baş silsilənin oxu boyu nadir metallar, şimal qanadda polimetallar, Zaqafqaziyada Cu, Mo, Ba metalları daha çox rast gəlinir.

Böyük Qafqazda bütün geoloji inkişaf mərhələlərində (kaledon, hersin, kimmeri) ilkin, orta və son dövrlər yataqlarının əmələ gəlməsi üçün sabit irsilik müəyyən olunmuşdur, həmçinin Pb, Zn, Cu, As, Mo, W, Hg, Sb kimi tipomorf elementlər təyin olunmuşdur (Ажгирей, 1976).

Məlum olduğu kimi, Böyük Qafqazın cənub və şimal-şərq yamaclarında geoloji axtarış işləri əsasən Balakən filiz rayonunda cəmlənmiş, qalan hissələr əsasən axtarış-planalma və sporadik axtarış işləri ilə əhatə olunmuşdur. Halbuki Tufan struktur zonasının əhəmiyyətli, Baş Qafqaz silsiləsinin xeyli, ön Qafqaz silsiləsinin nisbətən az hissəsi Azərbaycan Respublikası ərazisində yerləşir və diqqətdən kənar qalmışdır. Müxtəlif illərdə burada aparılan müxtəlifmiqyaslı geoloji axtarış işləri müsbət nəticələr vermişdir və ərazinin nadir, nəcib, əlvan metallara, civəyə, arsenə, stibiuma, qalaya, molibdenə, polimetallara perspektivindən xəbər verir.

Böyük Qafqazın cənub-şərq zonası filiz qazıntıları nöqtəyi-nəzərinə az öyrənilmişdir. Burada axtarış, planalma aparmış geoloqlar (B.İsayev, Ə.Məmmədov, R.Allahverdiyev, X.Rəşidov, İ.Yusifov və b., 1974) tərəfindən ayrı-ayrı sahələrdə filiz anomalionaları, qeyri-filizə perspektivli sahələr qeyd olunsada, yüksək perspektivli filiz təzahürləri aşkarlanmamışdır. Xüsusən də «qara şist»lərin qızılılığı tamamilə diqqətdən kənar qalmışdır. Məlum olduğu kimi, son illərdə Böyük Qafqazın cənub yamaclarının Azərbaycan hissəsində, xüsusən də Duruca struktur-formasiya zonasında yayılmış Orta Yura yaşlı qara gilli şistlərin qızılılığı aşkarlanmışdır. Burada gilli şistlərdə 1-3 q/t və daha yüksək konsentrasiyaya malik qızılın mövcudluğu təsdiqlənmişdir. Bundan başqa Duruca strukturundan şimalda, Aalen yaşlı gilli şistlərdən təşkil olunmuş Meçexçadaor strukturunun da filizə yüksək perspektivliliyi təsdiqlənmişdir. İlk dəfə 1973-74-cü illərdə aparılmış 1:50000 miqyaslı axtarış-planalma işləri nəticəsində Ə.Məmmədov tərəfindən təyin olunmuş həmin strukturun cənub təması boyu qeyd olunan Meçexçadaor qırılması zonasında bir elementin – molibdenin diqqətəlayiq konsentrasiyası aşkarlanmışdır. Həmin zonanın və bütövlükdə Tufan antiklinoriumunun Meçexçadaor strukturasının perspektivliyini dəqiqləşdirmək məqsədi ilə 1977-80-ci illərdə axtarış işləri aparılmışdır. Nəticədə Bumçay hövzəsində Yatıxçayın aşağı axımında, Aalen yaşlı gilli şistlərdə Meçexçadaor dərinlik qırılması zonasının bir şaxəsi olan ŞQ 280⁰-290⁰ azimutla uzanan qırılma zonası boyu filiz mineralaşması qeyd edilmişdir. Hələ yuxarıda qeyd olunan 1:50000 miqyaslı axtarış-planalma işləri nəticəsində aşkarlanmış həmin zonanın qalınlığı 5 m-ə çatır. Əsasən brekçiyalaşma, əzilmə ilə təmsil olunmuş həmin zona piritləşmə, pirrotin, xalkopiritlə müşayiət olunur. Burada həm də ölçüləri 1,4 x 0,5 m olan filiz parçası qeyd olunur ki, onun da tərkibində makroskopik olaraq pirit, pirrotin, xalkopirit, az halda eritrin lövhəcikləri təyin olunmuşdur. Həmin filiz parçasının sınaqlaşdırılmasının nəticələri maraqlıdır. Burada molibdenin miqdarı 0,04-0,25% olmuşdur. 449, 452, 454, 455 sayılı sınaqlar Ermənistan Elmlər Akademiyasında və Şimali Qafqaz Geologiya İdarəsində nəzarət analiz olunmuş, burada molibdenin miqdarını uyğun olaraq 0,266-0,284%, 0,189%, 0,11% və 0,092% olması təyin edilmişdir. 454 sayılı sınaqda spektral analizdə əlavə olaraq 0,6% manqan, 0,015% kobalt, 0,04% nikel təyin edilmişdir. Filizləşmə zonasında yerləşən həmin filiz parçasının qırılma pozulmasının təsiri ilə köklü filiz cismindən qoparıldığı ehtimal edilir. Bu səbəbdən həmin ərazidə, dərinlikdə «I element» və molibdenlə zəngin filiz cisminin mövcud olması proqnozlaşdırılır. Beləliklə, Böyük Qafqazın cənub yamaclarının Azərbaycan hissəsinin Bumçay hövzəsində Duruca və Meçexçadaor strukturlarının qızıla, molibdenə, «I element»ə perspektivliliyi aşkarlanmışdır. Meçexçadaor tikış zonasının daxil olduğu Tufan struktur-formasiya zonasında filizə əlverişli litoloji faktor olan Aalen yaşlı «qara şist»lər Böyük Qafqazın şimal-şərq yamaclarında Qonaqkənd meridian qədər 64 km uzanır. Lakin həmin kəsimin filizə perspektivliliyi kifayət qədər öyrənilməmişdir. Həmin süxurlar Quba rayonunun Qonaqkənd-Yerfi sahəsində çox geniş yayılmışdır, lakin onların qızılılığı tamamilə öyrənilməmişdir. Burada da həmin orta yura yaşlı «qara şist»lərin qızıl daşımını ərazilərin eyni geoloji struktur mövqeləri əsasında (Azadəliyev və b., 2001), həmçinin 2006-cı ildə aparılmış ayrı-ayrı müşahidələrə əsasən söyləmək olar. Belə ki, ərazidə yayılmış «qara şist»lərin filizliliyini, ilk növbədə isə qızılılığının ilkin qiymətləndirilməsi məqsədi ilə cari ildə ərazinin ayrı-ayrı hissələrində məhdud miqdarda çöl müşahidələri aparılmış, «qara

şistlərin bir qismi sınaqlaşdırılmışdır. Heç bir törəmə proseslərə (hidrotermal dəyişmələrə, qırılma pozulmaları ilə mürəkkəbləşməyə) məruz qalmamış, normal stratigrafik yatıma malik şistlərdən götürülmüş və hər birinin qalınlığı 2 m olan şırım sınaqlarında qızılın 0,4-0,8 q/t, gümüşün isə 2,8-4,8 q/t olması təyin olunmuşdur. Bundan başqa, Cimi sahəsindən götürülmüş on sınaqdan ikisində (№14,17) və Yerfi sahəsindən götürülmüş 9 sınaqdan ikisində (№19, 24) molibdenin 0,01% olması təyin olunmuşdur. Digər sınaqlarda molibdenin miqdarı 0,0001-0,0006% olmuşdur.

Beləliklə, geniş ərazidə yayılmış, böyük qalınlığa malik olan «qara şist»lərin ayrı-ayrı hissələrindən seyrək götürülmüş və yuxarıda qeyd edilən sınaqlarda qızılın və molibdenin diqqətəlayiq nəticələri, həmin süxurların, birinci növbədə, qızıla və molibdenə potensial perspektivliliyini sübut edir. Qara şistlərin çox əlverişli dağ-texniki şəraitdə yerləşməsi, gilli şistlərin asan üyüdülməsi onların potensial sənaye perspektivliliyini göstərir.

Regional planda Aralıq dənizi qırışıqlıq qurşağının Qafqaz seqmentinin Baş Qafqaz qırışıqlıq qurğusunun baş silsilə struktur forması zonasının şərq davamında yerləşir və bu zonanın Azərbaycan kəsimini əhatə edir.

Ərazi Azərbaycanın geoloji cəhətdən nisbətən zəif öyrənilmiş sahələrindəndir. 1960-cı illərdən başlayaraq ayrı-ayrı illərdə T.Qorşenin, S.Kulaşvili, Ə.Məmmədov, B.Allahverdiyev, X.Rəşidov və b. burada 1:50000 miqyaslı xəritəalma işləri aparmışlar. Sahənin geoloji, struktur, litoloji, geofiziki, geokimyəvi, tektonik əlamətlərə görə baş silsiləyə aid olduğu müəyyənləşdirilmişdir. Ərazinin geoloji quruluşunda əsasən mezo-kaynozoy yaşlı terrigen-cökmə süxur kompleksi (tərkibində üzvi qalıqlar saxlayan qara gil şistləri, qumdaşları, əhəngdaşları və s.) iştirak edir. Ümumən baş silsilə Rusiya ərazisində daha yaxşı öyrənilmişdir. Təyin olunmuşdur ki, burada əsasən qranodiorit tərkibli cavan intruziya kompleksi, liparit, dasit, andezit tərkibli effuzivlər, kiçik intruziyalar yayılmışdır (Колчеданные...,1973).

Baş silsilə boyu (bu silsilə ümumqafqaz istiqamətində 700 km-dən çox, eni 15-20 km olmaqla qərbdən-şərqə) izlənilir, tədqiqatlar zona daxilində yataqların formalaşmasının oxşar olduğunu, uzun müddət davam etdiyini, maqmatizm təzahürləri və tektonik fəallıq dövrləri ilə sıx bağlı olduğunu göstərir (Ажгирей, 1976).

Məlumdur ki, baş silsilə zonasındakı qırılmalar kaledonda əmələ gələrək tektonik fəaliyyətini indi də davam etdirir. Bu zona hüdudlarında ferbelit-antimonit, polimetal, kinovar, realqar filizləşmələri ilə zəngin olan sahələr ayrılır. Bu sahələrdə aşkar edilmiş yataqlar Dağlıq Raçi, Xnov, Avar, Samur filiz rayonlarında yayılmışdır. O.A.Tvaiçrelidze baş silsilədə kaynozoy yaşlı nadir metal – arsen formasıyasına (Karabi, Tepli, Sanqution, Tsana) mənsub çoxsaylı yataq və təzahürlər ayırır. Tuapsedən Dağıstanın şərq sərhədinə qədər aşkarlanmış civə yataqlarının sayı 800 km-lik bir qurşağı civə əyaləti adlandırmağa imkan verir. Bu silsilə boyu ferberit-antimonit formasıyasına mənsub olan kvars-molibden və auripiqment mineralaşması geniş yayılıb. Eyni zamanda, bu silsilənin hüdudlarında kolçedan-polimetal, barit filizləşmələrinin iri yataqlar əmələ gətirdikləri də məlumdur (Колчеданные...,1973).

O da məlumdur ki, Böyük Qafqaz üçün Pb, Zn, Cu, As, Mo, W, Hg, Sb metalları tipomorfdur, Ba, Sn, Ni, Co, Ag, Au, Bi elementlərinin isə sənaye əhəmiyyətli yığımları aşkarlana bilər. Qeyd etməliyik ki, Aralıq dənizi qurşağına aid olan Pireney dağlarında 400-dən çox radioaktiv metal yatağı, mineralaşma zonası, Türkmənista-

nın Xəzər dənizi sahilində Qızılqaya yatağı, o cümlədən Azərbaycanın hüduqlarında baş silsilə ilə Zaqatala-Qovdağ zonalarının təmas xəttində Malkamud qırılma zonasının Yatıqçay kəsımində Meçexçadaor tikiş zonası hüduqlarında 0,1-1%-ə qədər I element aşkar olunmuşdur. Baş silsilənin Azərbaycan hüduqlarında Malkamud zonasının 50 km-ə qədər izləndiyini nəzərə alsaq, onda ərazinin potensial olduğunu görərik. Qonaqkənd-Yerfi ərazisində müxtəlif sahələrdən götürülmüş sınaqlarda 0,4-0,8 q/ton qızıl, 2,8-4,8 q/ton gümüş, 0,01% molibden təyin edilmişdir. Anşliflərdə pirit, uraninit, freybergit (tini 3,8mm-ə çatan kristallar aydın görünür), povelit təyin olunmuşdur. Mineraloji tərkib (pirit, freybergit) burada miogeosinklinal (məlum olduğu kimi, Böyük Qafqaz miogeosinklinal adlandırılır) qırışılıq qurşağında terrigen qatda qızıl-gümüş formasıyasına aid minerallaşmış zona tipli filiz cismləri aşkarlanması üçün geoloji zəmin yaradır. Bundan əlavə, çay çöküntülərində zəngin molibden minerallaşması müəyyən edilmişdir.

Qudyalçay kükürd-kolçedanı təzahürü ərazisi xırda dənəli qara-boz rəngli qumdaşları və gilli şistlərlə əlaqədardır. Təzahürdən götürülmüş sınaqlarda 0,001-0,006% misə, 0-0,001% sinkə, 0,001% qurğuşuna, 0,001-0,004% nikelə və 0-0,001% kobalta rast gəlinmişdir.

Xınalıqçay kükürd-kolçedanı təzahürləri ərazisi orta yuranın aalen yaşlı qumlu-gilli çöküntüləri ilə əlaqədardır. Burada misin miqdarı 0,002%, qurğuşunun – 0,004%, sinkin – 0,001%, nikelin – 0,004% təşkil edir.

Bıdy kükürd-kolçedanı təzahürünün geoloji quruluşunda isə şistli qumdaşları, alevrolitlər iştirak edir. Burada mis 0,001-0,002%, sink isə 0,001%-ə qədərdir. Digər tərəfdən, bu ərazidəki çay çöküntülərindən götürülmüş şlixlərdə pirit, sfalerit və s. filiz oreollarının iştirakı müəyyənləşdirilmişdir.

Regional (ərazinin baş silsiləyə aidliyi), lokal (sahədə əlverişli geoloji şəraitin mövcudluğu), birbaşa (alınmış nəticələr) və dolayı (litoloji struktur stratıqrafik amillər) əlamətlər toplusu Böyük Qafqazın şərq və şimali şərq davamında tipomorf metalların, xüsusən də qızıl-gümüş formasıyasına aid sənaye əhəmiyyətli filiz topluslarının əmələ gəlməsi üçün əlverişli geoloji şəraitin olduğunu təsdiq edir.

ƏDƏBİYYAT

- AZADƏLİYEV C.Ə., ÇƏLƏBİ H.Ə., MƏMMƏDOV İ.Ş. 2001. Böyük Qafqazın cənub yamacında qara şistlərin qızılıllığının başlıca kriteriləri. AMEA-nın Xəbərləri, Yer elmləri bölməsi.
- MƏMMƏDOV İ.Ş., NAĞIYEVA K.C., VƏLİYEV H.A., VƏLİYEV Z.A. 2006. Tikış zonalarının yer qabığının tektonik quruluşunda rolu. Bilgi dərgisi, 3.
- MƏMMƏDOV İ.Ş., VƏLİYEV H.A. 2006. Üzvi maddələrin filiz toplusları əmələ gəlməsində rolu. Bilgi dərgisi, 3.
- MƏMMƏDOV İ.Ş., İSAYEVA N.S., VƏLİYEV H.A., VƏLİYEV Z.A. 2006. Qara şist qatının kompleks metallar perspektivliyinin bəzi aspektləri. Bilgi dərgisi, 4.
- АЖГИРЕЙ Г.Д. 1976. Геология Большого Кавказа. Москва.
- КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА. 1973. Москва.

**FİLİZYERLƏŞDİRİCİ SÜXURLARIN GEOKİMYƏVİ
XÜSUSİYYƏTLƏRİ VƏ ONLARIN GİZLİ FİLİZLƏŞMƏNİN
PROQNOZLAŞDIRILMASINDA ROLU
(Levçay filiz sahəsi təmsalında, Kiçik Qafqaz)**

Z.A.Vəliyev

*Azərbaycan MEA Geologiya İnstitutu,
AZ 1143, Bakı, H. Cavid pr., 29 A*

Велиев З.А. Геохимические особенности рудовмещающих пород и их роль в прогнозировании скрытого оруденения (на примере Левчайского рудного поля, Малый Кавказ). Проведенными геохимическими исследованиями для выявления закономерностей распределения ртути, сурьмы и сопутствующих им элементов в известняках альб-сеномана Левчайского рудного поля и разработки на этой основе геохимических критериев прогноза скрытого оруденения установлена положительная корреляция ртути с мышьяком, сурьмой, слабая – с медью и отрицательная корреляция – с другими компонентами, в особенности с Ni, Co и Cr. По результатам площадного геохимического опробования выявлен ряд первичных геохимических ореолов ртути и сурьмы над рудными залежами, имеющих сложный характер, вызванный в основном трещиноватостью. Изучением мультипликационным методом первичных ореолов рассеяния 39 элементов установлено резкое расширение ореола на глубину, сопровождаемое увеличением их концентрации, что дает возможность предполагать наличие на глубине более крупных залежей искомых руд и судить о прогнозном значении первичных ореолов.

Veliyev Z.A. Geochemical peculiarities of the ore-bearing rocks and their role in prediction of baried mineralization (on the example of Levchai ore field, the Minor Caucasus). To reveal the distribution regularities of mercury, antimony and accompanying elements in limestones of Albion-Cenomanian and working out the geochemical criteria to forecast the baried ore mineralization it was established a positive correlation of mercury with arsenic and antimony, more weakly with copper, and negative correlation with other components especially with Ni, Co and Cr. By the results of areal geochemical sampling a number of initial geochemical aureols of mercury and antimony over the ore shoots having a complex mode of occurrence and submitted mainly to the jointing has been revealed. A sharp widening of halo to the depth with increased intensity is established by multiplication method of study of the primary initial dispersion halos for 39 elements made it possible to suppose that there is more large ore desposits to be found at a depth and to judge at forecasting importance at the primary aureols.

Vəliyev Z.A. Filizyerləşdirici süxurların geokimyəvi xüsusiyyətləri və onların gizli filizləşmənin proqnozlaşdırılmasında rolu (Levçay filiz sahəsi təmsalında, Kiçik Qafqaz). Levçay filiz sahəsinin alb-senoman yaşlı kvarslaşmış əhəngdaşlarında aparılmış geokimyəvi tədqiqatlarla civə, sürmə və onları müşayiət edən elementlərin paylanma qanunauyğunluqlarını aşkar etmək və bunun əsasında gizli filizləşmənin geokimyəvi proqnoz amilləri təyin edilərkən, civənin sürmə, mərgümüş və bir qədər zəif mislə müsbət korrelyasiyası, digər elementlərlə, xüsusən Ni, Co və Cr-la mənfi korrelyasiyası təyin edilmişdir. Sahəvi geokimyəvi sınaqlaşdırma nəticəsində civə və sürmənin filiz cismləri üzərindəki qatlarda mürəkkəb səciyyəli, əsasən çatlılığa tabe olan bir sıra ilkin səpinti oreolları aşkar edilmişdir. Həmçinin ilkin oreolların multiplikativ üsulla 39 elementə təhlili tədqiqatlarında onların dərinliyə getdikcə kəskin genişlənməsi və intensivliklərinin artması aşağı horizontlarda daha böyük filiz kütlələrinin mövcudluğu və ilkin oreolların proqnoz əhəmiyyəti haqqında mülahizə yürütməyə imkan verir.

Müasir geoloji və xüsusən də metallogenik tədqiqatlar, yer qabığının bu və ya digər sahəsini təşkil edən süxurların geokimyəvi mənsubiyyəti öyrənilmədən, tam və mötəbər ola bilməz. Metallogenik aidiyyətlərin mötəbərliyi, hər şeydən əvvəl, məlum və yaxud ehtimal olunan yatağın yerləşdiyi məkanda fon yaradan süxurlarda kimyəvi elementlərin paylanma qanununa uyğunluqlarını bilməyə əsaslanmışdır. Yer səthində və ya ona yaxın sahələrdəki asan aşkar edilən yataq və filiz təzahürlərinin artıq tükəndiyi bir dövrdə geokimyəvi ixtisaslaşmanın vacibliyi özünü daha qabarıq göstərir. Bununla yanaşı, filizlilik baxımından steril görünən bu sahələr klassik – vizual-axtarış üsulları ilə aşkarlanması qeyri-mümkün olan gizli filizləşmənin yaranması üçün əlverişli qeoloji şəraitin mövcudluğu ilə fərqlənir.

Civə-sürmə filizləşməsinin əsas axtarış üsullarından geokimyəvi, yəni əsasən ilkin səpinti oreollarının öyrənilməsinə xüsusi diqqət verilir. Filiz yataqlarının tədqiqatında ilkin oreolların əmələ gəlməsi və onlardan istifadə məsələləri A.A.Saukov (1946), L.N.Ovçinnikov (1956), Q.İ.Rossman (1957, 1960), V.V.Polikarpoçkin (1957), N.İ.Safronov (1959, 1962), N.A.Ozerova (1962), S.M.Süleymanov, V.M.Babazadə (1974), E.S.Süleymanov (1978, 1982) T.N.Nəsibov, E.S.Süleymanov, Z.A.Vəliyev, V.G.Ramazanov (1980) və başqa alimlərin tədqiqat əsərlərində öz əksini tapmışdır. Bu alimlər ilkin oreolların əmələ gəlməsini və filiz yataqlarının filizyerləşdirici süxurlarında onların miqrasiya səciyyəsinə filiz əmələgəlmə prosesləri və filizyanı dəyişmələrlə sıx əlaqədə baxır və ilkin oreolların formalaşmasında litoloji-struktur amillərin mühüm rolunu qeyd edirlər.

Levçay filiz sahəsi T.N.Nəsibov (1973) tərəfindən ayrılmış mərkəzi civədaşıyan qurşağa daxil olub, Göyçə-Əkərə qırışıqlıq zonasının şimal bortunda, onun Kiçik Qafqazın Lok-Qarabağ zonası ilə qovuşma yerindən cənuba doğru yerləşir. Tektonik cəhətcə Levçay filiz sahəsi Qarabağ antiklinorisinin şimal-qərb qurtaracağı hesab olunan Levçay antiklinorisində yerləşir. Onun geoloji quruluşunda üst yuradan başlamış antropogenə kimi vulkanogen-çökmə süxurlar iştirak edir. Levçay sürmə-civə yatağı filiz sahəsinin mərkəzində bilavasitə kvarslaşmış alb-senoman yaşlı əhəngdaşlarında formalaşmışdır.

Levçay filiz sahəsinin filiz və filizyerləşdirici süxurlarının geokimyəvi xüsusiyyətlərinin tədqiqatlarına kifayət qədər dolğun diqqət verilməmişdir. Buna görə də filizlərdə və eyni zamanda, filizyanı süxurlarda civə, sürmə və onları müşayiət edən elementlərin paylanma qanununa uyğunluqlarını və bu əsasda göstərilən elementlərin yataqlarının axtarışında geokimyəvi amillərin aşkarlanması məqsədilə geokimyəvi tədqiqatlar aparılmışdır. Bu zaman geokimyəvi sınaqlar profillər üzrə, sırım-punktir üsulu ilə geokimyəvi mənsubiyyətin, həmçinin sahəvi ilkin geokimyəvi oreolların təyinatı məqsədi ilə götürülmüş və kimyəvi-spektral analiz aparılmışdır. Sınaq nəticələrinin təhlilində statistik üsullardan da istifadə edilmişdir.

Keyli miqdarda (2100) sınaq nəticələrinə görə, filizyerləşdirici casperoidlərdə rastlaşma tezliyi üzrə dayanaqlı elementlər – Hg, Sb, As, Su, Mo, Pb, Ni, Co, Zn, Mn, Mg, Zr, Sr, Ti, Be, B, Ge, və Ga-dir ki, bunların miqdarlarının paylanma parametrlərinin statistik qiymətləri cədvəl 1-də əks olunmuşdur.

Filizdaşıyan casperoidlərdə kimyəvi elementlərin
paylanma parametrlərinin statistik qiymətləri

Elementlər	Sınaqların sayı (n)	Kimyəvi elementlərin miqdar həddləri	Orta riyazi miqdar	Variasiyalar	Standart
Hg (x.10 ⁻⁶)	210	68.0-235000.00	9864.9	1.42	7992.9
Sb (x.10 ⁻³)	«	0.25-30000.0	30.11	1.62	23.9
Mo (x.10 ⁻³)	«	0.02-50.0	0.14	1.11	0.1
Cu (x.10 ⁻³)	«	0.1-100.0	2.54	0.97	2.28
Co (x.10 ⁻³)	«	0.05-5.0	0.39	1.37	0.3
Ni (x.10 ⁻³)	«	0.15-50.0	1.36	1.05	1.2
Cr (x.10 ⁻³)	«	0.15-50.0	1.59	1.05	1.4
As (x.10 ⁻³)	«	10.0-30.0	19.63	1.45	19.8
Zn (x.10 ⁻³)	«	3.0-10.0	4.72	1.23	14.5
Pb (x.10 ⁻³)	«	1.0-50.0	11.17	1.04	2.78
Mn (x.10 ⁻³)	«	5.0-20.0	12.30	0.98	1.2
Mg (x.10 ⁻³)	«	1.0-100.0	198.65	1.42	1.1
Zr (x.10 ⁻³)	«	1.0-10.0	3.51	0.85	2.44
Sr (x.10 ⁻³)	«	10.1-50.0	21.49	1.38	1.3
Ti(x.10 ⁻³)	«	30.0-100.0	57.73	1.62	2.3
Ba(x.10 ⁻³)	«	30.0-50.0	36.92	0.87	2.7
B (x.10 ⁻³)	«	6.0-600.0	48.24	1.71	1.7
Ge (q/t-la)	95	0.40-4.80	1.79	37.0	0.655
Ce (x.10 ⁻³)	112	015-590.0	15.72	1.23	14.5
Ga(x.10 ⁻⁴)	80	0.22-6.7	2.95	1.05	1.2

Cədvəldən görüldüyü kimi, casperoidlərdə civə və sürmənin miqdarı çox böyük həddlərdə dəyişir. Bir çox «tufan»-anomal böyük miqdarlı sınaqlar təyin edilmişdir. Bu onunla izah olunur ki, həmin sınaqlar filiz zonalarını və kiçik pozulma zonalarında silisiumlu əhəngdaşlarını metasomatik əvəzlə-yən zənginləşmiş filiz kütlələrini səciyyələndirir. Əgər kinovar mineralaşmasının makroskopik görünməyən dəyişilmiş əhəngdaşları sınaqları ilə kifayətlənərək, filiztəmərküzləşdirən zonalara nisbətən «aralı» vəziyyətdəki sınaqların nəticələrini nəzərə alsaq, bu halda civənin miqdarı hiss olunacaq dərəcədə azalar. Onun maksimal miqdarı n. 10⁻³, nadir hallarda 0,1%-ə (çox güman ki, cas-peroidlərdə kinovarin incə piruzları və yaxud sərbəst civənin olması ilə əlaqədar) çatır. Buna uyğun olaraq civənin orta riyazi miqdarı da kəskin aşağı düşərək 6,1·10⁻⁴ %-ə bərabər olur. Filiz sütunları təmərküzləşmiş casperoidlərdəki civənin yüksək (0,098-0,01%) miqdarı maraqlıdır. Bu filiz sütunlarını səciyyələndirən «tufan» qiymətlər nəzərə alınmaqla, civənin orta riyazi qiyməti 0,118%-ə kimi qalır.

Sürmənin konsentrasiyası kəskin azalaraq 0.005-0.10% təşkil edir. Civədən fərqli olaraq, sürmə filiz təmərküzləşdirən zonadan 10-15 m məsafədə nadir sınaqlarda kiçik miqdarda (0.005-0.03, nadir hallarda 0.5%, orta hesabla 0.0035%) təzahür edir.

Mərgümüş 0.01-0.03% miqdarında təzahür edir. Civə və sürmə ilə zəif mineralaşmış dəyişilmiş əhəngdaşlarında o, eyni miqdarda rast gəlinir. Nadir sınaqlarda 0.003-0.01% miqdarında sink qeyd olunur. Sinklə müqayisədə qurğusunun rastlaşma tezliyi yüksəkdir. Onun miqdarı 0.001-0.006 arasında dəyişir və

nadir hallarda bəzi sınaqlarda 0.03-0.05%-ə çatır. Molibdenin miqdarı haqqındakı məlumatlar maraqlıdır. Onun nisbətən yüksək miqdarı (0.02-0.05%) sürməli filiz kütlələrinə uyğundur. Bəzi hallarda molibdenin yüksək miqdarı adi əhəngdaşlarında 0.0001-0.0003% olduğu zaman piritləşmiş, bəzən isə bitumlaşmış əhəngdaşları ilə əlaqələndirilir.

Cədvəl 2

Filiz minerallarının möhtəvilərinə malik əhəngdaşlarında civə və germaniumun miqdarı

Sınaqların №-si	Sınaqların götürüldüyü yer	Əhəngdaşlarında möhtəvi yaradan filiz mineralları	Elementlərin miqdarı	
			Hg %-lə	Sb %-lə
91	Mağara № 1	Kinovar	0.0024	1.56
99	«	«	0.0014	2.58
102	«	«	0.0100	2.88
104	«	«	0.0003	2.40
117	Mağara № 6	«	0.0016	1.73
118	«	«	0.0100	1.36
119	«	«	0.0076	2.80
130	«	antimonit	0.0200	1.95
131	«	«	0.0023	1.52

Cədvəl 3

Kimyəvi elementlərin miqdarlarının korrelyasion matrisası (n=210, r>0,135, ehtibarlılıq 95%)

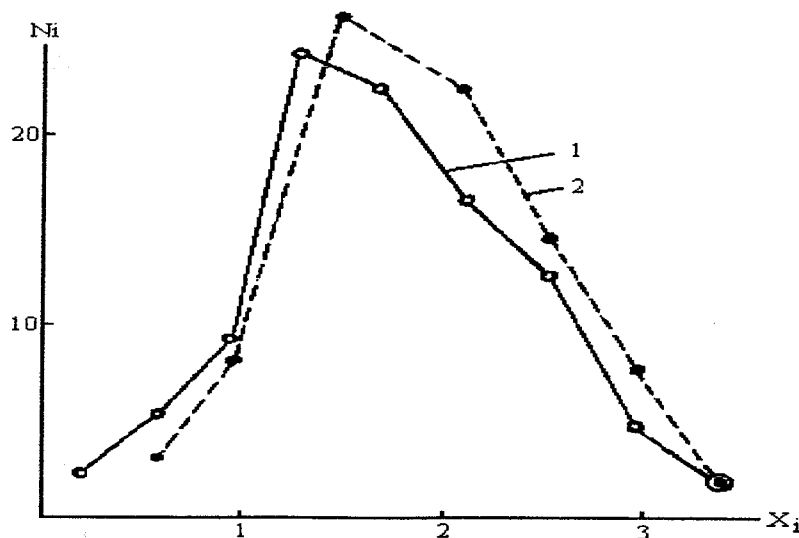
	Hg	Sb	Mo	Cu	Co	Ni	Cr	As	Zn	Pb	Mn	Mg	Zr	Sr	Ti	Ba	B	Ce	Ce	Ga
Hg		0.321	-0.009	0.039	-0.109	-0.272	-0.063	0.125	0.012	0.027	-0.238	-0.276	-0.108	-0.073	0.006	0.061	0.079	0.033	0.084	0.008
Sb			0.363	0.110	0.131	0.005	-0.035	0.215	0.008	0.009	0.126	-0.026	-0.014	-0.056	0.017	0.009	0.065	0.074	0.051	0.092
Mo				0.412	0.335	0.352	0.224	0.316	0.078	0.126	0.065	0.073	0.004	0.096	0.031	0.174	0.097	-0.191	-0.144	-0.073
Cu					0.221	0.512	0.282	0.116	0.216	0.240	0.006	-0.124	0.096	0.044	-0.121	0.122	0.124	0.003	0.112	0.016
Co						0.510	0.276	-0.045	-0.031	0.076	0.129	-0.217	0.134	0.111	0.216	0.011	0.032	0.019	0.036	0.123
Ni							0.517	-0.214	-0.301	0.178	0.314	0.291	0.016	0.091	0.202	0.094	-0.041	-0.121	-0.019	0.013
Cr								-0.175	-0.204	-0.155	0.212	0.178	0.119	0.055	0.230	-0.012	-0.019	0.023	-0.102	0.111
As									0.012	0.047	-0.128	-0.163	-0.215	-0.003	-0.049	0.055	0.003	0.018	0.085	0.010
Zn										0.512	-0.081	-0.224	0.112	0.042	-0.229	0.010	0.055	0.069	0.048	0.100
Pb											-0.140	-0.213	-0.007	0.084	-0.166	0.099	0.101	-0.074	0.095	0.004
Mn												0.425	0.012	0.374	0.016	0.044	0.027	0.045	0.112	
Mg														0.091	0.242	0.092	-0.055	-0.099	-0.034	0.017
Zr															0.174	0.016	0.175	-0.016	-0.077	-0.015
Sr																0.059	-0.022	0.059	0.004	-0.077
Ti																	0.126	0.019	0.003	0.141
Ba																		0.001	-0.003	-0.046
B																			0.099	0.015
Ce																				0.133
Ga																				
Ge																				0.129

Qeyd: müsbət əmsallı korrelyasiyalar xətlə ayrılmışdır.

Levçay filiz sahəsinin süxurlarında qermaniumun paylanma parametrləri cədvəl 2-də verilmişdir. Qermaniuma analizlər kalorimetrik, həmçinin ekstraksiyon-fotometrik metodlarla həyata keçirilmişdir ki, bu da elementin 0.5 q/t miqdarında təyinatına imkan verir.

Əhəngdaşlarında riyazi statistik metodla qermaniumun paylanma miqdarının əsas parametrləri alınmışdır: $x = 1.79$; $s = 0.655$; $r = 37\%$; $\pm \lambda = 0.134$. Asimetriya və eksess münasibətlərinin ölçüləri onların əsas xətlərinə nəzərən 3-ü aşmırsa (uyğun olaraq 0.17-0.557), onda qermaniumun paylanmasını normal qanun

çərçivəsində qəbul etmək olar. Levçay yatağının əhəngdaşlarında germaniumun paylanması empirik və nəzəri ayrıləri 1-ci şəkildə əks olunmuşdur.



Şəkil 1. Levçay yatağının əhəngdaşlarında germaniumun empirik (1) və nəzəri (2) yayılma ayrıləri

Kvarslaşmış əhəngdaşlarının öyrənilmiş sınaqlarda filiz minerallarının möhtəviləri – kinovarin (7 sınaq) və antimonitin (4 sınaq) təyin edilmişdir. Onlarda qermaniumun miqarı civənin miqdarı ilə əlaqədar deyildir və adı çəkilən mineralların gözlə görünməyən möhtəvilərsiz sınaqları konsentrtasiyalardan fərqlənmiş. Əhəngdaşı sınaqlarının civə və qermaniuma analizlərinin nəticələrinə görə asılıq qrafikinə əsasən ranq korrelyasiyası əmsalının ölçüsü (5%-li səviyyə qiyməti ilə) $R = 0,033$ olacaqdır.

Cədvəl 2-nin məlumatları və həmçinin ranq korrelyasiyası əmsalının ölçüsü əhəngdaşlarında germaniumla civə arasında birbaşa əlaqənin olmamasını göstərir.

Əhəngdaşlarının müxtəlif növlərindən götürülmüş 122 sınaqda selen orta hesabla $15,72 \times 10^{-5}$ miqdarında təyin edilmişdir. Həmçinin selenin nisbətən yüksək miqdarı sürmənin böyük konsentrasiyası ilə səciyyələnən sınaqlarda təyin olunmuşdur. Selenin əhəngdaşlarında paylanması loqnormal qanuna tabedir. Əhəngdaşlarındakı antimonit sınaqlarında selenin miqdarı orta hesabla $4,5 \times 10^{-5}\%$ -dir.

Levçay yatağının müxtəlif növlü əhəngdaşlarından götürülmüş sınaqların (80 ədəd) paylanma xüsusiyyətlərinin təhlilində təyin olunmuşdur ki, qalliumun miqdarı $0,22 - 6,70 \times 10^{-4}$ arasında dəyişir. Bu sınaqlar içərisində qalliumun nisbətən yüksək miqdarı ($0,46 - 6,70 \times 10^{-4}$) gilli əhəngdaşlarındadır. Qalliumun miqdarının həm əhəngdaşlarının dəmirləşmə dərəcəsilə, həm də aparıcı filiz mineralları – kinovar və antimonitin möhtəvilərinin mövcudluğu ilə əlaqəsi müşahidə

olunmur. Ümumiyyətlə, tədqiq olunan süxurlarda qalliumun miqdarı onun əhəngdaşları üçün (Borisenko L.A., 1959) klark ölçüsündən bir qədər artıqdır ki, bu da yəqin onların silisium oksidi ilə zənginləşməsindən irəli gəlir.

Digər elementlərin filizyerləşdirici süxurlarda kimyəvi elementlərin paylanması üzərində xüsusi dayanmayaraq, qeyd etmək lazımdır ki, onlarda xrom, nikel və kobaltın miqdarı aşağıdır (%-lə): Mn – (0,00n-0,0n); Mg – (0,00n-1,0); Zr – (0,00n-0,0n); Sr (0,001-0,0n); Ba – (0,0n). Bu elementlər sırasında borun (0,006-0,68%) mövcudluğu diqqəti cəlb edir.

Üçüncü cədvəldən görüldüyü kimi, civənin konsentrasiyası mərgümüş, sürmə və mislə (zəif) müsbət korrelyasiya yaradır. Onun digər komponentlərin –Ni, Co, Cr miqdarları ilə mənfi korrelyasiyası sonuncuların filizyerləşdirici əhəngdaşları ilə əlaqəliliyindən irəli gəlir. Çox güman ki, ilkin süxurlarla həmçinin misin əsas hissəsi əlaqədardır. Əhəngdaşlarının hidrotermal metamorfizmi prosesini komponentlərin yenidən paylanması ilə müşayiət olunur. Belə ki, filizdaşıyıcı dəyişilmiş əhəngdaşlarında digər oksidlərin kəskin azalması hesabına SiO₂-nin miqdarı 95%-ə çatır. Ehtimal olunur ki, lokal piritləşmiş zonalarda və antimonitlə zənginləşmiş filizlərdə yüksəlmiş konsentrasiyalar təşkil edən molibden də yenidən paylanmaya məruz qalmışdır. Civə həmçinin mərgümüşlə korrelyasiya təşkil edir ki, bunu nadir rast gəlinən sink, qurğuşun və s. haqqında demək olmaz. Mo – Cr, Cu – Co, Cu – Ni, Co – Ni və xüsusən Cu – Mo, Co – Ni və Ni – Sr arasında güclü müsbət korrelyasiya səciyyəvidir.

Klaster analizi nəticələrinə əsasən casperoidlərdə azalan korrelyasiya əmsalları (K) qrupları ilə aşağıdakı kimyəvi element qrupları ayrılır: I. Ni və Cr, K = 0,517; II. Co, Ni və Cr, K = 0,466; III. Mo və Cu, K = 0,42; IV. Hg və Sb, K = 0,391; V. Mo, Co, Cu, Ni və Cr, K = 0,376; VI. Hg, Mo, Sb, Cu, Co, Ni və Cr, K = 0,212.

Aşağıdakı element assosiasiyaları təyin edilmişdir:

1. Ni – Cr – Co; 2. Cu – Mo; 3. Hg- Sb.

Məlumdur ki, ilkin geokimyəvi oreollar öz geoloji mövqələrinə görə, ekzogen anomaliyaların tam kompleksinin öncə substratından ibarətdir. Keçmiş İttifaqın bir çox yataqlarının civə və sürmə üçün ilkin geokimyəvi oreolları bir sıra görkəmli tədqiqatçılar tərəfindən hərtərəfli öyrənilmişdir. Kiçik Qafqazın mərkəzi hissəsinin filiz obyektləri üçün analoji tədqiqatlar S.M.Süleymanov, S.A.Bəktaş, V.M.Babazadə, T.N.Nəşibov, Z.B.Abdullayev, Ə.F.Kərimov, M.S.Məmmədov və b. tərəfindən aparılmışdır.

Levçay filiz sahəsində ilkin oreolların morfolojiyası və daxili quruluş xüsusiyyətləri, onlarda filiz kütlələrinin mövqeyi, filizləşmənin zonallığı həm lateral, həm də şaquli istiqamətdə (Levçay civə-sürmə yatağında 1, 4, 6 №-li mağaralar və 3, 7, 9, 11 №-li buruqlar vasitəsilə) öyrənilmişdir.

İlkin geokimyəvi oreolların aşkarlanması və həddülandırılması tədqiq olunan məntəqələrinin element miqdarlarının həmin elementlərin paylanmasının fon parametrlərilə müqayisəsinə əsaslanmış metodika vasitəsilə yerinə yetirilmişdir. Bu parametrləri hesablamaq və bu əsasda kimyəvi elementlərin minimal-anomal konsentrasiyaları filizyerləşdirici süxurların hər bir növü üçün, filiz kütlələrindən və yataqlardan aralı, filiz minerallaşması izlərinə ma-

lik olmayan, xüsusi seçilmiş «fon» məntəqələrinin köklü süxurlarının geokimyəvi sınaqlaşdırma nəticələrindən istifadə olunmuşdur.

Civə və sürmənin miqdarının həm şaquli, həm də üfüqi istiqamətdə müxtəlifliyi təyin edilmişdir. Yeraltı dağ qazmalarının və buruq sınaqlaşdırma materiallarına əsasən, civə və sürmənin ilkin səpinti oreolları mürəkkəb formaya malik olub, öz konfigurasiyasına görə filiz cismlərinə və ya zonalarına uyğun gəlir, lakin onlardan bir neçə dəfə böyük olaraq (xüsusən civənin), miqdarın qeyri-bərabər paylanması ilə fərqlənilir.

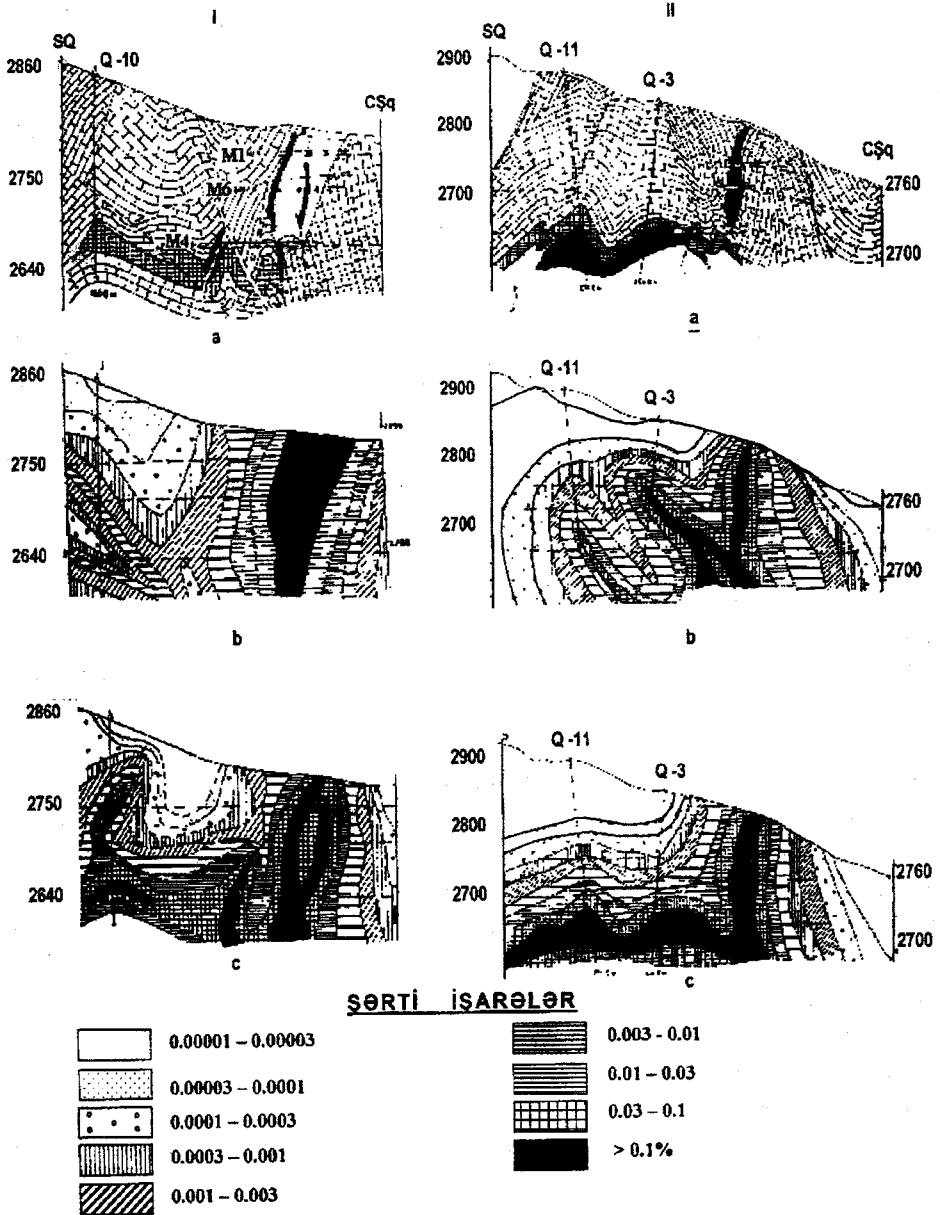
Levçay yatağının ümumi oreolunun köndələn istiqamətdə eni 800-1000 m-ə, cinalarında isə ensizləşərək, bir neçə yüz metrə çatır. Filizüstü oreolların şaquli uzunluğu 350-400 m-dir (2 və 3-cü şəkillər). Beləliklə, sürmə-civə yataqlarının ümumi oreolların həcmi filiz kütlələrinin həcmindən on dəfələrlə yüksəkdir. Lakin yadda saxlamaq lazımdır ki, bütün hallarda ilkin oreolların «xarici sərhədi» şərtidir və geokimyəvi sınaqların həssaslıq və dəqiqliyindən, yerli geokimyəvi fonun mütləq səviyyəsindən və daimilik dərəcəsindən asılıdır. Ona görə də ilkin oreolu təsvir edərkən, yalnız onun şərti «effektiv» eni, filiz kütləsinin uzanması və hündürlüyü üzrə uzunluğu haqqında danışmaq olar.

Filizyerləşdirici süxurların makro- və mikroçatlılığına tabe olaraq, civə və sürmə oreolları filiz yığımları üzərində mürəkkəb xarakterə malikdir. Civə və sürmə oreollarının intensivlik və formasının tektonik çatlardan aydın sezişən asılılığı qeyd olunur. Oreollar tektonik çatlar və filtrasiya zonalarının üstün istiqamətlərinə tabe olaraq, filiz yığımlarından yuxarıya doğru qalxır və həmçinin qırıq-qırıq təbəqələr yaradırlar.

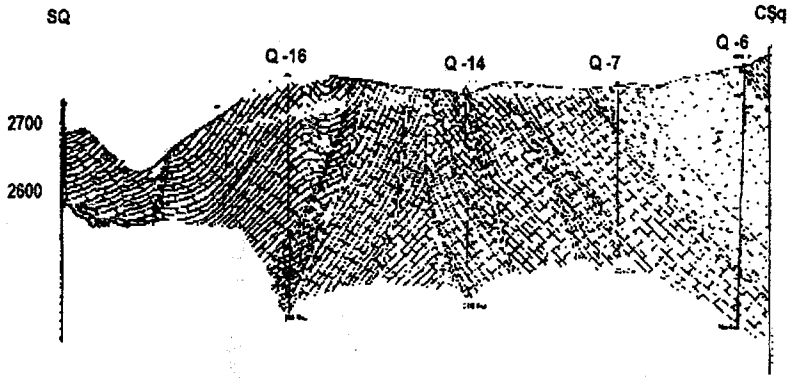
Kimyəvi elementlərin ilkin səpinti oreolları, eyni zamanda, multiplikativ metodla da tədqiq olunmuşdur. Bu məqsədlə şaquli kəsilişdə 1, 6 və 4 №-li mağaralar üzrə üç geokimyəvi profil keçilmiş və geokimyəvi sınaqlaşdırmanın nəticələri 39 elementə multiplikativ metodla analiz edilmiş və şaquli kəsilişdə (şək.4) oreollar şəklində həkk olunmuşdur. Bu kəsilişdən görüldüyü kimi, 4 saylı mağaranın horizontunda ümumi oreolun kəskin genişlənməsi və dərinliyə getdikcə onun intensivliyinin artması müşahidə olunur. Ən aşağı horizontda (4 saylı mağara) 35 m qalınlığa malik, multiplikativ anomaliyaların > 5 qiymətləri ilə geniş oreolu ayrılmışdır. Yuxarı horizontda bu oreol pazlaşır. Oreolun dərinliyə doğru genişlənməsi və intensivliyinin artması daha aşağı horizontlarda gizli filizləşmənin olmasını ehtimal etməyə əsas verir.

Tədqiq olunan ərazini təşkil edən süxurların tərkibində civə və onun müşayiətedici element-indikatorlarının öyrənilməsi üçün V.M.Babazadə, T.N.Nəşibov, Ə.F.Heydərov, N.E. Məlikov, H.Y.Orucov, Y.C.Zamanov və b. materiallarından istifadə etməklə, müəllif tərəfindən bir sıra geoloji-geokim-yəvi kəsilişlər tərtib edilmişdir. Bu materialların təhlili göstərir ki, onlar filiz intervallarının vəziyyətini fiksasiya edir və nisbi stabilliklə səciyyələnilir. Profilləşdirmə yolu ilə alınmış və yeraltı dağ qazmalarının məlumatlarının müqayisəli analizlərinin nəticələri göstərir ki, filizətrafi süxurlarda civənin qeyri-bərabər paylanması filiz kütlələrinin ölçüləri ilə şərtlənir. Adətən, böyük parametrlili filiz kütlələrinə civə səpintilərinin geniş sahəsi və onun yüksək miqdarı uyğundur.

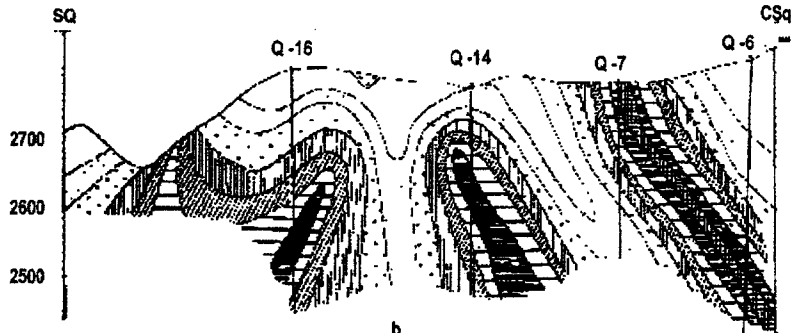
Civənin nisbətən yüksək miqdarı, adətən, süxurların kifayət qədər məsaməli, keçirici və hidrotermal dəyişdiyi qırılma pozulmaları zonalarında qeyd olunur. Burada civə, sürmə, qurğuşun və bir sıra digər elementlərin oreolları qırılmanın yatan böyrünə nəzərən asılı böyründə böyük eni ilə səciyyələnir.



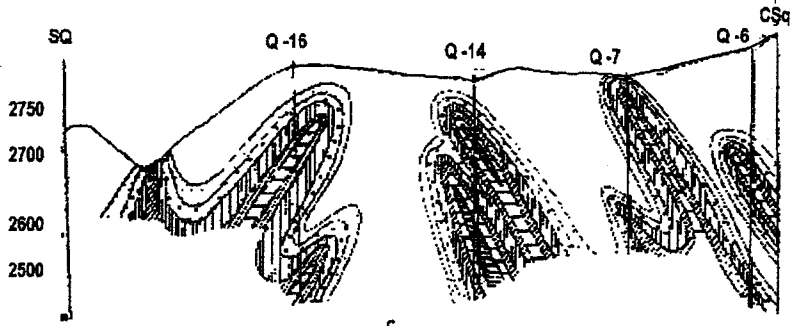
Şəkil 2. Levçay filiz sahəsinin mərkəzi hissəsində (I) və qərb sahəsində (II) civə (b) və sürmənin (c) ilkin səpinti oreolları. Geoloji kəsilişlər (a)



a












b

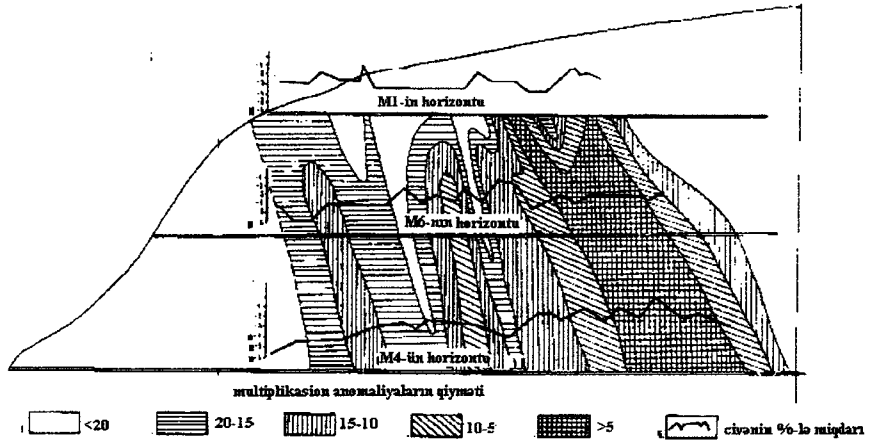


c

SƏRTİ İŞARƏLƏR

	0.00001 – 0.00003		0.003 – 0.01
	0.00003 – 0.0001		0.01 – 0.03
	0.0001 – 0.0003		0.03 – 0.1
	0.0003 – 0.001		> 0.1%
	0.001 – 0.003		

Şəkil 3. Levçay filiz sahəsinin şərq cinahında civə (b) və sürmənin (c) ilkin səpinti oreolları. Geoloji kəsilişlər (a)



Şəkil 4. Multiplikativ anomaliyaların şaquli kəşilişi
(Levçay yatağının mərkəzi hissəsi)

Filizətrafi süxurlarda civənin toplanması prosesində litoloji amil böyük əhəmiyyət kəsb edir. Xüsusən gilli-qumlu əhəngdaşları akkumulyativ xassələrinə görə oreollarda civənin yüksəlmiş konsentrasiyası ilə səciyyələnir. Qumdaşlarında, konqlomeratlarda və əhəngdaşlarında civə onların məsəməliliyi və çatlılığı sayəsində konsentrasiya təşkil edir. Bəzi hallarda civənin konsentrasiyası üçün litoloji cəhətdən əlverişli olmayan süxurlar belə, artan civəliliklə fərqlənir. Belə ki, serpentinlə listvenitin təmas zonalarında birincilər məsəməlilik və keçiriciliyin artıqlığına görə civənin nisbətən yüksək miqdarına malikdir. Müşahidələr göstərir ki, struktur və litoloji amillər özü-özlüyündə heç də həmişə civənin toplanmasına səbəb olmur. Adətən, bu iki amilin birlikdə iştirak etdiyi sahələrdə konsentrasiya yaranır.

ƏDƏBİYYAT

- БАБА-ЗАДЕ В.М. 1975. Эндеогенные рудные формации Севано-Карабахской зоны (Малый Кавказ, Азербайджанская ССР). Автореф. докт. дисс. Баку, 48.
- БОРСУКОВ В.Л., ГРИГОРЯН С.В., ОВЧИННИКОВ Л.И. 1981. Геохимические методы поисков рудных месторождений. Недр, М., 240.
- ВЕЛИЕВ З.А. 1985. Закономерности размещения и условия формирования месторождений и рудопроявлений Левчайского сурьмяно-ртутного рудного поля (Малый Кавказ). Канд. дисс. Баку, 281.
- ВЕРШКОВСКАЯ О.В. 1956. Первичные ореолы рассеяния ртути как поисковый признак ртутно-сурьмяных месторождений. Разведка и охрана недр, 4, 19-24.
- ЗУЛЬФУГАРЛЫ ДЖ.И., ВЕЛИЕВ З.А. и др. 1973. К вопросу о распределении цветных металлов в карбонатах. Азербайджанский химический журнал, 5-6, 119-123.
- НАСИБОВ Т.Н., АЛЛАХВЕРДИЕВ Г.И., ВЕЛИЕВ З.А. и др. 1979. Сравнительная геохимическая характеристика неокомских и верхне-сеноманских известняков среднего течения р. Тертер. (центральная часть Малого Кавказа), Известия АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, 5.
- СУЛЕЙМАНОВ С.М., БАБА-ЗАДЕ В.М.. 1974. Геология ртутных месторождений Малого Кавказа. Азернешр, Баку, 228.

FİLİZ YATAQLARININ GEOLOJİ-İQTİSADI QIYMƏTLƏNDİRİLMƏSİNİN ƏSAS PRİNSİPLƏRİ VƏ İQTİSADI-STATİSTİK MODELƏRİ

Y.R.Şirinov, H.M.İbrahimov

*Azərbaycan Respublikası Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyi
Milli Geoloji Kəşfiyyat Xidmətinin Mineral Xammal Elmi-Tədqiqat İnstitutu*

Az 1009 Bakı, Bəşir Səfəroğlu küçəsi, 103

Ширинов Ю.Р., Ибрагимов Г.М. Основные принципы геолого-экономической оценки и экономико-статистические модели месторождений твердых полезных ископаемых. В статье раскрыта сущность и последовательность геолого-экономической оценки месторождений. Обоснованы экономико-статистические модели, геолого-промышленные типы и подтипы, способы добычи и переработки руд месторождений благородных и цветных металлов Азербайджана.

Shirinov Yu.R., Ibragimov G.M. The first principles of geologo-economic valuation and economico-statistical models of mineral deposits. The paper focuses on the meaning and succession of the deposits geologo-economic valuation. There were substantiated the economic-statistical models, geological-commercial types and subtypes, processing of the ores from the precious and non-ferrous metals deposits of Azerbaijan.

Şirinov Y.R., İbrahimov H.M. Bərk faydalı qazıntı yataqlarının geoloji-iqtisadi qiymətləndirilməsinin əsas prinsipləri və iqtisadi-statistik modelləri. Məqələdə yataqların geoloji-iqtisadi qiymətləndirilməsinin mahiyyəti və ardıcılığı açıqlanmışdır. Azərbaycanın necib və əlvan metallar yataqlarının iqtisadi-statistik modelləri, geoloji-sənaye tipləri və yarım tipləri, filizlərin hasilatı və emalı üsulları əsaslandırılmışdır.

1. Geoloji-iqtisadi qiymətləndirmənin mahiyyəti və ardıcılığı

Geoloji-iqtisadi qiymətləndirilmənin elmi-təcrübi ənənələri əsasında söyləmək olar ki, iqtisadiyyatın müxtəlif sahələrində yataqların yararlığını həm balans ehtiyatlarına, həm də müəssisənin illik məhsuldarlığına, sənaye tikintisinə kapital qoyuluşuna, istehsalat xərclərinə, illik və ümumi gəlir üzrə qiymət göstəricilərinə görə təyin etmək mümkündür.

Geoloji-iqtisadi qiymətləndirmə obyektinə ayrıca yataq və ya bir-birinə yaxın məsafədə (5-10 km) yerləşən kiçik yataqlar qrupu, iri və olduqca iri obyektlərdə isə meydança, saxta və ya karxana sahəsi aid edilir. Onların sənaye yararlığı kəşf edilən sahənin geoloji-iqtisadi qiymətləndirilməsi olayında təyin edilir. Yatağın geoloji-iqtisadi qiymətləndirilməsi nəticəsində kondisiyalar, balans və balansdan kənar ehtiyatların ən münasib həddləri, ölçüləri və keyfiyyəti, gələcək istismarın gözlənilən texniki-iqtisadi göstəricilər səviyyəsi müəyyən edilir.

Beləliklə, yatağın geoloji-iqtisadi qiymətləndirilməsi qarşısında ümumiləşdirilmiş şəkildə aşağıdakı məsələlərin həlli durur: yataqda geoloji-kəşfiyyat işlərinin davam etdirilməsi və ya dayandırılmasının məqsədəuyğunluğu; kəşfiyyat və istismar üçün sərmayəçiləri cəlb etmək məqsədi ilə yatağın mümkün sənaye dəyərliyi və həmin növ faydalı qazıntının digər məlum obyektlər arasında tutduğu yeri; yatağın sonrakı kəşfiyyat mərhələsinə və sənaye mənimsənilməsinə sərmayə qoyuluşlarının iqtisadi təhlükəsi (xətəri).

Hesablamaların mürəkkəbliyini və dəstəmli xüsusiyyətini nəzərə alaraq yatağın (xammal bazasının) təbii amillər (filiz kütlələrinin morfoloji quruluşu və onların maddi tərkibi) əsasında geoloji-iqtisadi qiymətləndirilməsi və istismarın mümkün variantlarının təyin edilməsi üzrə işlər dəstəmini ardıcıl və qarşılıqlı əlaqədə olan 5 mərhələyə ayırmaq olar (cədvəl 1.1).

Birinci mərhələdə həll ediləsi məsələlər dünya bazarında rəqabətə qadir olan Azərbaycanın qızıl, mis, qurğuşun və sink filizi yataqları və önəmli təzahürləri təmsalində ətraflı şərhini tapmışdır.

Cədvəl 1.1

Mineral xammal bazasının geoloji-iqtisadi qiymətləndirilməsi işlərinin əsaslı sxemi

Mərhələnin №-si	Həll ediləsi məsələlər	İşlərin məzmunu və məqsədi
1	2	3
1.	Yataqların iqtisadi-statistik modellərinin tertibi.	Yataqlar üzrə təbii amillərin, dağ-mədən və s. şəraitlərin dəqiq öyrənilməsi; dünya bazarında respublikadakı rəqabətə qadir olan metalların xammalına, əmtəə məhsuluna olan qiymətlərin artıb-azalma meyillərinin öyrənilməsi. Təhlil üçün əsas sənəd aparılmış geoloji-kəşfiyyat işlərinin nəticələri barədə geoloji hesabat, ədəbiyyat və internet məlumatlarıdır. Təhlilin nəticələri sonrakı qiymətləndirmə mərhələlərinin aparılması üçün ilkin bazadır.
2.	Müxtəlif filiz növlərinə müasir emal texnologiyaların tətbiqi imkanlarının öyrənilməsi, təhlili və şərh.	Müxtəlif tutumlu (zəngin və kasad) və təbii (texnoloji) filiz növlərinə tətbiqi baxımından onların müasir səmərəli texnologiyalarla işlənilməsinin mümkünlüyünə və intensivliyinə təsir göstərən əsas mineraloji, struktur-tekstur və texnoloji amillərin öyrənilməsi, təhlili və müvafiq təsnifatların hazırlanması.
3.	Qiymətləndirilən metalların xammal növlərinin hasilatı və emalının baza variantlarının yaradılması.	Müxtəlif xammal növlərinin işlənilməsi və qiymətləndirilməsi, gələcək texniki-iqtisadi hesablamaların aparılması üçün istismarın baza variantlarının seçilməsi. Mümkün hasilat və saflaşdırma üsullarının təyin edilməsi, həmçinin seçilmiş baza variantlarında ayrı-ayrı yataqların geoloji-sənaye tiplərinin qiymətləndirilməsi.
4.	Qiymətləndirilən metalların xammal növlərinin baza variantları üzrə geoloji-iqtisadi hesablamaların aparılması.	Yataqların xammal bazasının geoloji-iqtisadi qiymətləndirilməsi işlərinin davam etdirilməsi, qiymətləndirmə üçün qəbul edilmiş hər bir hasilat üsulu və filizin emal sxemi üçün istehsal gücü və texnoloji göstəricilər üzrə baza variantlarının ən əlverişlisinin seçilməsi. Qiymətləndirmə göstəriciləri üzrə məlumat bankının yaradılması və müxtəlif təkliflərin hazırlanması.
5.	Texniki-iqtisadi mülahizənin, kondisiyaların texniki-iqtisadi əsaslarının və qiymətləndirmənin məqsədindən asılı olaraq digər sənədlərin tertibi.	İqtisadiyyatın müxtəlif sahələrində yatağın (xammalın) əhəmiyyətinin təyini, geoloji-iqtisadi göstəricilər üzrə məlumat bankının yaradılması, gələcək geoloji-kəşfiyyat işlərinin məqsədyönlü aparılması, işlərin nəticələri barədə lazımı sənədlərin tertibi.

2. Nəcib və əlvan metallar yataqlarının iqtisadi-statistik modelləri

Ümumiyyətlə, faydalı qazıntı yataqlar üzrə qiymətləndirmə ölçülərinin tərtibində iqtisadi-statistik modellərin qurulması prinsipi ayrı-ayrı geoloji-sənaye tip yataqların təbii əlamətləri ilə onların istismarının texniki-iqtisadi göstəriciləri arasındakı miqdarı əlaqənin aşkarına əsaslanır. Dəyər və texnoloji göstəricilərin səviyyələrini müəyyən edən amillər üzrə məlumatların statistik təhlili fond və ədəbiyyat materiallarının araşdırılmasına əsasən aşağıda verilir.

Geoloji-sənaye tip yataqlar adı altında elə filiz yığım növləri anlaşılır ki, onlar özlərinin bir sıra xüsusiyyətlərinə görə dağ-mədən sənayesinin müasir tələblərinə cavab versinlər. Deməli, geoloji-sənaye tip üzrə yataqların təsnifatı sənayenin mineral xammala olan tələblərinə əsaslanmalı və onun iqtisadi mənafeələrini nəzərə almalıdır. Bu cəhətlərə görə yataqların geoloji-sənaye tiplərinə və yarım tiplərinə bölünməsində aşağıdakı başlıca amillər əsas götürülmüşdür: filiz kütləsinin morfoloji xassələri, filizlərdəki faydalı komponentlərin dəyərliliyi, onların yığımı və maddi tərkibi, filizlərin texnoloji xüsusiyyətləri.

Filiz kütlələrinin quruluşu əsas amil sayılır və hasilat üsullarının və sistemlərinin seçilməsinə təsir göstərir; filizlərin maddi tərkibi ilə zənginləşdirmənin texnoloji üsulları təyin edilir. Bu əlamətlər ümumən yataqların kəşfiyyatının və istismarının dəyər göstəricilərinin səviyyəsinə daha çox təsir edir.

2.1. Qızıl filizi yataqları

Azərbaycanın ərazisində yaxın gələcəkdə sənaye istismarı üçün məxsusi qızıl filizi yataqları ən önəmli sayılır. Onlar Kiçik Qafqazın müxtəlif strukturlarında geniş təmsil olunaraq, müxtəlif geodinamik şəraitlərdə – adalqövs (Kiçik Qafqazın şimal-şərq hissəsi), riftogen (Kiçik Qafqazın mərkəzi hissəsi) və kolliziya (Kiçik Qafqazın cənubu) zonalarında yayılmışlar (3, 7).

Filiz kütlələrinin quruluşundan, yerləşmə dərinliyindən, qalınlığından və yatırım bucağından asılı olaraq qızıl filizi yataqları açıq və yeraltı üsulla istismar oluna bilər. Filizin yeraltı üsulla hasilində ən münasib sistemlərdən maqazinləşdirmə və yarım mərətbə ştreklər sayılır.

Yataqlarda filizləşmənin təmərküzləşməsinə struktur xüsusiyyətlərdən (sistləşmə zonaları, qırılmaların kəsişməsi və qovuşması) başqa ətraf süxurların tərkibi və ekran amili təsir göstərir. Özü də daha zəngin filizlər müsbət əyilmiş ekran səthləri altında (biklinal tipli əyilmə) yerləşir.

Məxsusi qızıl filizi yataqlarının təsnifatı aşağıda verilmişdir (cədvəl 2.1, 2.2).

Cədvəl 2.1

Azərbaycanın məxsusi qızıl filizi yataqlarının geoloji-sənaye tiplərinin təsnifatı

Geoloji-sənaye		Filiz kütlələrinin tipləri	Filizlərin maddi tərkibi	Filizlərin texnoloji xüsusiyyətləri		Əsas komponentlərin konsentratlara çıxarılması, %			Yataqların və təzahürlərin təmsilləri
tipi	yarımtipi			texnoloji tip	saflaşdırma sxemləri	Au	Ag	Cu	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Qızıl-kvars-sulfid	Qızıl-kvars-kasad sulfidli (5%-ə qədər)	Dikyatmış damarlar, damarlı və ştokverkvari kvarslaşmış zonalar	Pirit, xalkopirit, tetraedrit, maqnetit və s.	Qızıl-gümüş-kvarşlı	Qravitasiya + flotasiya + sianidləşmə	96	80	-	Ağduzdağ, Kətidağ, Şirvan, Tutxun
	Qızıl-kvars-orta sulfidli (20%-ə qədər)	Dikyatmış damarlı və minerallaşmış zonalar	Pirit, xalkopirit, qalenit, sfalerit, sərbəst qızıl, molibdenit və s.	Qızıl-gümüş-misli (molibdenli)	Qravitasiya + flotasiya	95	90	81	Ağyurd, Başyurd, Mədəni-zor və s.
	Qızıl-kvars-orta sulfidli (20%-ə qədər)	Dikyatmış damarlı və minerallaşmış zonalar, filizləşmiş daykalar və qabbroidlər	Pirit, arsenopirit	Qızıl-gümüş-telluridli	Qravitasiya + flotasiya + sianidləşmə	82,5	80	-	Söyüdlü
	Qızıl-kvars-yüksək sulfidli (20%-dən artıq)	Dikyatmış damarlar və damarlı zonalar	Pirit, xalkopirit, qalenit, sfalerit, sərbəst qızıl	Qızıl-gümüş-polimetallı	Qravitasiya + flotasiya	94-96	85-87	80	Dağkəsəmən, Vejnəli
	Qızıl-kvars-yüksək sulfidli (20%-dən artıq)	Dik yatmış damarlar, bəzən piritləşmiş zonalar və subvulkanik kütlələr	Pirit, sərbəst qızıl, limonit, cüzi qalenit, xalkopirit və s.	Qızıl-kvars-piritli	Qravitasiya + flotasiya	85 95	- -	- -	Piyazbaşı, Gilanarlıdərə
	Qızıl-kvars-yüksək sulfidli (20%-dən artıq)	Damarlı və minerallaşmış zonalar, düzgün olmayan və sütunvari kütlələr	Pirit, sərbəst qızıl, xalkopirit, sfalerit və s.	Qızıl-gümüş-piritli	Qravitasiya + flotasiya	90	60	-	Qoşa, Munundərə
Qızıl-miskolçədan		Az meyilli ştoklar, ədəsələr, layvari kütlələr	Pirit, xalkopirit, sfalerit və s.	Qızıl-gümüş-misli	Kollektiv flotasiya + sianidləşmə	95	90	82	Qızılbu-laq, Gədəbəy, Nəsirvaz
Qızılı metasomatitlər		Dikyatmış metasomatik zonalar, sütunvari cismlər	Pirit, xalkopirit, sfalerit, cüzi qalenit və s.	Qızıl-gümüşlü	Flotasiya + sianidləşmə və ya toplu qələviləşdirmə	90-92 70-80	70 60		Çovdar, Kəpez
		Dik yatmış metasomatik zonalar, ştokverkvari kütlələr, ştokverklər		Qızıl-gümüş-misli	Qravitasiya + flotasiya və ya toplu qələviləşdirmə	84 70-80	70 60	80	Şəkərdərə, Kələki, Gədəbəy

Filiz kütlələrinin dağ-texnoloji tiplərinin təsnifatı

Morfoloji tip	Ölçüləri, m			Yatım bucaqları, dər.	Hasilat üsulları və sistemləri	Hasilat normativləri		Həcmi çəkilişi, t/m ³
	Uzunluqları, m; l	Qalınlıqları, m; m	Dərinlikləri, m; h			itki, %	kasıblama, %	
I. Sadə və mü-rəkkəb quruluşlu damarlar və damarvari kütlələr, damarlı zonalar	100 - 1000	0,5-1,2-dən 2,5-ə qədər	150 - 400	60-85	Yeraltı üsul, maqazinləşdirmə (80%) və aralama bağı (20%)	5	15, bəzən 30	~ 3,0
II. Damarlı və minerallaşmış zonalar	100 - 500, bəzən 600-1000-ə qədər	2,5-5,0-dən 20-25-ə qədər və artıq	bir neçə yüz	55-80	Yeraltı üsul, maqazinləşdirmə, üfüqi qatlarla işlənmiş boşluqları doldurmaqla, yarımmərtəbə streklərlə	5	20	2,8
III. Kiçik ştoklar, sadə və mü-rəkkəb quruluşlu lay və ədəsəvari kütlələr	100 - 350	20-25-ə qədər və artıq	50 - 150	15-30	Açıq üsul	5	10	~ 2,8
IV. Qızılı meta-somatitlərdən (törəmə kvarsitlər, argillizitlər, propilitlər) ibarət zonalar, ştokver-kvari kvarslaşmış zonalar, ştokver-kvari kütlələr	100-200-dən 500-900-ə qədər	35-40-dan 100-400-ə qədər	250 - 300	70-80	Açıq üsul	5	5	~ 2,7

Filizlərin maddi tərkibi və struktur-tekstur xüsusiyyətlərinə və qızılın qeyri-bərabər paylanmasına görə dəyişilməmiş (ilkin) tiplər üçün qravitasiya + flota-siya + sianidləşmə, qravitasiya + flotasiya və kollektiv flotasiya + sianidləşmə saflaşdırma üsulları nəzərdə tutulur. Oksidləşmiş filizlərin toplu qələviləşdirmə üsulu ilə işlənilməsi təklif olunur.

2.2. Əlvan metal yataqları

Əlvan metallar yataqlarının aşağıda verilmiş təsnifatlarında filizlərin ayrılmış sənaye (texnoloji) növləri bir qədər şərtidir. Onlar əksər mis və qurğuşun-sink filizi yataqları üçün dəstəmlidir və filizlərin maddi tərkibi üzrə dəqiq hədudlandırılması çox vaxt çətinlik yaradır.

Bununla əlaqədar olaraq filizlərin növləri əsas (aparıcı) metallara uyğun qəbul edilmişdir. Əsas metallar kimi elələri götürülmüşdür ki, onların çıxarılma dəyəri həmin filiz növlərinin ümumi dəyərindən 20%-dən çoxunu təşkil etsin. Qalanları yanaşı (müşayiətedici) komponentlər qrupuna aid edilmişdir. Onların birgə çıxarılma dəyəri adətən 5-8%-ə çatır.

2.2.1. Mis filizi yataqları

Quruluşuna görə filiz kütlələri ştokverklərə (damarcıq-möhtəvi filizlərin massivləri və xətti zonaları), layvari, ədəsəvari, kötülvari və yuvavari cismlərə, damarlara, maddi tərkibcə isə müxtəlif filiz növlərinə ayrılır (2,5). Yataqların əsas tipləri cədvəl 2.3-də öz əksini tapmışdır.

Cədvəl 2.3

Mis filizi yataqlarının geoloji-sənaye tiplərinin təsnifatı

Geoloji-sənaye tipi	Qısa morfoloji səciyyə
Mis-molibden (mis-porfir)	Qranitoidlərdə, nadir halda intruzivlərin tavan süxurlarında kiçik ölçüdə iriyə qədər ştokverkli kütlələr və damarcıq-möhtəvi zonalar; zonaların yatımı maildən dikə qədər.
Mis-kolçedan və kvars-sulfid (damarlı)	1 a. İntruziv, subvulkanik və vulkanogen-çökmə süxurlarda olduqca qalın ştokverkli və kötülvari kütlələr və damarcıq-möhtəvi zonalar; zonaların yatımı mailidir. 1 b. Vulkanogen-çökmə və qumdaşı-şistli qatlarda orta qalınlıqlı və qalın layvari və ədəsəvari cismlər; yatım maildən dikə qədərdir. 1 c. İntruziv və vulkanogen-çökmə süxurlarda damarlar, damarlı zonalar, bəzən metasomatik cismlər və kiçik kötülvari, ədəsəvari kütlələr; yatımı maildən dikə qədərdir.
Sink-mis-kolçedan	Püskürük və qırıntal (terrigen) fliş qatlarda orta qalınlıqlı və olduqca qalın layvari, ədəsəvari və damarcıq-möhtəvi cismlər; yatımı maildən dikə qədərdir.
Misli qumdaşları	Qırıntal (terrigen), karbonat və vulkanogen-çökmə qatlarda kiçik və orta qalınlıqlı növbələşən layvari, ədəsəvari və yuvavari kütlələr; yatımı üfüqi və mailidir.

Mis-porfir və ya mis-molibden yataqları filiz kütlələrinin quruluşuna görə ştokverklərə aid edilir, ümumi görünüşü bərabər ölçüyə yaxından (izometrikdən) dik yatmış xəttvari zonalara kimidir (Kiçik Qafqazın şimal-şərq yamacında – Qaradağ, Xarxar, Dəmirlı, Xaçınçay, Qoşqaçay; Naxçıvan MR-də Diaxçay, Yaşılıq-Şələlə, Göygöl, Göydağ, Misdağ və s.). Üfüqi kəsilmərdə ölçüləri 250-1200 x 600 m²-ə çatır

Filizlərin əsas komponentləri mis və molibdendir, mineral tərkibi əsasən xalkopirit, kovellin, bornit, molibdenit və piritdən təşkil edir. Bir sıra yanaşı (müşayiətedici) komponentlər mövcuddur. İlkin filizlərin emalını flotasiya, oksidləşmiş və törəmə sulfidlə zənginləşmiş filizlərin emalını isə toplu qələviləşdirmə üsullarıyla yerinə yetirmək olar. Açıq üsulla istismar oluna bilər.

Mis-kolçedan və kvars-sulfid-damar yataqları filiz kütlələrinin quruluşuna görə damarcıq-möhtəvi və damarlı filizlərin xəttvari zonaları, lay – və ədəsəvari, kötülvari cismlərlə (Böyük Qafqazın cənub yamacında – Jixix-Saqator, Mazımçay, Binovrossa, Çudak, Tenros, Köhnə –meydan, Kasmala və s., Kiçik Qafqazın şimal-şərq yamacında Gədəbəyin bəzi sahələri, Qızılulaq, Bittibulaq, Novoqorelovka və s.), damarlarla (Mehmana, Böyükqışlaq, Səferli, İtqırlan və s.) təmsil olunur.

Filiz kütlələrinin ölçüləri müxtəlifdir (cədvəl 2.4).

Filiz kütlələrinin ölçüləri

Filiz kütlələrinin quruluşu	Üfüqi kəsimdə ölçüləri, m ²	İstiqaməti üzrə uzunluğu, m	Qalınlığı, m	Yatım bucağı, dər.
Damarcıq-möhtəvi zonalar	50-70 x300-400		> 15	30-90
Lay- və ədəsəvari kütlələr		600-1300	>15	30-60
Damarlar		120-300	2-yə qədər	60-90

Filiz mineralları xalkopirit, pirrotin, pirit, bornit, sfalerit, qalenitlə təmsil olunur. Təmiz mis filizlərindən mis-polimetal filizlərinə keçidlər müşahidə olunur. Nəcib və nadir minerallardan qızıl, gümüş, selen, tellur, vismut rast olunur.

Filizlərin saflaşdırılması zamanı mis konsentratına qızıl, gümüş, selen, tellur və s. yanaşı, müşayiətedici komponentlər çıxarılır. Bəzi hallarda mis filizləri ilə bərabər kükürlü kolçedan filizləri sənaye əhəmiyyəti kəsb edir.

Misli qumdaşları yataqları və təzahürləri (Xalxal, Paiz, Sirab, Qızılca, Şaxqaraş, Yaycı, Qırxlardağ, Vayxır-Misdağ və s.) Naxçıvan çökəkliyində təşəkkül taparaq ala-bula rəngli qırıntal (terrigen), karbonat və vulkanogen-çökmə çöküntülərinin müxtəlif hissələrində yerləşir (6). Filiz kütlələri məhsuldar çöküntülərin şaquli üzrə qalınlığı boyu mərtəbə şəklində yayılır, uzunluğu bir neçə yüz metrə qədərdir, qalınlığı bir-iki metrə qədər, bəzən daha çoxdur. Əsas mis mineralları aşağıdakılardır: kuprit, malaxit, külçə mis, xalkozin, tenorit, xalkopirit. Az miqdarda kovellin, psilomelan, pirolüsit, maqnetit, pirit, limonit, getit-hidrohetit rast olunur. Onlar möhtəvi, incə damarcıq, lövhə və yaxıntı şəklindədir. Filizlərin flotasiya və toplu qələviləşdirmə üsullarla emalı mümkündür.

2.2.2. Qurğuşun-sink yataqları

Həm filiz kütlələrinin morfolojiyasına, həm də filizlərin əsas maddi tərkibinə görə bəzi fərqlərə malikdir (cədvəl 2.5).

Bu yataqların filizləri əsas maddi tərkibinə görə çoxkomponentlidir və mis-qurğuşun-sink-kolçedan, qurğuşun-sink-polimetal və mis-sink-kolçedan, sink-mis-kolçedan tipləri ilə təmsil olunur (1,2). Bu səbəbdən filizlərin saflaşdırılması üçün aşağıdakı sxemlər istifadə olunur: kollektiv konsentratın sonrakı seçimliyi ilə ümumi flotasiya, ümumi seçimli və ayrıca seçimli (selektiv) flotasiya (4).

Mis-qurğuşun-sink-kolçedan yataqları. Filiz kütlələrinin quruluşuna görə başlıca olaraq qırıntal (terrigen) fliš qatlarında yerləşən lay- və ədəsəvari, massiv cislərlə (Filizçay, Kasdağ, Katex) təmsil olunur. Filiz kütlələri 100-300-dən 600-1200 m-ə qədər uzanır, qalınlığı bir neçə on metrə çatır. Bu tip filizlər üçün aşağıdakı mineral tərkib səciyyəvidir: pirit, sfalerit, qalenit, xalkopirit, pirrotin, tutqun filizlər. Əsas komponentlər Pb, Zn, Cu-dur. Yanaşı komponentlərdən ge-

niş miqdarda Au, Ag, Cd, Bi, In, Se, Te və s. iştirak edir. Filiz kütlələri həm açıq (üst horizontlar), həm də yeraltı üsulla istismar edilə bilər.

Cədvəl 2.5

Qurğuşun-sink yataqlarının geoloji-sənaye tiplərinin təsnifatı

Geoloji-sənaye tipi	Qısa morfoloji səciyyə
Mis-qurğuşun-sink-kolçedan	1a. Vulkanogen-çökmə və qırıntal (terrigen) fliş qatlarında orta qalınlıqdan olduqca qalın qədər layvari və ədəsəvari cismlər; yatımı az meyilli və mailidir. 1b. Vulkanogen-çökmə qatlarda kötülvari, ədəsəvari və yuvarı kütlələr; yatımı az meyilli və mailidir.
1	2
Qurğuşun-sink-polimetal	II a. Turş intruziv süxurlarda, vulkanogen-çökmə və qırıntal (terrigen) qatlarda kiçik-orta qalınlıqlı damarlar və xətvəri damarcıq-möhtəvi zonalar; yatımı maildən dikə qədər. II b. Karbonat süxurlarında kiçik-orta qalınlıqlı mürəkkəb şaxələnən damarlar, filizli sütunlar və yuvalar; yatımı maildən dikə qədər. II c. Vulkanogen və vulkanogen-çökmə qatlarda qızıl-polimetal filizi damarları; yatımı dikdir.
Mis-sink-kolçedan	Vulkanogen-çökmə və qırıntal (terrigen) fliş qatlarında orta qalınlıqlı və olduqca qalın layvari və ədəsəvari cismlər; yatımı maildən dikə qədər.

Qurğuşun-sink-polimetal yataqları. Bu yataqlar üçün az qalınlıqlı (2 m-ə qədər) sadə və mürəkkəb şaxələnən damarlar, filiz sütunları, lay zoğları (apofizaları) və yuvalar, həmçinin qalın xətvəri mineralaşma zonaları səciyyəvidir (Gümüşlü, Başkənd-Ortakənd, Dağkəsəmən). Filiz kütlələri bir neçə on metrədən 500 m-ə, nadir halda 1000-1500 m-ə qədər uzanır, yatımı maili (30-60°) və dikdir (60-90°). Onlar əsasən qranitoid massivlərində, vulkanogen-çökmə, qırıntal (terrigen) qumdaşı-şist və karbonat qatlarında yerləşir. Filizlərdə Pb, Zn, bəzən Cu əsas sənaye əhəmiyyətinə malikdir.

Mineraloji tərkib belədir: qalenit, sfalerit, xalkopirit, pirit və arsenopirit. Yanaşı komponentlər aşağıdakılardır: Au, Ag, Cd, Bi, Sb, bəzən In, Se, Te, Ge, Ta, Ga və s.

Yataqların istismarı yeraltı üsulla aparıla bilər (Gümüşlü yatağında aparıldığı kimi).

Sink-mis-kolçedan yataqları. Yataqlar adətən əsas-orta tərkibli püskürük və qırıntal (terrigen) fliş çöküntüləri ilə əlaqədardır (Çeder, Sıltıçay). Filiz kütlələri lay- və ədəsəvari şəkildədir, qalınlığı 5-15 m və daha artıqdır, 30-90° yatım bucağı altında 150-1000 m uzanır. Filizlərin mineral tərkibi sadədir: pirit, xalkopirit, xalkozin, pirrotin, sfalerit; yanaşı (müşayiətedici) komponentlər aşağıdakılardır: Au, Ag, Se, Te və s. Bu tip yataqlar yeraltı üsulla istismar oluna bilər.

Respublika üzrə filizlərin və misin ümumi ehtiyatlarında sink-mis-kolçedan yataqları sırf mis yataqları ilə müqayisədə o qədər də yüksək əhəmiyyət kəsb etmir.

Mis-sink-kolçedan yataqları. Geoloji əmələgəlmə şəraitlərinə və mənşə (genetik) əlamətlərinə görə yuxarıda göstərilən sink-mis-kolçedan yataqları ilə bir qrup təşkil edir. Bu tip sinkin çıxarılma dəyərliliyinin üstünlüyü səbəbindən şərti olaraq ayrılmışdır. Sinkin sərbəst konsentrata çıxarılması mümkündür. Filiz kütlələri əksər hallarda lay- və ədəsəvari bütöv cismlərdən ibarətdir və damarcıq-möhtəvi filizlərin haşiyələri ilə müşayiət olunur. Vulkanogen-çökmə və qırıntı (terrigen) qatlarında yerləşir (Ağdərə, Nəsirvaz və s.). Onlar 50-300-dən 400-500 m və daha artıq məsafəyə uzanır, qalınlığı 5-dən 50 m-ə qədərdir, yatım bucaqları maıldən (30°) dikə ($60-90^{\circ}$) qədər dəyişir.

Əsas faydalı komponentlər Cu və Zn-dir. Mineral tərkibi sadədir: sfalerit, xalkopirit, pirit, bornit, pirrotin. Yanaşı (müşayiətedici) komponentlər Au, Ag, Cd və S-dir. Yataqlar yeraltı üsulla istismar oluna bilər.

Dünyada işlənən müasir səmərəli texnologiyaları, o cümlədən "MXETİ"-də aparılmış ənənəvi texnoloji və geotexnoloji (ilk növbədə toplu qələviləşdirmə üsulu ilə) tədqiqatların nailiyyətlərini tətbiq etməklə, həmin yataqların bir çoxunun sənaye dəyərliliyini yüksəltməyə nail olunur və yaxın gələcəkdə sənaye mənimsənilməsinə zəmin yarada bilər. Yataqların sənaye mənimsənilməsi istər dövlətin, istərsə də yerli və xarici sərmayədarların vəsaiti hesabına mümkün ola bilər.

ƏDƏBİYYAT

Геология Азербайджана. 2003. Том VI. Полезные ископаемые, 93-114; 114-140; 140-156; 156-198; 236-273; 273-294.

Инструкция по применению Классификации запасов к месторождениям свинцовых и цинковых руд. 1983. ГКЗ СССР.

ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ПЛУТОНОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

Бекташи С.А., Каландаров Б.Г., Хасаев А.И., Тахмазова Т.Г.

Бакинский Государственный Университет,

Аз 1148, Баку, ул.З.Халилова, 23

Бекташи С.А., Каландаров Б.Г., Хасаев А.И., Тахмазова Т.Г. Гранитоидные формации и особенности металлогенической специализации плутонов юго-западной части Малого Кавказа. Нами на юго-западной части Малого Кавказа исследованы три представителя гранитоидной формации: Ордубад-Гарадагский сложный плутон, Далидагский интрузив и Шальва-Лачинский линейный плутон. Изучены фазовость их формирования и металлогеническая специализация. Установлено, что Гарадаг-Ордубадский плутон специализирован на медь, молибден и благородные металлы, Далидагский интрузив – на медь, свинец и редкие металлы и ртуть (бериллий и циркон), Шальва-Лачинское линейное тело – на редкие металлы и ртуть. Основными формами металлогенической специализации являются геохимическая и петрохимическая, а типами – унаследованный и локальный.

Bektashi S.A., Kalandarov B.G., Hasayev A.I., Takhmazova T.G. Granitoid formations and special features of metallogenic specialization of plutons of the Minor Caucasus' S.-W. part. We have studied three representatives of granitoid formation within the Minor Caucasus' south-western part: Ordubad – Garadag complex pluton, Dalidag intrusive and Shalva – Lachin linear pluton their metallogenic specialization and formation stages of advancement in a periodic change. It was determined that the Garadag – Ordubad pluton was specialized on the copper, molybdenum and precious metals, the Dalidag intrusive – on the copper, lead, rare metals and mercury (beryllium and zircon, the Shalva-Lachin linear body-on the rare metals and mercury. The main forms of metallogenic specialization are the geochemical and petrochemical, and the types are inherited and local.

Bəktaşi S.Ə., Qələndərov B.H., Xasayev A.İ., Təhməzova T.H. Kiçik Qafqazın cənubi-qərb hissəsinin qranitoid formasiyaları və plutonların metallogenik xüsusişməsi. Müəlliflər Kiçik Qafqazın cənubi-qərb hissəsində qranitoid formasiyasının üç nümayəndəsini tədqiq etmişlər: Qaradağ-Ordubad mürəkkəb plutonu, Dəlidağ intruzivi və Şalva-Laçın xətti kütləsi. Onların yaranma fazaları və metallogenik xüsusiyyətləri müəyyənləşdirilmişdir. Təyin olunmuşdur ki, Qaradağ-Ordubad plutonu mis, molibden və nəcib metallara (berillium və sirkon), Şalva-Laçın xətti kütləsi nadir metallara və civəyə metallogenik xüsusişmişlər. Metallogenik xüsusişmənin formaları geokimyəvi və petrokimyəvidir, tipləri irsi və lokaldır.

Мальй Кавказ входит во внешнюю дугу внутренней эвгеосинклинальной зоны Альп-Гималайского планетарного металлогенического пояса. Составляющие его эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная части граничат по линии Ани-Ордубадского глубинного разлома (Азизбеков, 1961). Малокавказская эвгеосинклиналь относится к типу «В» (Щеглов, 1980) или вулканоногенной геосинклинали (Твалчрелидзе, 1977) и характеризуется развитием эффузивных магматических формаций с колчеданной минерализацией и интенсивным интрузивным магматизмом, сопровождаемым специфической металлогенией.

Металлогенические зоны Малого Кавказа по тектоническим секторам эвгеосинклинали распределены следующим образом (Шихалибейли, 1996; Твалчрелидзе, 1977):

1) юго-западная и северо-восточная периферические секторы – Мисхано-Зангезурская и Лок-Гарабагская металлогенические зоны (Абдуллаев и др., 1981);

2) фрагмент юго-западного сектора – Кафанский структурный блок;

3) геосинклинальный ров – Гейча-Акеринская металлогеническая зона.

Нами в настоящей статье рассматриваются гранитоидные и рудные формации Мисхано-Зангезурской и Гейча-Акеринской металлогенических зон.

Мисхано-Зангезурская зона охватывает юго-восточную часть Зангезурского хребта, устанавливается в Южно-Азербайджанском Гарадаге, а на западе – в Карском вилайете Турции.

В геологическом строении Мисхано-Зангезурской зоны принимают участие следующие формации: докембрий-нижнепалеозойские метаморфические (гнейсы, магматиты, сланцы и др.), верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные, ниже- и верхнемеловые карбонатная и вулканогенно-пирокластическая, палеогеновые субмаринно-пирокластическая, туфогенно-терригенная и неоген-антропогеновые наземно-вулканогенная и континентально-субаэральная.

Исходя из существующих схем тектонического районирования (Шихалибейли, 1996; Азизбеков, 1961; Ахмедов и др., 1981), Мисхано-Зангезурская зона характеризуется следующими крупными тектоническими единицами: 1) Мисханский, Гегамский и Зангезурский антиклинории; 2) Кяльбаджарский, Гочасский синклинории и 3) Арагатский, Гегамский, Вардемский и Ишхансарский приподнятые вулканогенные щиты. Южная часть зоны характеризуется интенсивно развитым интрузивным магматизмом и генетически связанными с гранитоидным интрузивом рудными полями, месторождениями и проявлениями, сходными по времени формирования со складчатой и постскладчатой стадиями альпийской тектоно-магматической эпохи.

Гейча-Акеринская металлогеническая зона охватывает Ардаганский вилайет Турции, прослеживается вдоль северо-восточного побережья озера Гейча и по верховьям бассейнов рек Тертер и Акера. В геологическом строении Гейча-Акеринской зоны принимают участие среднеюрская спилито-кератофировая, верхнеюрская рифогенно-пирокластическая, альб-верхне-сенонская карбонатно-вулканогенная, палеоген-неогеновая андезито-пирокластическая и туфогенно-терригенная формации. Э.Ш.Шихалибейли (1996) в азербайджанской части зоны выделяет Ходжавендский синклинорий, Гарабагский, Лачинский антиклинории, Гадрудскую синклинальную полосу и Замзурский антиклинорий, на юго-востоке расположена Нижнеарзская наложенная мульда. К числу глубинных разломов относятся Гейчинский, Мровдагский, Гарабагский, Ишыхлинский и Лачин-Башлыбельский, служащие проводниками гипербазитовой магмы.

Гранитоидные интрузивы юго-западной части Малого Кавказа разбиваются на две формации (Бекташи, Гаджиев, 1970):

I - формации гранитоидных плутонов пестрого состава (по классификации Кузнецова, 1964);

II - габбро-диорит-гранодиоритовая формация, иногда со щелочным уклоном.

К первому формационному типу нами отнесены наиболее крупные плутоны Малого Кавказа – Ордубад-Гарадагский, Далидагский массивы, характеризующие Мисхано-Зангезурскую (вернее было бы назвать Мисхано-Гарадагскую), а ко второму – Шальва-Лачинский интрузив и Тутхунская группа гранитоидов, развитые вдоль зон глубинных разломов Гейча-Акеринского геосинклинального рва.

Мегри-Ордубад-Гарадагский сложный плутон, размещенный на юго-востоке Зангезурского антиклинория и в южном Азербайджане, на поверхности занимает площадь 1500 км². Это сложнодифференцированное, многофациальное и первично расслоенное тело, сформировавшееся в течение длительного геологического времени и сложенное пестрыми и разнообразными по составу породами от основных и ультраосновных (габбро, пироксениты, горнблендиты, пйенариты и др.) до кислых (аплиты, пегматиты, лейкограниты). Все многообразие пород соответствует четырем фазам интрузивной деятельности: адамеллитовой (нижний эоцен), монцонитовой (верхний эоцен и нижний олигоцен), граносиенитовой (верхний олигоцен), гранитовой (верхний олигоцен – нижний миоцен).

Адамеллитовый интрузив образовался в период интенсивного прогиба области и возрождения глубинных разломов, служивших путями для проникновения магмы. Монцонитовый и граносиенитовый интрузивы сформировались на поздне- и раннеорогенной стадиях развития. Еще позже внедрилась гранитная магма. Линейная морфология адамеллитового и граносиенитового интрузивов свидетельствует о приуроченности их к долгоживущим Гарадаг-Ордубадскому и Дебаклинскому разломам. Адамеллиты центральной фации умеренно богаты щелочами и пересыщены кремнекислотой. Кварцевые разновидности диорит-сиенитов, монцодиоритов и монцонитов промежуточной, краевой и апикальной фаций характеризуются уменьшением содержания кремнекислоты, суммы щелочей и повышенными содержаниями извести и магния.

Монцонитовый интрузив занимает около половины площади плутона и отличается крайне пестрым петрографическим составом; здесь наряду с монцонитами и сиенит-диоритами распространены гранодиориты, щелочные и нефеллитовые сиениты, диориты, кварцевые диориты, габбро-пироксениты, пироксениты, оливиновые пироксениты и др. Щелочные породы интрузива отличаются от средних типов таких пород более известковистым составом, заниженной щелочностью и кислотностью, повышенным содержанием глинозема. Глубина формирования адамеллитового и граносиенитового интрузивов гипабиссальная, что подтверждается широким развитием процессов ассимиляции, гибридизма и контаминации.

Породы граносиенитового интрузива, являющиеся дифференциатами щелочно-земельной магмы, образуют ряд: граниты – граносиениты – кварцевые сиенит-диориты – гранодиориты – габбро-диориты. В северо-восточной части интрузива отмечены банатиты, переходящие через шпировые и такситовые диориты в габбро-диориты, габбро и горнблендиты. Процессы ассимиляции и гибридизма выражены обогащением некоторых частей интрузива ориентированными ксенолитами различных параметров и разной степени переработанности. Средний состав интрузива по кислотности, компонентам фемических минералов, суммы щелочей и извести, с одной стороны, схож с щелочноземельными сиенитами, а с другой стороны, по соотношению щелочей и извести – с кварцевыми диоритами.

Гранитовый интрузив характеризуется постепенными переходами слагающих его фациальных разностей пород. Порфирировидные граниты от центральной части интрузива к периферии сменяются гранодиоритами и граносиенитами. В эндоконтактной зоне на отдельных участках выступают кварцевые сиенит-диориты, сиениты, нормальные биотитовые граниты и лейкограниты аляскинского типа. Обогащение эндоконтактов K_2O и кремнекислотой обусловлено явлениями эманационной дифференциации. Средний состав интрузива соответствует щелочноземельному граниту, отличаясь от него несколько пониженной кислотностью и повышенной глиноземистостью и известковистостью.

Ордубад-Гарадагский сложный плутон и его контактовый ореол осложнены многочисленными дайками-дериватами и сателлитами отдельных интрузий, силлами, корнями эффузивных излияний и самостоятельными малыми интрузиями (СМИ).

По петрографическому составу дайки и СМИ делятся на две группы:

1. Дайки кислого и кисло-среднего состава, представленные аплитами, пегматитами, гранодиоритами, граносиенит-порфирами, аплитовидными гранитами, жильными гранитами, мелкозернистыми гранодиоритами и граносиенитами, кварцевыми гранатсодержащими сиенит-диоритами.

2. Дайки основного и среднего состава, куда входят доплутонические, субвулканические образования, меланократовые разности диасхистовых интрузий всех фаз Ордубад-Гарадагского сложного плутона и СМИ формации порфиритов-порфиров. К ним относятся диабазы, габбро-диабазы, кварцсодержащие диабазы, андезитовые порфириты, габбро-диориты, габбро-порфириты, пироксеновые порфириты и липрофиры (спессартиты, керсантиты, одиниты, вогезиты и минетты).

Устанавливается генетическая связь медно-молибденового и полиметаллического оруденения с гранитовым и граносиенитовым интрузивами и парагенетическая связь с дайками граносиенит-порфиров, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и лампрофиров. Скарновая кобальт-пиритовая и молибден-вольфрамовая минерализация генетически связана с адамеллитовым интрузивом. Золоторудные проявления контактового ореола парагенетически связаны с удлиненно-штокообразными телами диоритовых порфиритов.

Далидагский плутон является секущим дискордантным лакколитом, вытянутым в широтном направлении и прорывающим вулканогенно-осадочные отложения мела и среднего эоцена. Ассимиляция магмы вмещающих пород обусловила ее гибридность и контаминацию. В отношении фациальности, петрохимических особенностей и металлогенической специализации Далидагский интрузив схож с Ордубад-Гарадагским сложным плутоном. Плутон сформирован в две интрузивные фазы. Первая представлена сиенит-диоритами (кварцевыми, авгит-роговообманковыми, порфиroidными и т.д.) и монцонитами. Вторая фаза характеризуется развитием пород двух рядов: а) гранит-граносиенитовый: граниты, граносиениты, кварцевые монцониты, кварцевые сиениты и сиениты; б) гранит-гранодиоритовый: граниты, гранодиориты, адамеллиты, кварцевые диориты и диориты.

Породы Далидагского интрузива по петрохимическим особенностям группируются в два класса: а) нормального состава и б) состава пересыщенного глинозема. Отношение кремнекислоты и глинозема закономерно изменяется в зависимости от пород обеих фаз и рядов. По величине числовых характеристик щелочности и кислотности оба ряда граносиенитовой фазы соответствуют составам, пересыщенным кремнекислотой и бедным щелочами. Средний состав интрузива: граносиенитовый, пересыщенный глиноземом.

Дайковый комплекс Далидагского плутона нами объединен в три генетические группы:

1. Асхистовые отщепленные интрузивы и их апофизы, представленные конечными дифференциатами первой сиенит-диоритовой фазы – порфиroidными сиенит-диоритами, сиенит-порфирами, сиенит-аплитами и аплитами.

2. Диасхистовые отщепленные интрузивы меланократового облика – плагиоклазовые, андезитовые, диабазовые и диоритовые порфириты, спессартиты.

3. Самостоятельные малые интрузивы формации диорит-гранодиорит-порфиров, секущие породы обеих фаз плутона – липариты, липарит-дациты, плагиолипариты, дациты, трахи-дациты и андезит-дациты.

Шальва-Лачинский плутон имеет линейно-вытянутую форму и состоит из отдельных штокообразных и дайкообразных выходов, приуроченных к разломам глубокого заложения, простирающихся в северо-западном направлении, вдоль оси Лачинского антиклинория. Наиболее крупные выходы имеют размеры 9x9 и 8x2,5 км².

В районе горы Кешиштапа плутон покрывается верхнеэоценовыми андезитами, а к северо-западу от горы прорывает среднеэоценовые отложения и этим устанавливается послесреднеэоценовый возраст массива.

Шальва-Лачинский плутон сформирован в две фазы интрузивной деятельности: габбро-диоритовую и плагиогранитную. Породы первой фазы пользуются незначительным развитием и представлены габбро, габбро-диоритами и диоритами; ко второй фазе относятся гранодиориты, кварцевые диориты и плагиограниты, а в краевых и апикальных частях встречаются гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты, порфириты.

Средний петрографический состав плутона близок к плагиогранитам, а средний химический состав соответствует гранодиориту с несколько заниженным содержанием щелочей и незначительным завышением остальных компонентов. По щелочности все породы второй фазы плутона принадлежат к типу бедных и умеренно-богатых, по кислотности – к пересыщенным и слабо пересыщенным. Только некоторые типы плагиогранитов и гранофировых гранитов принадлежат к группе пород, богатых щелочами.

Дайковый комплекс Шальва-Лачинского плутона представлен диасхистовыми лейкократовыми (аплиты и плагиоаплиты) и меланократовыми (беербахиты, диабазовые и диоритовые порфириды, лампрофиры) разностями, СМИ и апофизами плутона.

Металлогенически специализированными комплексами пород обычно именуются породы, содержащие в свежих разностях в 4-5 раз большее количество какого-либо металла по сравнению с кларком литосферы ($K_{л}$) и фоновым содержанием ($K_{ф}$) этого металла. Магма, создавшая такие породы, способна выделить постмагматические растворы с образованием проявлений и месторождений данного металла в контактовых ореолах плутонов. Рассмотренные нами Ордубад-Гарадагский, Далидагский, Шальва-Лачинский плутоны металлогенически специализированы на медь, молибден, свинец и цинк, реже на кобальт и бериллий.

Молибден в гранитоидных формациях нашего региона распределен крайне неравномерно и является характерным металлом Гарадаг-Ордубадского и Далидагского плутонов. Высокое содержание молибдена в граносиенитовой и гранитной фазах Ордубад-Гарадагского плутона оправдывается тем, что почти все медно-молибденовые месторождения и проявления размещены вдоль контактовых зон пород этих фаз и генетически связаны с ними.

В свежих разностях граносиенитов северо-западной части Далидагского плутона содержание молибдена достигает $8 \times 10^{-3}\%$. Здесь же размещено Багырсах-Темирчандагское рудное поле молибден-полиметаллической минерализации, что довольно редкое явление для такого типа оруденения, тем более что молибденит образован позже галенита и сфалерита и заполняет трещины спайности в галените. В среднем граносиениты Далидагского плутона содержат $8 \times 10^{-4}\%$ металла с коэффициентом $K_{л-8}$.

Интересным является то, что в песках слияния рек Багырсах, Илдырымсу и в верховьях реки Тертер отмечено сравнительно больше знаков бериллия, что требует дальнейших исследований.

Исходя из величин $K_{л}$, $K_{к}$ (кларк концентрации) и $K_{з}$ (коэффициент завышения) и наличия молибденовых проявлений в теле и контактовом ореоле Далидагского плутона, устанавливается унаследованная, петрохимическая металлогеническая специализация на молибден. То же самое выявляется для граносиенитовой и гранитной фаз Ордубад-Гарадагского плутона.

Медь является одним из распространенных металлов юго-западной части Малого Кавказа. Содержание меди в породах Ордубад-Гарадагского плутона в среднем составляет $5,25 \times 10^{-3}\%$, что ниже $K_{л}$, но выше $K_{к}$ и $K_{з}$

средних и кислых пород. Медь в Далидагском плутоне имеет второстепенное значение и среднее содержание металла ($1,1 \times 10^{-3}\%$) ниже, чем в фазах Ордубад-Гарадагского сложного плутона. Свежие разности гранитоидов Шальва-Лачинского интрузива содержат медь намного ниже K_L и K_F (фон среднекислых пород).

Почти во всех фашиальных разностях рассматриваемых плутонов имеются породы монцонит-адамеллитового ряда, что, по-видимому, связано с процессами послеассимиляционной дифференциации (Баба-заде и др., 1996).

Свинец и цинк. Кристаллохимическое родство свинца с калием, цинка с магнием и железом определяет характер распределения этих металлов в изверженных горных породах. В частности, основная масса свинца приурочивается к полевым шпатам, а цинка – к железо-магнезиальным силикатам (биотиту и роговой обманке). В Ордубад-Гарадагском и Далидагском плутонах содержание свинца растет с возрастанием содержания калия и в этом же направлении убывает содержание цинка. Монцониты Ордубад-Гарадагского сложного плутона содержат свинец $1,6 \times 10^{-3}\%$, кварцевые монцониты и граносиениты – $2,2 \times 10^{-3}\%$, граниты – $3,4 \times 10^{-3}\%$ и аплит-пегматиты – от 1×10^{-2} до $3 \times 10^{-2}\%$. Содержание цинка соответственно убывает от $10^{-2}\%$ до $3 \times 10^{-3}\%$ (Каландаров, 2005).

Исключительно высоким содержанием свинца пользуются отдельные типы пород Далидагского плутона, для которого определен положительный знак геохимической формы металлогенической специализации. Наиболее высокое содержание имеют породы граносиенитового ряда, второе место занимают породы гранодиоритового ряда, а третье место – породы первой фазы габбро-диоритовой послеассимиляционной дифференциации.

Цинк в породах Ордубад-Гарадагского и Далидагского плутонов присутствует в незначительном количестве, намного уступающем K_L и K_F для кислых и средних пород. Содержание цинка в граносиенитах, гранодиоритах и гранитах Ордубад-Гарадагского плутона одинаковы ($10^{-3}\%$), а в Далидагском массиве цинком наиболее обогащены гранодиориты ($3,5 \times 10^{-3}\%$), а затем следует граниты ($3 \times 10^{-3}\%$) и граносиениты ($10^{-3}\%$).

Анализ существующего опубликованного материала показывает, что ведущими элементами Ордубад-Гарадагского плутона являются медь и молибден, а Далидагского – молибден и свинец. Второстепенное значение имеют для адамеллитового интрузива Ордубад-Гарадагского плутона кобальт и вольфрам, а для граносиенитового и гранитового интрузивов – золото и свинец, для Далидагского же интрузива – медь и золото.

Наши работы по изучению гранитоидных формаций юго-западной части Малого Кавказа позволяют прийти к следующим выводам:

1. Гранитоидные формации региона являются металлогенически специализированными на ряд элементов, в том числе на медь, молибден, кобальт, свинец и на ряд редких и благородных металлов.

2. Для гранитоидных формаций устанавливаются следующие формы металлогенической специализации:

а) унаследованная медно-молибденовая специализация (геохимическая форма) для интрузивов Ордубад-Гарадагского сложного плутона, обусловленная дифференциацией глубинной магмы;

б) унаследованная на Cu, Mo, Pb, Co, Zn, Tr, Be, W, Y, Yb, Ga, Ge, V, Li, Ti специализация (петрохимическая форма) для габброидов, гранитоидов, асхистовых и диасхистовых меланократовых и лейкократовых интрузивов всех плутонов гранитоидных формаций, обусловленная явлениями послееассимиляционной дифференциации;

в) локальная специализация (кристаллохимическая форма) отдельных пород плутонов: гранитов, граносиенитов, гранодиоритов, адамеллитов, кварцевых монзонитов, монцодиоритов и др. на Ga, Ge, Se, Te, Be, Zn, Hf, Y, Tr, Rb, Cs, Bi, As, Au, Ag;

г) локальная специализация (мобилизационная форма) гранитоидов Шальва-Лачинского плутона на Au, Ag, Te;

д) локальная специализация (кристаллохимическая форма) Далидагского плутона, выраженная зараженностью краевых и апикальных фаций, а также жильных образований (аплитов, гранодиорит-порфиров и липаритацитов) Mo и редкими металлами, что обусловлено явлениями эманационной дифференциации первично-гранитоидной магмы.

Литература

- АБДУЛЛАЕВ Р.Н., БЕКТАШИ С.А. и др. 1981. Основные черты магматизма и метаморфизма Азербайджана (Объяснительная записка к карте в масштабе 1:500 000). ВСЕГЕИ, Баку.
- АЗИЗБЕКОВ Ш.А. 1961. Геология Нахичеванской АССР. Недра, Москва.
- АХМЕДОВ Д.М. и др. 1981. Основные черты металлогении Азербайджана. (Объяснительная записка к геологической карте). Баку.
- БАБА-ЗАДЕ В.М., БЕКТАШИ С.А., КАЛАНДАРОВ Б.Г., ХАСАЕВ А.И. 1996. Серебросодержащие полиметаллические руды Азербайджанской части Малого Кавказа. Вестник БГУ, серия Науки о Земле.
- БЕКТАШИ С.А., ГАДЖИЕВ Т.Г. 1970. О фазовости Мегри-Ордубадского плутона. Советская геология, Москва, 5.
- КАЛАНДАРОВ Б.Г. 2005. Физико-химические условия формирования месторождений полиметаллических формаций Малого Кавказа. Вестник БГУ, серия естественных наук, 1.
- Минерально-сырьевые ресурсы Азербайджана. 2005. Озан, Баку.
- ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ Г.А. 1977. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. Недра, М.
- ШИХАЛИБЕЙЛИ Э.Ш. 1996. Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоники Азербайджана. Элм, Баку.
- ЩЕГЛОВ А.Д. 1980. Основы металлогенического анализа. Недра, М.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФИЛИЗЧАЙСКОГО ТИПА (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

Н.А.Новрузов

*Институт геологии НАН Азербайджана,
Az 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29 А*

Новрузов Н.А. Минералого-геохимические особенности руд колчеданных месторождений Филлизчайского типа (Большой Кавказ). Колчеданно-полиметаллические месторождения на Южном склоне Большого Кавказа характеризуются разнообразием текстурно-минералогических типов руд, богатым минеральным составом и широким геохимическим спектром. Главной продуктивной стадией рудообразования, принесшей основную массу редких элементов, золота и серебра, других ценных компонентов, является сульфосольно-полиметаллическая стадия. Установленная на Филлизчайском месторождении и относящаяся к повторяющемуся типу скрытая минералого-геохимическая зональность является одним из критериев гидротермально-метасоматического формирования руд.

Novruzov N.A. Mineralogical-geochemical peculiarities of the Filizchai type pyrite ore deposits (the Greater Caucasus). Pyrite-polymetallic deposits of the Greater Caucasus' southern slope are characterized by the variety of texture-mineralogical ore types with high mineral content and a wide geochemical spectrum. The main productive ore formation stage produced a lot of rare elements, gold and silver, other precious components is the sulphosaline polymetallic stage. Determined in Filizchai deposit an oscillatory minero-geochemical zoning is one of the hydrothermal-metasomatic ore formation criteria.

Novruzov N.Ə. Filizçay tipli kolçedan yataqların filizlərinin mineraloji-geokimyəvi xüsusiyyətləri (Böyük Qafqaz). Böyük Qafqazın Cənub yamacındakı kolçedan-polimetal yataqları filizlərin tekstur-mineraloji tiplərinin müxtəlifliyi, zəngin mineraloji tərkibi və geniş geokimyəvi spektri ilə səciyyələnilir. Nadir elementlərin, qızıl və gümüşün, digər qiymətli komponentlərin əsas kütləsini gətirən filizəmələgəlmənin ən məhsuldar mərhələsi olan sulfoduz-polimetal mərhələsidir. Filizçay yatağında müəyyən edilən və təkrarlanan tipə aid olan gizli mineraloji-geokimyəvi zonallıq filizlərin hidrotermal-metasomatik əmələgəlməsinin kriterilərindən biri hesab olunur.

Введение

Гетерогенные колчеданно-полиметаллические и медно-цинково-пиритиновые месторождения Южного склона Большого Кавказа, сосредоточенные в нижнесреднеюрских терригенных отложениях и формировавшиеся в условиях широкой вариации физико-химических параметров процесса минералообразования, характеризуются специфическими минералого-геохимическими особенностями, их рудные залежи имеют пластообразную, линзовидную и жиллообразную форму. Многочисленные исследователи эти месторождения считают стратиформными образованиями. В рассматриваемом регионе к ним относятся месторождения Филлизчай, Катех, Кацдаг, Джихих-Сагатор и многочисленные рудопроявления, месторождение Кизил-Дере на Южном Дагестане. Руды исследуемых колчеданных месторождений, именуемых в геологической литературе как филлизчайский тип, соединяют в себе черты уральского, кипрского, куроко и бесси типов. С первыми двумя ти-

пами их сближает высокое содержание железа и повышенные концентрации некоторых сидерофильных элементов (Co, Ni, Mn) в пирите, с рудами типа куроко – близость соотношений основных компонентов (Zn, Pb, Cu) и содержаний халькофильных примесных компонентов (Sb, As, Bi, Sn) в пирите и в рудах в целом, а также широкое развитие в последних сульфосолей Ag, Pb, Cu и Bi, а с рудами типа бесси – сходство главных минералов и уровней концентраций благородных металлов (Au, Ag) в рудах.

Минеральный состав руд и особенности рудообразования

Филизчайское месторождение – самое крупное колчеданно-полиметаллическое месторождение на Кавказе, пластообразная залежь которого является наиболее сложной в связи с накоплением здесь различных природных типов руд. Тектурно-минералогические типы руд в составе единой залежи занимают закономерное положение: наиболее распространенные слоисто-полосчатые колчеданно-полиметаллические руды (более 70% объема залежи) локализуются преимущественно в висячем боку; массивные колчеданно-полиметаллические и серноколчеданные руды встречаются совместно со слоисто-полосчатыми преимущественно в глубоких горизонтах северо-восточной части месторождения; пятнисто-брекчиевидные колчеданно-полиметаллические руды и медно-пирротиновые руды массивного сложения развиты исключительно на верхних горизонтах восточной части месторождения со стороны подошвы залежи, где как по падению, так и по простиранию сменяются прожилково-вкрапленными рудами.

Строение кровли и подошвы залежи месторождения отличается некоторыми особенностями. Так, кровля рудной залежи на всем своем протяжении более устойчивая. Подошва залежи характеризуется сложным строением при сохранении резких контактов с рудовмещающими породами. С другой стороны, наблюдается приуроченность к подошве большого разнообразия природных типов руд, не отмеченных со стороны кровли. Именно в подрудной толще наблюдается интенсивное гидротермально-метасоматическое изменение пород (карбонатизация, окварцевание, хлоритизация, серицитизация).

Руды Филизчайского месторождения характеризуются богатым минеральным составом. Пирит является господствующим сульфидным минералом. К главным относятся также сфалерит, галенит, халькопирит и пирротин. Второстепенные и редко встречающиеся минералы: марказит, арсенопирит, кобальтин, линнеит, магнетит, теннантит, тетраэдрит, различные сульфосоли меди и свинца, висмутовые минералы, теллуриды золота и серебра. Гипергенные минералы: гидроокислы железа, малахит, азурит, халькозин, ковеллин, тенорит, халькантит, церуссит, англезит, ярозит, госларит, скородит и прочие. Нерудные минералы представлены кварцем, карбонатами, хлоритом, серицитом и др.

Специфичным для колчеданно-полиметаллических руд Катехского месторождения является проявление полисульфидных смесей, представляющих собой теснейшее прораствание мельчайших обособлений галенита, сфа-

лерита, халькопирита и пирита (Розова и др., 1974). В рудах месторождений Кацдаг, Джихих-Сагатор и Кизил-Дере значительно возрастает количество пирротина.

Рудообразование в исследуемых месторождениях происходило в три этапа. На первом этапе отлагались массивные гидротермально-осадочные серноколчеданные руды. Формированию второго этапа гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических руд предшествовало внедрение даек непрерывно-дифференцированной формации. На третьем этапе формировались гидротермально-метаморфогенные медно-пирротиновые руды. Рудоотложение происходило при температурах 150°C для первого этапа (Курбанов и др., 1983). Изучение температур образования руд колчеданных месторождений региона методом гомогенизации газовой-жидких включений привело А.Г.Твалчрелидзе (1987) к следующим результатам: колчеданно-полиметаллические руды имеют температуру в среднем 120°C (месторождение Филизчай) и 145°C (месторождение Кацдаг), медно-пирротиновые – в среднем 300°C . Почти аналогичная температура для формирования медно-пирротиновых руд ($300\text{--}350^{\circ}\text{C}$) установлена нами с помощью пирит-пирротинового геотермометра (Безмен и др., 1975). На основании изотопной термометрии главных рудообразующих сульфидов Н.М.Заири и другими (1980) определены температуры кристаллизации сульфидных руд месторождений Катех, Филизчай и Кацдаг. Установлено, что более поздний медно-пирротиновый этап минералообразования характеризуется повышенной температурой (при средней 440°C на Филизчае и 410°C на Кацдаге) в сравнении с более ранним колчеданно-полиметаллическим этапом (колчеданная стадия – в среднем 310°C и полиметаллическая – в среднем 240°C). Сходные данные имеются и в работах других авторов. Используя данные по содержанию ряда элементов-примесей (Fe, In, Co, Sb, Ga, Tl) в сфалерите и галените, нами рассчитан температурный критерий формирования – условный показатель температуры (Трошин, 1972) колчеданно-полиметаллических руд месторождения Филизчай. Полученный нами показатель температуры $218\text{--}235^{\circ}\text{C}$ вполне согласуется с результатами других авторов.

Работами многочисленных исследователей установлено, что показатели концентраций элементов-примесей и величины отношений их могут служить достоверными индикаторами физико-химических условий среды рудообразования. Общеизвестно, что в силу специфики своих геохимических свойств редкие элементы гораздо чувствительнее к изменению физико-химических условий рудообразования, чем основные компоненты. Поведение элементов-примесей в рудах во многом зависит как от кислотности-щелочности растворов и от температуры среды минералообразования, так и от окислительно-восстановительных условий. Кислотно-щелочные свойства растворов и характер их изменения считается важнейшим физико-химическим фактором геохимической миграции компонентов. В исследуемых месторождениях рудообразование протекало в условиях меняющейся кислотности-щелочности растворов. Колчеданно-полиметаллические руды формировались из более щелочных растворов, нежели медно-пирротиновые руды последующего этапа. Выделение

сульфосолей, в т.ч. сурьмяных разновидностей блеклых руд (тетраэдрита), в продуктивной полиметаллически-редкометальной ассоциации колчеданно-полиметаллического этапа рудообразования на Фелизчайском месторождении свидетельствует о щелочном характере раствора. Накопление кадмия, индия, таллия, висмута в рудах рассматриваемого месторождения произошло в более щелочной обстановке. Окислительно-восстановительные условия также играют определенную роль в процессе концентрации и рассеяния редких элементов. В целом, формирование исследуемых колчеданно-полиметаллических и медно-пирротиновых руд происходило при переменном значении окислительно-восстановительного режима.

Обсуждение результатов геохимических исследований

Общеизвестно, что руды месторождений колчеданного семейства служат важнейшим источником ряда редких и благородных металлов. Исследуемые колчеданные месторождения Южного склона Большого Кавказа характеризуются широким геохимическим спектром. Наряду с общими чертами в распределении основных и сопутствующих компонентов в текстурно-минералогических типах руд и главных сульфидных минералах отмечается также некоторая специфичность для каждого месторождения. Вместе с тем для подавляющего большинства элементов-примесей, несмотря на некоторое различие в минералах-носителях, концентраторами во всех изученных месторождениях являются почти одни и те же сульфидные минералы. Среди редких элементов особо выделяется группа элементов, которых объединяют рассеянный характер распределения и почти полное отсутствие сколь угодно промышленных скоплений с тенденцией накопления в эндогенных рудных месторождениях. В геохимической литературе эти компоненты (Cd, In, Tl, Ga, Ge, Bi, Se, Te, Re) составляют группу халькофильных редких элементов. Во многих странах десятилетиями традиционно осуществляется попутное извлечение перечисленных компонентов из сульфидных руд. Мы более подробно остановимся именно на этих элементах, за исключением рения, являющегося типичным для медно-молибденитовых руд.

Кадмий – постоянная примесь сфалерита (максимально до 5000 г/т) исследуемых руд, концентрация которого увеличивается в процессе минералообразования от марматита к клейофану. В других сульфидах количество его на два порядка меньше. Повышенные содержания индия связаны с сульфидами, имеющими четверную координацию (сфалерит, халькопирит), а для минералов с шестерной координацией (пирит, пирротин, галенит) характерны низкие концентрации элемента. В темноокрашенных разновидностях сфалерита индия почти в два раза больше, чем в светлоокрашенных (95 г/т и 55 г/т соответственно). На наличие двух разновидностей минерала указывает бимодальный характер гистограммы частот распределения индия в сфалеритах из месторождений Фелизчай и Кацдаг. Наши исследования также показали отсутствие в колчеданных месторождениях региона четкой связи между изменением содержания индия в сфалерите от количества железа в нем.

В исследуемых рудах таллий имеет четкую тенденцию накапливаться, с одной стороны, в свинцовых минералах (галените и бурноните), а с другой – в колломорфном пирите. В сульфид свинца таллий входит изоморфно по схеме: $2\text{Pb}^{2+} \leftarrow \text{Tl}^{1+} + \text{Sb}^{3+} (\text{Bi}^{3+})$, а в пирит – сорбцией. Пирит эндогенного происхождения содержит таллия на один порядок больше, чем осадочного. Максимальное количество элемента обнаружено в пробе массивной тонкозернистой пирит-полиметаллической руды из Катехского месторождения – 555 г/т (Новрузов, 2003).

Галлий – нехарактерная примесь исследуемых руд, по уровню содержания которого резко отличаются прожилково-вкрапленные руды (в среднем 19 г/т), что связано с галлиеносностью рудовмещающих песчано-глинистых отложений, вследствие накопления элемента в силикатной составляющей. На Филизчае наибольшее количество элемента (до 40 г/т) обнаружено в светлом сфалерите. Германий установлен в незначительном количестве – максимум до 12 г/т в единичных пробах поздней генерации сфалерита. Интересно отметить, что наивысшие концентрации этих элементов были обнаружены в сфалерите медово-желтого цвета из Цилтыкчайского рудопоявления: галлия – 60 г/т, германия – 51 г/т. Пониженный фон германиеносности рассматриваемых колчеданных месторождений, по-видимому, связан с первичной обедненностью рудообразующих растворов этим элементом. Очевидно, силикатная среда также сыграла немаловажную роль в распределении элемента, некоторая часть которого, имеющаяся в растворе, в силу кристаллохимической близости Ge^{4+} и Si^{4+} рассеивалась во вмещающих отложениях.

Следует отметить, что все элементы плеяды индия устанавливаются в сульфиде цинка обычно преимущественным накоплением в маложелезистых светлоокрашенных разновидностях. По мнению М.А. Кашкая (1954), главным фактором, обуславливающим накопление галлия, а также кадмия, индия и германия в структуре ZnS , является температура и соответствующие ей физико-химические условия.

Селен и теллур относятся к повсеместно встречающимся примесным компонентам руд. Галенит совместно с пиритом и пирротинном являются минералами-концентраторами селена. Определенную роль играет также халькопирит. По селеноносности галенитов в регионе выделяется Катехское колчеданно-полиметаллическое месторождение, где наибольшее содержание элемента доходит до 360 г/т (в среднем – 199 г/т). Немаловажное значение имеет также концентрация теллура в этом минерале (в среднем – 92 г/т), который в отличие от селена, кроме изоморфного вхождения в сульфиды, индивидуализируется в многочисленных собственных минералах. Халькопирит из медно-пирротинной минеральной ассоциации колчеданных месторождений региона, как и на Озерном месторождении на Южном Урале (Муталов, 1977), является единственным ведущим сульфидным минералом, в котором теллур преобладает над селеном. В распределении селена в разновидностях пирита устанавливается приуроченность повышенных концентраций элемента к кри-

сталлической разности минерала. Таким образом, наблюдается зависимость между содержанием селена и кристаллической зрелостью пирита.

Несмотря на значительную долю запасов кадмия на месторождении, величина коэффициента геохимической обогащенности, являющаяся отношением среднего содержания элемента в конкретном типе месторождений к его минеральному кларку (Иванов, 1973), здесь составляет меньше единицы ($K_{Cd}=0,8$). В этом смысле заслуживают внимание коэффициенты индиенности сфалерита ($K_{In}=1,2$) и халькопирита ($K_{In}=1,7$) из вышеназванного месторождения. Индием обогащены также галенит из Филлизчай и Кацдага, особенно халькопирит из Джихих-Сагатора ($K_{In}=2,2$). Коэффициент геохимической обогащенности таллия в галените на месторождении Филлизчай, значительно возрастая, составляет 12,5, а пирита из Катеха – 1,6. Галенит из Катехского колчеданно-полиметаллического месторождения значительно обогащен селеном ($K_{Se}=3,9$) и теллуrom ($K_{Te}=5,0$) (Новрузов, 2003).

Висмут – постоянный спутник исследуемых руд, минералом-концентратором которого является галенит (табл.1). Вследствие наибольшего развития галенита, а также широкого присутствия висмутовых минералов (висмутин, теллуrowисмутит, тетрадимит, эмплектит, клапротолит, бегерит, козалит и др.) в слоисто-полосчатых и массивных колчеданно-полиметаллических рудах Филлизчайского месторождения именно эти текстурно-минералогические типы руд являются наиболее висмутоносными.

Рассматривая особенности распределения редких элементов в рудах и сульфидных минералах колчеданных месторождений региона, необходимо отметить, что данные о низких содержаниях селена и теллура, а также относительно высоких концентрациях галлия и германия в колчеданно-полиметаллических месторождениях, залегающих в терригенных отложениях, а именно на Филлизчайском месторождении, приведенные в работе В.В.Авдонина и Н.Е. Сергеевой (1999), являются недостоверными.

Таблица 1

Средние содержания редких и благородных металлов в главных сульфидных минералах медно-колчеданно-полиметаллических месторождений Южного склона Большого Кавказа (г/т).

Элементы	Пирит	Сфалерит	Галенит	Халькопирит	Пирротин
Cd	26,5	1700	25	18	17
In	3,6	49,5	5	22	2,1
Tl	13,6	7	25	3	1,5
Ga	3	15,5	2,9	2,6	2,1
Ge	1,7	2,4	0,9	1,3	1
Se	27,5	11,6	110	11	43,5
Te	3,9	8	40	20	5
Bi	43,5	30	420	100	43
Au	0,62	0,36	0,03	0,7	0,20
Ag	32	45	645	81,5	14,5

Золото и серебро – типоморфные примеси колчеданных руд региона. Основное количество обоих элементов связано с продуктивным колчеданно-полиметаллическим рудообразованием. Максимальная концентрация золота в отдельных пробах колчеданно-полиметаллических руд составляет 3,6 г/т, серебра – 380 г/т. Минералами-концентраторами золота являются пирит и халькопирит, а серебра – галенит (табл.1). Не исключается роль второстепенных по распространению минералов арсенопирита и тетраэдрита, обычно содержащих наибольшие концентрации соответственно золота и серебра. В рудах этому свидетельствуют значимые корреляционные связи для следующих пар элементов Au – As и Ag – Sb. Немаловажное значение имеет присутствие собственных минералов благородных металлов в исследуемых рудах (петцит, гессит, нагиагит, аргентит, фрейбергит, дискразит, бенжаминит, вольтинскит, самородные золото и серебро). Следует отметить, что величины серебро-золотого отношения увеличиваются в филизчайском типе относительно кипрского, уральского, куроко и бесси типов колчеданных месторождений (Hutchinson, 1973; Eremin, Dergachov, 2000).

В промышленно-технологических типах и сортах руд из Филизчайского месторождения величины отношения среднего содержания серебра к золоту закономерно уменьшаются по ряду: первичные – смешанные – окисленные руды. Уровни концентраций этих элементов, а также относительные количества их ($Au / \Sigma Cu, Zn, Pb$ и $Ag / \Sigma Cu, Zn, Pb$) отчетливо возрастают в этом же направлении. Пределы содержаний золота и серебра в смешанных рудах составляют (в г/т): 0,4 – 3,5 и 26,5 – 162, а в окисленных 1 – 13 и 12 – 770 соответственно. Эти руды на месторождении имеют небольшое развитие, занимая соответственно 2,2% и 0,5% общего объема балансовых руд.

Важное значение имеет также кобальтоносность этих руд. Кобальт присутствует исключительно во всех пробах, охватывающих все типы руд месторождения Филизчай. В слоисто-полосчатых и массивных колчеданно-полиметаллических рудах этот элемент содержится почти в одинаковом количестве, в среднем $2,0 \cdot 10^{-2}$ %. В массивных серноколчеданных рудах количество кобальта увеличивается в два раза ($4,0 \cdot 10^{-2}$ %). В медно-пирротиновых рудах концентрация кобальта несколько меньше, чем в серноколчеданных. Наблюдается закономерное увеличение кобальта от ранних к поздним генерациям гексагонального пирротина. Максимальная концентрация элемента приурочена к пириту III, составляющему основную часть полосчатых и массивных колчеданно-полиметаллических руд. В исследуемых сульфидных минералах обычно концентрация кобальта преобладает над концентрацией никеля. Аналогичное наблюдается и в сплошных рудах, где величины отношений средних содержаний кобальта к никелю варьируют от 1,8 до 3,2. В прожилково-вкрапленных рудах содержания этих элементов почти равны, или же никеля несколько больше, что связано с их геохимическим поведением.

Характер связи между химическими элементами в многокомпонентных рудах Филизчайского месторождения в целом согласуется с установленными этапами минералообразования. Главной продуктивной стадией рудообразования, принесшей основную массу благородных металлов (Au, Ag),

редких и других ценных компонентов руд, является сульфосолюно-полиметаллическая стадия колчеданно-полиметаллического этапа. Связи между компонентами в рудах исследуемого месторождения в целом характеризуются сложностью по форме и различием по тесноте, что обусловлено гетерогенностью формирования залежи комплексных руд Филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения. Следует отметить, что в результате многостадийности процесса рудообразования и наложения одних минеральных ассоциаций на другие связи между компонентами не всегда четко улавливаются. В целом, использование методов корреляционного анализа для количественной оценки зависимостей между химическими элементами в отдельных типах руд рассматриваемого месторождения позволяет установить генетические связи компонентов руд с определенными минеральными ассоциациями. Так, на основании корреляционного анализа можно допустить, что золото и серебро в колчеданно-полиметаллических рудах ассоциируют с группой халькофильных элементов и тесно связаны с сурьмяной и мышьяковой сульфосолюной минерализацией (Новрузов, 2006).

Общие черты химизма различных типов сплошных руд Филизчая наглядно отражаются при сопоставлении расчетных коэффициентов накопления элементов (K_p). Этот коэффициент является частным от деления оценки среднего содержания элемента в интересующем нас типе руд на генеральное среднее, вычисленное для всех типов сплошных колчеданных руд (Юшко-Захарова и др., 1973). Из данных табл.2 следует, что среди главных минеральных типов массивных руд колчеданно-полиметаллические характеризуются наиболее высокой степенью накопления большинства элементов. Серноколчеданные и меднопирротиновые руды отличаются от колчеданно-полиметаллических своей специализацией на медь, селен, теллур, кобальт и никель.

Таблица 2

Средние коэффициенты накопления элементов в различных типах
сплошных руд Филизчая

Типы руд	Cu	Zn	Pb	Cd	In	Tl	Ga	Ge	Se	Te
Колчеданно-полиметаллический	1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	0,8	1
Серноколчеданный	1,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	0,6	0,6	1,6	1,2
Меднопирротиновый	1,3	0,3	0,1	0,5	0,8	0,2	0,6	0,7	3,2	1,3

Продолж.табл.2

Типы руд	Bi	Au	Ag	Co	Ni	Hg	Sb	As	Mn	Sn	Mo
Колчеданно-полиметаллический	1	1,1	1,1	0,9	1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1
Серноколчеданный	0,8	0,4	0,5	1,3	1,3	0,4	0,5	0,4	0,8	0,6	0,7
Меднопирротиновый	0,8	0,4	0,3	1,0	1,2	0,6	0,2	0,3	0,3	-	-

Минералого-геохимическая зональность

Исследованием пространственного распределения в рудных залежах выявлены различные типы минералого-геохимической зональности. На Южном склоне Большого Кавказа по мере перехода с северо-запада на юго-восток отмечаются региональная зональность, выраженная в смене медно-пирротиновых руд колчеданно-полиметаллическими, и соответственно уменьшение в этом же направлении концентрации меди и увеличение количества свинца. Изменение минерального состава руд отражается также в характере распределения концентраций примесных компонентов. Одновременно в каждом конкретном месторождении выявлены минералого-геохимические зональности по простиранию, падению и мощности рудных залежей. Общей закономерностью для колчеданных месторождений региона в целом является уменьшение концентраций цинка, свинца, серебра, висмута, кадмия, галлия, германия, сурьмы, ртути, часто золота, иногда мышьяка и таллия с верхних к нижним горизонтам, меди, кобальта, а также селена и марганца – наоборот. Зональность по восстанию залежи наблюдается также в распределении элементов-примесей в пирите, пирротине, халькопирите и сфалерите. По простиранию залежи Филлизчайского месторождения с западного фланга на восточный в пирите содержание серебра, таллия и германия уменьшается, а индия, золота, селена и теллура увеличивается. Кадмий и висмут больше концентрируются в центральной части залежи. В этом же направлении в сфалерите наблюдаются повышение концентрации индия, понижение – таллия, золота и серебра.

Выявлено, что максимумы средневзвешенных содержаний свинца и цинка во многом сходны и занимают почти всю западную часть залежи Филлизчая, начиная от центрального профиля. Повышенные концентрации меди образуют локальные участки на восточном фланге, а также в центральной части залежи. Области наибольшего обогащения цинком и медью, а также свинцом и медью отчетливо разобщены: максимумы концентрации одного элемента совпадают с минимумами другого. Зональность в распределении содержаний ряда элементов-примесей (Au, Ag, Cd, Tl, Ge, Se, Co) по мощности рудной залежи отчетливо проявляется в главных сульфидных минералах, в особенности пирите и халькопирите (Новрузов, Агаев, 1985). Так, от лежащего бока залежи к висячему увеличивается содержание золота, серебра, кадмия, индия, таллия, германия и висмута в пирите и сфалерите. В последних в лежащем боку больше кобальта, селена и теллура. Сходная картина устанавливается и в халькопирите, за исключением селена.

Для количественного выражения зональности вычислен показатель геохимической зональности на основе соотношений концентрации элементов фронтальных (Zn, Pb, Ag) и тыловых (Cu, Co, Mn) частей залежи. Принимая минимальное значение этого показателя за единицу, мы получили следующие значения коэффициента зональности для колчеданно-полиметаллических руд в отдельных гипсометрических уровнях, начиная от верхнего горизонта (абсолютные отметки 1300-1200 м) до нижнего (400-300 м) по

100-метровым горизонтам глубинности рудной залежи Филизчая: 6,2; 5,4; 5,3; 3; 2,6; 1; 2,2; 5,5; 9,4; 48,4. Закономерное изменение концентрации элементов по падению рудной залежи наиболее ярко проявляется при сравнении показателя зональности, возрастающего от центральной части залежи в направлении к верхним и глубоким горизонтам.

В колчеданно-полиметаллических месторождениях рудные залежи часто характеризуются скрытой минералого-геохимической зональностью, выражающейся в пространственном изменении концентрации элементов-примесей, в частности кобальта и величин Co/Ni отношения, в рудосоставляющих минералах (Еремин, 1977). Эти показатели позволяют оценить условия образования руд. Данная закономерность отчетливо наблюдается в изменении содержаний кобальта в пирите, являющемся главным рудосоставляющим минералом Филизчайского месторождения, от висячего к лежащему боку залежи. Выявленная зональность по мощности относится к повторяющемуся типу, который, согласно Н.И. Еремину (1977), является одним из критериев гидротермально-метасоматического формирования руд.

Установленная минералого-геохимическая зональность в залежи Филизчая, выражающаяся в закономерном пространственном размещении отдельных типов руд и соответственно изменении уровней концентраций и ряда других геохимических показателей рудосоставляющих и примесных компонентов, во многом отражается также в строении геохимической зональности компонентов в рудовмещающих толщах (надрудной и подрудной), с преобладающей ролью ряда ореолообразующих элементов-примесей (Новрузов, 2002). Следовательно, в распределении элементов как в рудной залежи, так и в околорудном пространстве отчетливо проявляются общие закономерности, являющиеся отражением общей геохимической зональности.

Вертикальная геохимическая зональность на Катехском месторождении изучена в горизонтах штолен №1 – абсолютная отметка 900 м, №15 – 856,3 м и №8 – 807,5 м. Наблюдается некоторое накопление цинка и свинца на верхних горизонтах, а меди – на нижнем. Установлено закономерное уменьшение от верхнего к нижнему горизонту залежи концентраций кадмия, серебра и величин серебро-золотого отношения. Обратное выявляется для золота, сурьмы, а также кобальта и германия. Максимальная концентрация таллия и мышьяка приурочена к среднему горизонту, а селена и теллура – к нижнему. На верхнем и нижнем горизонтах залежи содержание висмута сравнительно повышено.

На Кацдагском медно-цинково-пирротиновом месторождении отмечается неконтрастная минералого-геохимическая зональность по простиранию и падению рудных тел. Выявлена также картина пространственного распределения элементов-примесей и рудосоставляющих компонентов в залежи Джихих-Сагаторского месторождения. В интервале гипсометрических уровней 1800-1200 м отмечена определенная закономерность в изменении концентраций элементов по падению залежи. Значение коэффициента зональности закономерно увеличивается от среднего к верхним и нижним горизонтам. На вертикальной продольной проекции залежи распределение

средневзвешенных содержаний элементов-примесей (Ag, Bi, Cd, Se, Co) имеет весьма неравномерный характер.

Причины возникновения зональности в колчеданных месторождениях различны. К основным причинам образования зональности в них относятся сочетания структурных и литологических факторов, прерывистый характер поступления рудоносных растворов и различие в подвижности компонентов, а также изменение физико-химических параметров рудообразующих систем в рамках отдельных стадий минерализации (Читаева и др., 1973; Лапухов, 1975).

Об источниках рудного вещества

Многочисленные исследователи считают, что в колчеданных месторождениях Южного склона Большого Кавказа металлы и сера имеют преимущественно ювенильное происхождение. А.Г.Твалчрелидзе (1987) высказывает мнение о преобладании ювенильных и ассимиляционных источников вещества почти во всех типах колчеданных месторождений.

В процессе проведенных нами исследований была сделана попытка выяснения вопроса об источнике рудного вещества, используя данные о золотоносности и сереброносности руд. Распределение средних содержаний благородных металлов, рассчитанных на условный 100%-ный сульфид и нормированных по углисту хондриту С 1, согласно существующей методике (Надретт, 1984), позволило установить некоторые закономерности. Так, в сульфидных рудах Филизчайского, Катехского и Кацдагского колчеданно-полиметаллических месторождений абсолютные содержания золота на один порядок, а серебра и величины Ag/Au на два-три порядка и более превышают соответствующие значения их в метеоритном стандарте. Выявленные особенности являются косвенным отражением связи золото-серебряной минерализации исследуемых руд с ассимиляционным коровым источником, что аналогично рудноалтайским колчеданно-полиметаллическим месторождениям (Лапухов, Иванов, 1993).

З а к л ю ч е н и е

Колчеданные месторождения Южного склона Большого Кавказа, приуроченные к ниже-среднеюрским песчано-глинистым отложениям, являются полигенно-полихронными образованиями, сформированными при последовательном протекании гидротермально-осадочных, гидротермально-мета-соматических и гидротермально-метаморфогенных процессов рудообразования.

Сравнительный анализ геохимических особенностей руд гидротермально-метасоматических месторождений позволяет установить некоторые специфические особенности распределения элементов-примесей. Гидротермально-осадочные руды колчеданно-полиметаллических месторождений по общему низкому уровню содержаний и довольно ограниченному набору элементов-примесей обычно очень четко отличаются от близких им по минеральному составу гидротермально-метасоматических образований. В целом,

содержание ряда элементов-примесей и величины их индикаторных отношений (Se/Te, Ag/Au и др.) являются важными геохимическими показателями условий образования сульфидных минералов. Установленные нами параметры распределения редких и благородных металлов в различных текстурно-минералогических типах руд и главных сульфидных минералах колчеданных месторождений региона, являясь дополнительными показателями для выяснения физико-химических условий минералообразования, относятся к типоморфным признакам исследуемых стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений гидротермально-метасоматического типа.

В заключение следует отметить, что заметно высокие концентрации подавляющего большинства элементов-примесей в Филизчае по сравнению с другими месторождениями региона связываются прежде всего со слоисто-полосчатыми и массивными колчеданно-полиметаллическими типами руд, имеющими господствующую роль в составе залежи, в которых довольно широко развиты продукты сульфосольно-полиметаллической минеральной ассоциации. Колчеданно-полиметаллические руды с повышенной ролью сульфосолей свинца и меди обычно являются наиболее благоприятными для развития сопутствующей редкометальной минерализации. Приуроченность максимальных концентраций редких и благородных металлов, а также Co, Sn, As, Sb, Hg и др. к наиболее важным в промышленном отношении колчеданно-полиметаллическим рудам значительно повышает комплексную ценность последних.

ЛИТЕРАТУРА

- АВДОНИН В.В., СЕРГЕЕВА Н.Е. 1999. Редкие металлы в эволюционных рядах колчеданно-полиметаллических месторождений. Вестник МГУ, сер.4. Геология, 4, 40-48.
- БЕЗМЕН Н.И., ТИХОМИРОВА В.И., КОСОГОВА В.П. 1975. Пирит-пирротинный геотермометр: распределение никеля и кобальта. Геохимия, 5, 700-714.
- ЕРЕМИН Н.И. 1977. Скрытая минералого-геохимическая зональность колчеданных рудных тел. Геология рудных месторождений, 6, 39-55.
- ЗАИРИ Н.М., ШАДЛУН Т.Н., ГЛУХОВ А.П. 1980. Определение температур кристаллизации главных рудообразующих парагенезисов некоторых типов сульфидных месторождений по данным изотопного состава серы. В кн.: Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. Наука, Москва, 64-79.
- ИВАНОВ В.В. 1973. О применении оценок средних содержаний элементов-примесей в геологии. В кн.: Средние содержания элементов-примесей в минералах. Недра, Москва, 183-190.
- КАШКАЙ М.А. 1954. К геохимии колчеданного оруденения Эльбрусского рудного поля на Северном Кавказе. Труды Института геологии, 15, 40-56.
- КУРБАНОВ Н.К., БУАДЗЕ В.И., ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ А.Г. и др. 1983. Металлогеническая провинция Большого Кавказа. Зона юрских сланцев Большого Кавказа. В кн.: Колчеданные месторождения СССР. Наука, Москва, 38-58.
- ЛАПУХОВ А.С. 1975. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Наука Сиб. отд., Новосибирск, 264 с.

- ЛАПУХОВ А.С., ИВАНОВ Н.Б. 1993. Благороднометалльные геохимические ассоциации колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа. Геология и геофизика, 34, 4, 92-100.
- МУТАЛОВ М.Г. 1977. О распределении селена и теллура в рудообразующих сульфидных некоторых месторождений Узельгинского рудного поля. Геохимия, 5, 748-756.
- НАЛДРЕТТ А.ДЖ. 1984. Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав и генезис. В кн.: Генезис рудных месторождений, т.2. Мир, Москва, 253-343.
- НОВРУЗОВ Н.А. 2002. Элементы-примеси как индикаторы на поиски скрытых залежей колчеданных руд в нижне-среднеюрских песчано-глинистых отложениях (Большой Кавказ) Вестник БГУ, сер.естест.н., 2, 112-121.
- НОВРУЗОВ Н.А. 2003. Редкие и рассеянные металлы. В кн.: Геология Азербайджана, т.6. Полезные ископаемые. Nafta-Press, Баку, 332-340.
- НОВРУЗОВ Н.А. 2006. О взаимосвязи содержаний золота, серебра и других компонентов руд Филлизчайского месторождения. Известия НАНА. Науки о Земле, 2, 20-25.
- НОВРУЗОВ Н.А., АГАЕВ С.А. 1985. Минералого-геохимическая зональность руд и первичных геохимических ореолов Филлизчайского месторождения (Восточный Кавказ). В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Наука, Москва, 27-34.
- РОЗОВА Е.В., КАДЫМОВ О.Д., АЛЫШЕВА Э.И. и др. 1974. Тонкодисперсные сульфидные смеси в рудах Катехского колчеданно-полиметаллического месторождения. Труды ЦНИГРИ, вып.112, 29-38.
- ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ А.Г. 1987. Геохимические условия образования колчеданных месторождений. Недра, Москва, 188 с.
- ТРОШИН Ю.П. 1972. Приближенные методы сравнительной оценки физико-химических условий образования гидротермальных сфалеритов и галенитов по распределению в них элементов-примесей. В кн.: Применение методов физической химии в петрологии и геохимии. Наука, Москва, 155-175.
- ЧИТАЕВА Н.А., ДАНГ ЧУНГ ТУАН, КАРПОВ А.Д. 1973. Первичная зональность в распределении элементов на Приорском медноколчеданном месторождении. Геохимия, 1, 91-104.
- ЮШКО-ЗАХАРОВА О.Е., ВОРОБЬЕВА М.С., ИВАНОВ В.В. и др. 1973. Элементы-примеси медно-никелевого оруденения Талнахской интрузии. Геохимия, 4, 516-528.
- EREMIN N.I., DERGACHOV A.L. 2000. Massiv sulfide deposits as a significant source of precious metals. The 31-th Intern. Geol. Congr., Geol.suv.Braz., Rio de Janeiro, 3726.
- HUTCHINSON R.W. 1973. Vulkanogenic sulfid deposits and their metallogenic significance. Econ.geol., 68, 8, 1223 – 1246.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДАМБЛУДСКОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

И.П.Ратман, М.С.Квиникадзе, Р.Г. Кофман, И.О.Сирбиладзе

Кавказский институт минерального сырья,

0162, Тбилиси, ул.Палиашвили, 85

Ратман И.П., Квиникадзе М.С., Кофман Р.Г., Сирбиладзе И.О. Геолого-генетическая модель Дамблудского золото-полиметаллического месторождения. В статье рассматривается геолого-генетическая модель Дамблудского золото-полиметаллического месторождения. По данным авторов, в пределах месторождения выделяются два уровня метасоматитов: нижний, сложенный пропилитами актинолит-эпидотовой и эпидот хлоритовой фаций, и верхний – хлорит-карбонатной. Показаны этапы, зональность и связь оруденения с определенными метасоматитами. Высказано мнение о перспективности этого месторождения на глубину.

Ratman I.P., Kvinikadze M.S., Kofman R.G., Sirbiladze I.O. Geological-genetic model of Dambludian gold-polymetallic deposit. According to the authors data the two following levels metasomatites are distinguished within the deposit: Lower composed by propilites of actinolite-epidotic and epidote-chloritic facies, and upper one-chlorite-carbonaceous. The stages, zoning and connection of mineralization with specific metasomatites are given in the paper. An opinion at deposit outlooks to the depth is stated.

Ratman İ.P., Kvinikadze M.S., Kofman R.Q., Sirbiladze İ.O. Damblud qızıl-poli-metal yatağının geoloji-genetik modeli. Məqələdə Damblud qızıl-poli-metal yatağının geoloji-genetik modeli nəzərdən keçirilir. Müəlliflərin məlumatına əsasən, yataq sahəsində metasomatitlər özlərini iki səviyyədə göstərir: aşağı-propilit aktinolit-epidot və epidot xlorit, yuxarı isə xlorit-karbonat fasiyalarından ibarətdir. Zonallığın mərhələləri və filizləşmənin müəyyən metasomatitlərlə əlaqəsi verilir. Bu yatağın dərinlik perspektivliliyi haqda mülahizə yürüdüür.

Дамблудское золото-полиметаллическое месторождение размещено в крайней северо-западной части Сомхито-Гарабагской зоны. Последняя, включая разновозрастные вулканогенные месторождения цветных металлов, приурочена к южной периферии Закавказского срединного массива. Северо-западная периферия Сомхито-Гарабагской металлогенической зоны характеризуется уменьшенной мощностью земной коры (44-45 км) по сравнению с ее восточным сегментом за счет редукции гранитного слоя (0-13 км) (Никольский, Сироткина, Милай, 1970).

В раннеальпийское время раздробленная южная окраина Закавказского срединного массива развивалась по типу островной дуги. Предполагается, что под последней функционировала палеозона Беньофа-Заварицкого. Аргументацией служат геофизические данные о большой мощности коры Севано-Акеринской шовной зоны, "ультрабазитовый меланж", вулканизм палеоостровной дуги с элементами латеральной зональности продуктов эффузивного и интрузивного магматизма.

Офиолиты Северной Анатолии и Малого Кавказа маркируют положение Палеотетиса. К северу от офиолитов в мезозое размещалась Понтийско-Закавказская островная дуга, к югу от шва – структуры типа микроконтинент-островная дуга. Коллизия континентальных блоков произошла в конце мезозоя – начале кайнозоя.

В ранней юре накапливались терригенные и отчасти вулканогенные осадки, в средней и поздней – вулканиты базальт-андезит-риолитовой и базальт-андезитовой формаций. На рубеже поздней юры и раннего мела произошло складкообразование и внедрение гранитоидных комплексов. В неокоме завершилось формирование зрелой островной дуги. В позднем мелу и эоцене в приграничных прогибах и вдоль поперечных структур накапливались продукты базальт-андезитового вулканизма и флишпоиды, а на западе зоны формировались андезитовые и риодацитовые комплексы.

Через западную часть Сомхито-Гарабагской зоны протягивается близмеридиональная структура, выделенная под названием Транскавказского поднятия (Милановский, Короновский, 1973) и включающая Храмское, Локское, Алавердское поднятия.

Локское поднятие, расположенное кулисообразно относительно Алавердского, отделено от последнего Лалварским прогибом, выполненным палеогеновыми отложениями.

В периферических частях массива проявлены магматические комплексы (вулканогенные и плутонические) юрско-нижнемелового, верхнемелового и палеогенового возрастов (соответственно развиты неокомские (?)), верхнемеловые и палеогеновые медно-полиметаллические, полиметаллические и баритовые месторождения и проявления. Структурным контролем для месторождений служат близмеридиональная и субширотная системы нарушений, ограничивающих Локский блок, а также составные элементы поперечной межрегиональной структуры глубокого заложения.

С началом субдукционного этапа связаны медно-полиметаллические и барит-полиметаллические вулканогенные месторождения, размещенные в субмаринных андезитоидных вулканитах, а с концом этого этапа – медно-порфировые, связанные с тоналит-гранодиоритом. С коллизионным этапом связана смена андезитоидного вулканизма и формирование приповерхностных месторождений меди, барита, полиметаллов и золота. Месторождения локализованы в приповерхностных зонах палеосистем, представленных в вертикальном разрезе гранодиорит-порфирами, субвулканическими телами риодацитов.

Промышленные скопления руд приурочены к палеовулканическим структурам, где имеются выдержанные горизонты пирокластов под экстрезивными куполами и развиты магмо-рудовыводящие нарушения северо-восточного простирания.

Меднопорфировое оруденение проявлено на северной периферии блока среди раннеюрских отложений и в центральной части – в метаморфитах докембрия. Магматические системы представлены штоками и дайками кварцевых диоритовых порфиритов и гранодиоритов, являющихся комагматами андезитоидов. На рис.1 приведен макет тектоно-фациальной модели Дамблудского рудного узла.

Разрез проведен в меридиональном направлении через среднюю часть северного обрамления Локского массива. В центральной части разреза обнажен кристаллический субстрат, представленный метаморфизованными палеозойскими отложениями и прорывающим его герцинским гранитным

комплексом. Периферические части Локского блока перекрыты трансгрессивными осадочными и карбонатно-вулканогенными толщами нижней и средней юры, верхнего мела и палеогена.

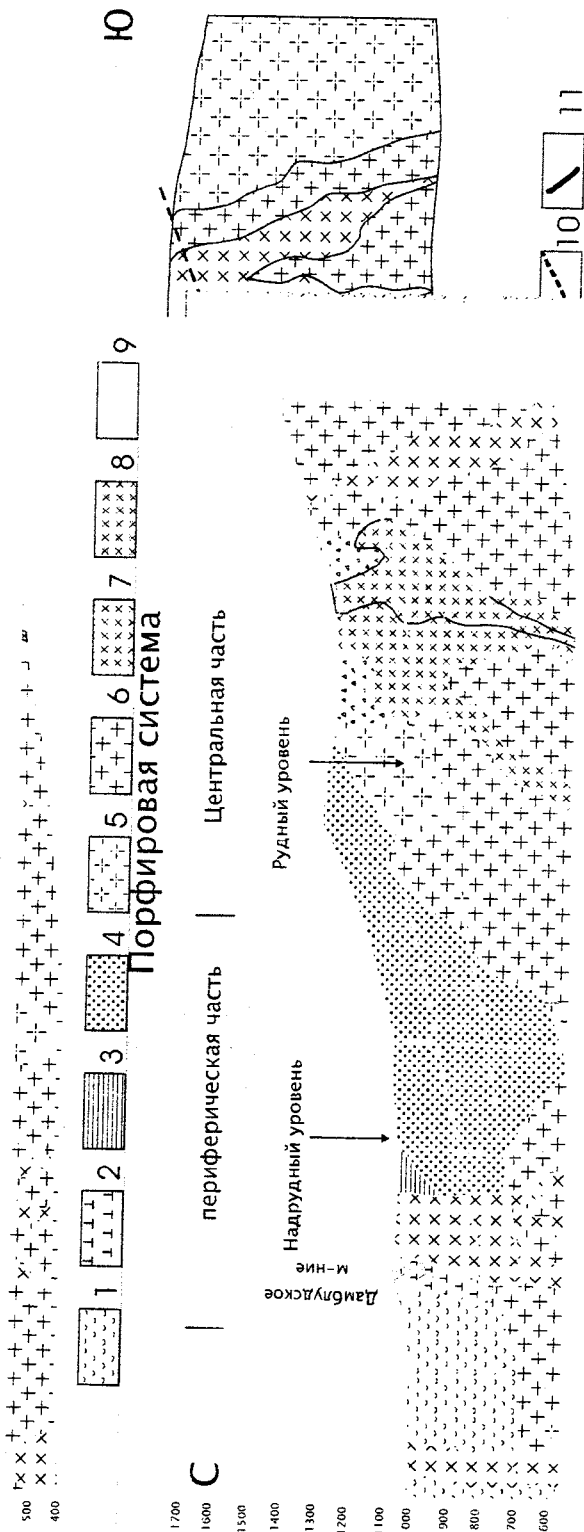


Рис. 1. Макет тектоно-фацциальной модели Дамбулдского рудного узла.
 1 - терригенно-карбонатно-вулканогенный комплекс позднего мела; 2 - субвулканические тела дацитов батского (?) возраста; 3 - слюдяные сланцы и песчаники синемюр-аалена; 4 - базальные конгломераты и песчаники геттанга; 5 - герцинский гранитный комплекс; 6 - тоналитовый комплекс поздней юры - неокома. Порфировая система тоналитового комплекса: 7 - кварцевые диоритовые порфириты и тоналит-порфиры, 8 - гранодиорит-порфиры. Тектонические нарушения: 9 - видимые, 10 - предполагаемые, 11 - рудные тела.

Непосредственно на кристаллическом субстрате лежат базальные конгломераты и песчаники геттанга, перекрытые слюдистыми сланцами и песчаниками синемюр-аалена. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения средней юры (байос-бат) развиты преимущественно на восточной периферии поднятия. В средней части северного обрамления они проявлены лишь субвулканическими телами дацитов батского возраста. Ряд исследователей относит их к меловым образованиям. Весь этот комплекс пород перекрыт терригенно-карбонатно-вулканогенным комплексом позднего мела, а на западе и вулканитами палеогена. Секущий комплекс, исходя из петрографических и петрохимических особенностей, по данным С.А.Кекелия (Кекелия, Ратман, Твалчрелидзе, 1987), отнесен к тоналит-гранодиорит-плагиогранитной формации. Возраст комплекса трактуется одними исследователями как позднеюрско-неокомский, а другими – как позднемеловой. В пользу первого представления свидетельствует сходство состава и петрохимических характеристик с тоналитовым комплексом соседнего Алавердского района. Предполагается, что разрозненные выходы пород, представленных кварцевыми диоритами, тоналитами, редко гранодиоритами, представляют собой “окна” крупного массива, развитого на глубинах до 0.5-1 км от поверхности.

Тоналитовый комплекс сопровождается системой порфировых штоков и даек диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов, тоналит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Они характеризуются небольшими размерами, в десятые доли квадратных километров, извилистыми очертаниями, секущими, а иногда и пассивными контактами с породами главной интрузивной фазы.

Район средней части северного обрамления Локского массива, где расположено Дамблудское золото-полиметаллическое месторождение, представляет собой периферическую часть порфировой системы и в вертикальном разрезе отнесен к надрудному уровню.

Основным элементом предполагаемой порфировой рудно-магматической системы является субстрат фанеритовых интрузивов. Главная интрузивная фаза продуктивной плутоногенной формации – порфировая система, брекчиевые тела (надстраивающие порфировые интрузии по вертикали), трещинные зоны штокверкового типа в интрузивно-надинтрузивных зонах и метасоматиты, располагающиеся конформно относительно порфировых тел.

Природа и источник продуктивной плутоногенной формации зависят от палеотектонической позиции соответствующей вулcano-плутонической ассоциации.

Юрские вулканические ассоциации пород, развитые в восточной части Дамблудского рудного узла, по своим петрохимическим характеристикам относятся к известково-щелочным ассоциациям тихоокеанского типа пород, характерным для островных дуг. Базальтоиды – низкощелочные, магниевые, высоконатриевые, низкоглиноземистые и низкотитановые. Кислая группа пород является низкоглиноземистой, низкощелочной, высоко- и умерен-

нонатриевой и железистой. В целом для северо-западной части Сомхито-Гарабагской зоны исследователи отмечают явно выраженную сопряженность между базальтоидами и риолитоидами юрских ассоциаций по низкой щелочности, высокой натровости и низкой глиноземистости.

Что касается позднеюрского-раннемелового комплекса, гранитоиды здесь резко преобладают над габброидами и принадлежат натровой серии (кроме поздних дифференциатов). Позднемеловые вулканы объединены в две формации – андезитовую и рио-дацитовую. Они являются нормально щелочными и глиноземистыми, по своим характеристикам близки к раннеорогенным ассоциациям. Отношение щелочей в кремнекислых членах указывает на континентальный тип проявления вулканизма. Тела гранодиоритовых, диоритовых и кварцевых диоритовых порфиритов по составу близки к первоначальной магме, в процессе дифференциации которой возник весь спектр пород продуктивных комплексов Болнисского района.

Исходя из петрохимических характеристик, неокомский и верхнемеловой продуктивные комплексы являются производными остаточных очагов, образующихся из расплава, генерирующегося в зоне Беньофа-Заварицкого вблизи континентальной окраины, за счет частичного плавления поддвигаемой плиты.

Различие петрохимических характеристик неокомских (натриевая серия) и верхнемеловых (кали-натровая серия) плутонов, как и соответствующих вулcano-плутонических ассоциаций в целом, определяется различной ролью в их становлении базальтовой и гранитной магм.

Внедрение порфировых тел – продуктов кристаллизации дополнительных порций гранодиорит-тоналитового расплава рассматривается как отдельная фаза, завершающая формирование пород тоналитового комплекса.

Формирование брекчиевых воронок, трубок и даек, надстраивающих порфировые штоки, связано с явлениями дефлюидации расплавов. Вместе с порфирами эти брекчии слагают единую эксплозивную структуру, которая в моделях рудогенеза рассматривается в качестве важного фактора, определяющего масштабы и характер оруденения. Последующие поступления порфировой магмы оформляются выше по разрезу в серии пространственно сближенных дайковых тел. Трещинные зоны штокверкового типа в интрузивно-надинтрузивных зонах образуются за счет усадки магматических тел при их кристаллизации и при прорывах флюидных масс. Для формирующихся в этих зонах рудно-метасоматических зональных колонок концентратами служат порфировые тела.

Рудная минерализация представлена закономерным сочетанием нескольких типов руд: молибденитового (слабо проявленного), сопровождающегося калиевыми метасоматитами (фельдшпатолитами и фельзитами), пирит-халькопиритового, сопровождающегося фельзитами, и полисульфидного с фельзитами и пропилитами. Первые два типа слагают штокверковидные тела, конформные штоку; полисульфидные руды локализованы на флангах и верхах предполагаемой порфировой системы, а иногда и в виде линейных зон наложены на внутренние части системы. Дамблудское месторождение и

окружающие его проявления – Джандарчайское, Камышлинское и другие могут быть рассмотрены как выражение надстраивающих друг друга по вертикали от рудного до надрудного уровней частей единой рудно-магматической системы.

Типы оруденения могут рассматриваться в рамках единой модели, соответствующей схеме последовательного отложения рудных минералов, разработанной Г.Р.Колониным (Колонин, 1983) для редкометальных сульфидных месторождений.

Формирование порфировой системы начинается со становления порфирового штока. Внедрение штоков произошло на субвулканическом уровне. Энергия, выделившаяся при отделении флюида от насыщенного с водой расплава при его кристаллизации, вызвала интенсивное трещинообразование в надинтрузивной зоне и взрывную деятельность, приведшую к образованию эксплозивных брекчий.

Дальнейшее функционирование системы рассматривается по типу конвекционной ячейки (Кривцов, Мигачев, Попов, 1986). Интрузивному телу отводится, в первую очередь, роль источника энергии. Предполагается, что рудообразующие растворы формируются из сочетания магматогенных вод с метеорными. На ранних стадиях процесса, очевидно, преобладают магматогенные воды, на поздних – метеорные. Активизированные метеорные воды, вовлеченные в циркуляцию в тепловом поле интрузива, приводят к средне-низкотемпературному преобразованию окружающих толщ (процессы пропилитизации и филлизитизации) и выносу рудного вещества из них с дальнейшей его мобилизацией и перекристаллизацией.

Масштабы развития гидротермально-измененных пород и соответственно количество мобилизованного рудного вещества коррелируются с масштабами развития пород главной интрузивной фазы и порфировой системы. В то же время ранний период функционирования гидротермальной системы – период подпитки поступающими из глубины магматическими флюидами из отступающей вниз краевой части штока приводит к формированию концентрической зональности (зоны фельдшпатизации, грейзенизации) в результате высокотемпературного прогрессивно-регрессивного метасоматического процесса.

Гидротермальные метасоматиты развивались в порфировых телах и в раме. Развиваются два типа образований: это зональные метасоматиты, для которых концентрирами служат порфиры и линейные тела, сопровождающие жилы. Размещение гидротермально измененных пород контролируется размещением порфировых штоков и разрывной тектоники. В экзоконтакте порфирового штока конформно ему размещены породы типа фельдшпатолитов кварц-альбит-биотитового состава. Последние с удалением от штока сменяются пропилитами эпидот-хлоритовой фации. В зоне сопряжения разноориентированных разломов проявлены кварц-серицит-эпидотовые метасоматиты. С удалением от зоны эти метасоматиты сменяются аргиллизитами внешней фации с гидрослюдой, каолинитом и полевыми шпатами. В зоне развития аргиллизитов есть локальные выходы вторичных кварцитов с ассоциацией высокоглиноземистых минералов.

Анализ этих данных и материалов по другим проявлениям (Камьшло, Джандар-Чай) позволил создать макет модели рудно-метасоматической зональности Дамблудской порфировой системы (рис. 2). Здесь выделяются два уровня развития площадных “секущих” метасоматитов — нижний, сложенный пропилитами актинолит-эпидотовой и эпидот-хлоритовой фаций, и верхний — хлорит-карбонатный. В осевой части порфировой системы в низах рудного уровня развиты фельдшпатолиты. При этом снизу вверх предполагается смена ортоклазовых фельдшпатолитов ортоклаз-альбитовыми и альбитовыми.

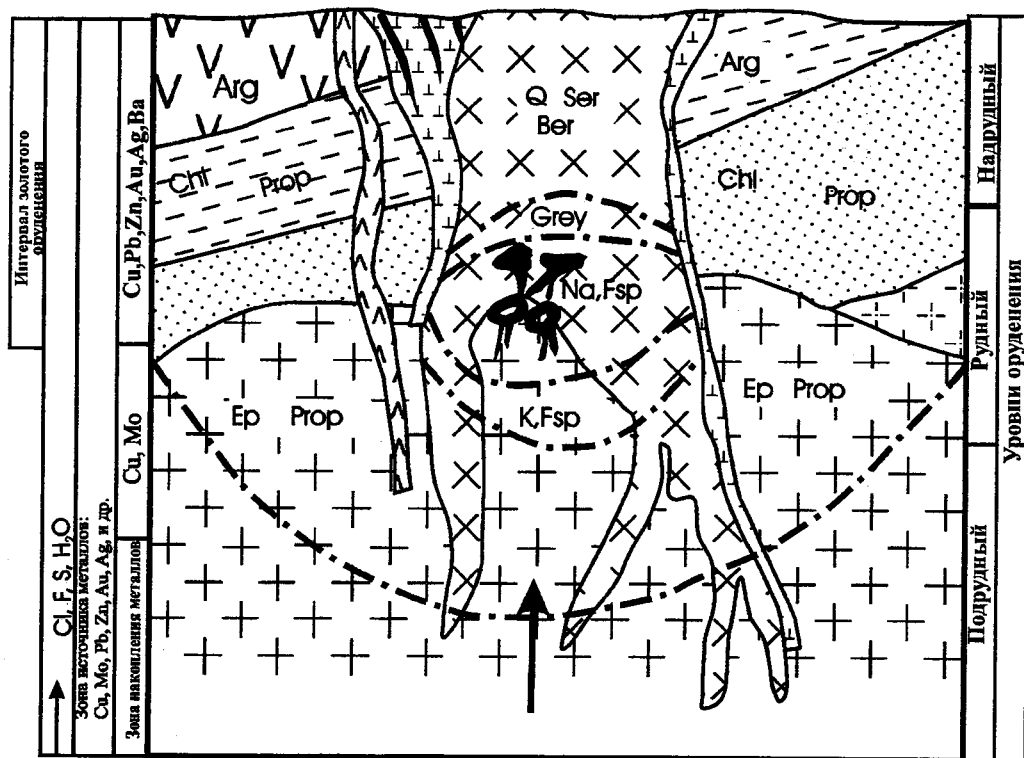


Рис. 2. Макет модели рудно-метасоматической зональности Дамблудской порфировой системы.

Площадные метасоматиты представлены пропилитами двух фаций — эпидотовой и хлоритовой, в осевой части — фельдшпатолитами, околорудные — метасоматитами и вторичными кварцитами. В приповерхностных зонах (зонах растекания) и на флангах развиты аргиллизиты.

Фельдшпатолиты в осевой части колонки сменяются грейзенами — мусковитом и турмалином, являющимися предрудными образованиями. На последние выше по разрезу наложены кварц-серицитовые метасоматиты и березиты. На флангах, в приповерхностной зоне эти образования сменяются аргиллизитами. Анализ данных позволил провести корреляцию типов руд и метасоматитов (табл.1).

Таблица 1

Рудно-метасоматическая колонка Дамблудского рудного поля

Площадные метасоматиты				
Кварц-полевошпатово-биотитовые	Пропилиты			
	Эпидот-хлоритовой фации			Хлорит-карбонатной фации
↓				
Предшествующие собственно околорудные				
Формации и фации	Грейзены: → 1. Кварцевая 2. Кварц-турмалиновая 3. Кварц-мусковитовая (с хлоритом)	Кварц-серицитовая → 1. Монокварцевая 2. Кварц-серицитовая 3. Кварц-серицит-хлоритовая	Березитовая → 1. Кварц-серицит-карбонат-пиритовая	Аргиллизитовая 1. Кварц-гидрослюда-каолинитовая
Рудные ассоциации	1. Кварц-пиритовая 2. Кварц-молибденитовая	1. Кварц-пиритовая 2. Кварц-халькопирит-сфалерит-галенитовая	Кварц-карбонат-сфалерит-галенитовая (с золотом, серебром и теллуридами)	Барит-карбонат-кварцевая (с гематитом, пиритом и марказитом)
Месторожд. и проявлен.	Камышло	Джандарчай Дамблудка	Джандарчай Дамблудка	Дамблудка

Грейзены, развитые на проявлении Камышло, сопровождают прожилково-вкрапленную минерализацию штокверкового типа, зоны и жилы кварц-пиритового и кварц-молибденового составов. Кварцевая, кварц-серицитовая (с хлоритом и без него) фации сменяют друг друга в перечисленном порядке с удалением от жил кварц-халькопирит-сфалерит-галенитового состава. Березиты и аргиллизиты сопровождают соответственно кварц-карбонат-сфалерит-галенитовую и барит-карбонат-кварцевую минерализации.

Рудная минерализация в Дамблудском узле представлена закономерным сочетанием нескольких типов руд: молибденитовым, пирит-халькопиритовым и полисульфидным. Для первых двух типов характерны штокверковидные тела. Полисульфидные руды контролируются разрывной тектоникой и локализованы на флангах или в верхах системы, как это имеет место на Дамблудке. Особенности тектоники на Дамблудском месторождении определяются наличием близширотных межформационных разломов на границах разновозрастных толщ (лейаса и байоса, байоса и сеномана) и сопряжением их с близмеридиональными и северо-восточными разрывами. Узлы сочленения этих структур определяют локализацию рудных жил на месторождении, сосредоточенных на площади в 1,5 км², вытянутой в широтном направлении на 3 км при средней ширине в 500 м.

Рудные тела представлены кварц-полиметаллическими и кварц-баритовыми жилами, а также минерализованными зонами. Последние развиты в экзоконтакте субвулканического тела риодацита и содержат, кроме прожилково-вкрапленного полиметаллического оруденения, убогую вкрапленность молибдена. Общее количество выявленных жил – 55, из коих 9 наиболее крупных.

Жилы приурочены к сколовым трещинам северо-восточного и широтного простираний, реже к близмеридиональным трещинам разрыва, с преобладанием крутопадающих. Отдельные жилы характеризуются невыдержан-

ными элементами залегания (чередование участков с широтным и северо-восточным простиранием). Иногда изгибание по простиранию сопровождается увеличением мощности и интенсивности оруденения, что приводит к образованию рудных столбов. Мощность жил колеблется от нескольких см до 2-3 м, средняя – 0,5 м, по простиранию они прослеживаются до 850 м; средняя прослеженная длина по падению – 250 м, при этом нижний предел распространения жил не установлен. На рисунке 3 приведен поперечный разрез кварц-полиметаллических жил № 17, 18, 19, 52 и окварцованной зоны с полиметаллическим оруденением, из которого видно, что жилы секут отложения лейаса, байоса и тела кварцевых диоритовых порфиров. Строеие жил крайне неоднородное.

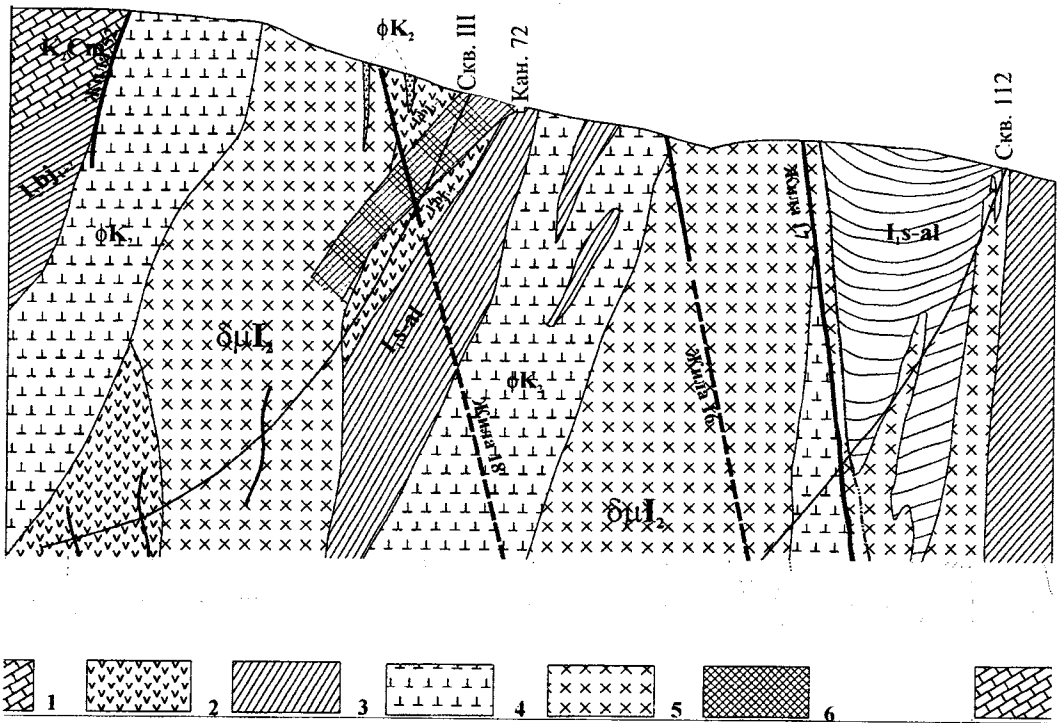


Рис. 3. Поперечный разрез через кварц-полиметаллические жилы № 17, 18, 19, 52
 1 – карбонатные отложения сеномана; 2 – байосские вулканиты андезито-дацитового состава; 3 – кварц-слоистые сланцы лейаса; 4- субвулканические тела рио-дацитов позднего мела; 5 – кварцевые диоритовые порфиры предположительно неокомского возраста. 6 – рудная зона

Текстуры руд – прожилково-вкрапленные, полосчатые, массивные, атакситовые, брекчиевые. По вещественному составу различаются кварцевые жилы с убогой сульфидной вкрапленностью, кварц-сульфидные и кварц-карбонат-баритовые. Кварц-сульфидные жилы в свою очередь делятся на кварц-галенит-сфалеритовые и на те же с халькопиритом и пиритом. Именно к последним приурочена редкометальная золото-серебро-висмут-теллуровая минерализация.

Последовательный ряд рудных ассоциаций Т.А.Твалчрелидзе и Т.В.Иваницкого следующий: наиболее ранней является кварц-пиритовая (в экзоконтакте риодацитового штока – кварц-пирит-молибденитовая). На нее, судя по структурным взаимоотношениям минералов, наложены кварц-пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая, затем кварц-карбонат-галенит-сфалеритовая с редкометальной минерализацией. Последняя представлена самородным золотом, аргентитом, теллуридами и сульфовисмутитами (Твалчрелидзе, 1959). Редкометальная минерализация слагает и самостоятельную ассоциацию. Наиболее поздней на месторождении является кварц-карбонат-баритовая ассоциация, практически не содержащая сульфидов.

Исходя из вышеизложенного материала, можно заключить следующее:

– по своему строению, минеральным ассоциациям и характеру окolorудно-измененных пород площадь месторождения представляет собой фланг надрудного уровня порфировой системы;

– осевая зона системы предполагается к югу от месторождения, где наблюдается концентрация порфирировых штоков, эксплозивная брекчия, проявленная в контактах их, а также зоны интенсивного гидротермального преобразования. На площади месторождения выходы порфирировых тел воспринимаются как ответвления от основной системы. Вокруг них концентрируются зональные метасоматические колонки. На последние накладываются линейные зоны метасоматитов, характерные для флангов надрудного уровня;

– существенно свинцово-цинковый состав рудных ассоциаций при незначительной роли меди и наличие редкометальной минерализации приводят к выводу, что в современном эрозионном срезе и в разведанном интервале глубин мы имеем дело с уровнем, наиболее благоприятным для локализации золотого оруденения. Второй золотоносный уровень, приуроченный к медно-молибденовой ассоциации, обычно проявлен в порфирировых системах немасштабно, предполагается на глубинах 0.5-1 км от поверхности;

– по имеющимся данным золотое оруденение проявляет связь как с кварцевыми жилами, содержащими убогую вкрапленность сульфидов, так и концентрируется в тех частях кварц-полиметаллических жил, где проявлен полный ряд рудных ассоциаций;

– ресурсы рудной системы разведанным интервалом глубин не исчерпываются. Для всех основных рудных жил характерна тенденция роста модели с глубиной. Что касается золотого оруденения, то оно достаточно равномерно проявлено во всем разведанном интервале, в отличие от серебра, свинца и цинка, для которых пики содержаний приходятся на определенные глубины.

ЛИТЕРАТУРА

- КЕКЕЛИЯ С.А., РАТМАН И.П., ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ А.Г. 1987. Методические рекомендации по поискам и локальному прогнозированию молибден-медно-порфировых месторождений Кавказа (во вторично-геосинклинальных зонах). Сабчота Сакартвело, Тбилиси, 62с.
- КОЛОНИН Г.Р. 1983. Характер эволюции кислотности-щелочности и режимы серы в рудообразующем флюиде по экспериментальным и расчетным данным. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов. Наука, Новосибирск, 57-70.
- КРИВЦОВ А.И., МИГАЧЕВ И.Ф., ПОПОВ В.С. 1986. Медно-порфировые месторождения мира. Недра, М., 326 с.
- МИЛАНОВСКИЙ Е.Е, КОРОНОВСКИЙ Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. Недра, М.
- НИКОЛЬСКИЙ Ю.И., СИРОТКИНА Т.И., МИЛАЙ Т.А. 1970. Некоторые черты тектоники и история геологического развития территории Армении по данным геофизики. Методы разведочной геофизики, вып.12, М.
- ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ Т.А. 1959. Золото-висмут-теллуровая ассоциация месторождений Дамблудка и Зод. Юб. Сборник КИМС, Госгеолтехиздат.

О РАДИОЛОГИЧЕСКОМ ВОЗРАСТЕ ЧИЧЕКЛИДАГСКОГО ЩЕЛОЧНОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА ГЕЙЧА-ГАРАБАГСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

И.А.Абдуллаев, О.Д.Багирбекова, Р.С.Джафарова, Р.А.Самедова

Институт геологии НАН Азербайджана,

Az 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

Абдуллаев И.А., Багирбекова О.Д., Джафарова Р.С., Самедова Р.А. О радиологическом возрасте Чичеклидагского щелочного интрузивного массива Гейча-Гарабагской офиолитовой зоны Малого Кавказа. В Сарыбабинском синклинии Гейча-Гарабагской офиолитовой зоны терригенные отложения альба и сеномана прорываются мелкими позднеэоценовыми интрузиями, представленными кислыми и средними породами нормального ряда. Установлено, что Чичеклидагская интрузия этой же зоны отличается от них и по составу, и по возрасту. По нашему мнению, она представляет собой интрузивный аналог щелочных верхнемеловых вулканитов смежного Гочасского грабен-синклиория.

Abdullayev I.A., Bagirbekova O.D., Jafarova R.S., Samedova R.A. On the radiological age of the Chichekli dag alkaline intrusive massif of the Minor Caucasian Geycha-Garabakh ophiolitic zone. The terrigenous Albian and Cenomanian deposits of the Geycha-Garabakh ophiolitic zone within the Sarybaba synclinorium are broken by Minor late Eocene intrusions of acid and average normal series rocks. It was determined that the Chichekli dag intrusion at the same zone is differed from the above as by composition as an age. To our opinion, it is intrusive analogue of the alkaline Upper Cretaceous volcanites of adjacent Gochass graben-synclinorium.

Abdullayev İ.A., Bağırbəyova O.C., Cəfərova R.S., Səmədova R.Ə. Kiçik Qafqazın Göyçə-Qarabağ ofiolit zonasının Çiçəklidag qələvi intruziv massivinin radioloji yaşı haqqında. Göyçə-Qarabağ ofiolit zonasının Sarıbaba sinklinoriyasında alb və senomanın terrigen çöküntüləri normal sıranın turş və orta süxurları ilə təmsil olunan xırda gec eosen intruziyaları ilə yarırlılar. Müəyyən edilmişdir ki, bu zonanın Çiçəklidag intruziyası onlardan həm tərkibinə və həm də yaşına görə fərqlənir. Bizim fikrimizcə, bu intruziya qonşu Qoças qraaben-sinklinoriyasının qələvi gec təbaşir vulkanitlərinin intruziv analoqudur.

В Сарыбабинском синклинии Гейча-Гарабагской офиолитовой зоны Малого Кавказа терригенные отложения альба и сеномана прорываются многочисленными мелкими позднеэоценовыми интрузиями, представленными главным образом кислыми и средними породами нормального ряда (гранодиориты, кварцевые диориты, диориты и др.), которые отмечены во многих публикациях (Кашкай и др., 1967; Шихалибейли, 1966).

Исследуемый интрузивный массив, названный нами Чичеклидагским, обнажается на юго-западном склоне Гарабагского хребта в области водораздела рек Хачинчай и Нагдальчай. Трещинная по форме интрузия прорывает эффузивно-радиоляритовые толщи. Его удлиненное тело, вытянутое с СВ на ЮВ на 4 км при ширине в 0,3-0,6 км, синтетектонично с вмещающими породами с общим наклоном на СВ в сторону Гарабагского разлома под углом в 70-75°. Клиновидно суживающееся юго-восточное окончание интрузии срезается сходящимися субвертикальными сбросами, по которым она на СВ приведена в контакт с крутонаклонными песчаниками сеномана, а на ЮЗ – серпентинизированными перидотитами. На всем протяжении интрузия образует скалистую гряду однородных по-

род, иссеченную ортогональной системой трещиноватости без заметных признаков термальных изменений на контактах, выделяясь плотной массой пород, нередко с отрывистыми поверхностями контактов на фоне сильно измененных вмещающих пород. В ее северо-западной части среди интрузивных пород обнажается скальный выступ из офиолитовой серии с характерным марганцево-красным налетом пород, состоящих из обломков окремненных аргиллитов, тонкозернистых известняков и эффузивных пород с глыбой мраморизованного известняка типа экзотических утесов, широко распространенных в породах офиолитовой серии (Хаин и др., 1949). Данная интрузия визуально имеет облик эффузивной породы с розовато-серой, местами зеленовато-серой окраской с неравномерно распределенными розоватыми призматическими вкрапленниками полевых шпатов. Под микроскопом структура породы полнокристаллически-порфировая с микрогипидиоморфнозернистой основной массой. Порфиновые выделения ортоклаза, микроклина и более редкого олигоклаза составляют 20-40%, местами образуя гломеропорфиновые скопления. Основная масса состоит из мелких призм рибекита, калишпата и ортоклаза с небольшим количеством ксеноморфных выделений кварца с единичными зернами пумпеллита, магнетита. По структурным особенностям данный интрузив – типичный гипабиссальный массив с фенокристаллами более глубинных уровней кристаллизации, а по минеральной ассоциации в сочетании с химическими компонентами по анализам трех образцов (табл.1) породы Чичеклидагской интрузии представлены рибекитовым щелочным сиенит-порфиром, являющимся разновидностью из семейства щелочных сиенитов (Железняк и др., 1976).

Таблица 1

Химический состав щелочных сиенитов
Чичеклидагского интрузивного массива*

Компоненты	313/84	313А/84	313Б/84
SiO ₂	66.25	65.00	68.20
TiO ₂	0.48	0.48	0.35
Al ₂ O ₃	12.55	12.50	11.80
Fe ₂ O ₃	5.48	6.39	4.14
FeO	2.65	2.53	2.35
MnO	0.21	0.12	0.10
MgO	0.42	1.67	0.60
CaO	1.54	0.97	1.24
Na ₂ O	5.14	5.46	4.26
K ₂ O	4.40	4.26	4.80
P ₂ O ₅	0.02	0.06	0.08
H ₂ O	0.29	0.95	0.72
ппп	0.35	0.65	0.57
$\Sigma \Sigma$	99.37	100.11	99.21

* Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Управления геологии СМ Азерб.ССР

Порода относится к калиево-натриевой серии, соответствуя высокоглиноземистым разностям с коэффициентами агпаитности, близкими к единице.

Чичеклидагская интрузия прорывает альб-сеноманские терригенные отложения, на основании чего устанавливается ее нижний возрастной предел. В то же время терригенные отложения прорываются позднеэоценовыми интрузиями, представленными кислыми и средними породами нормального ряда.

Поэтому для установления возраста щелочного Чичеклидагского интрузивного массива необходимо было применение метода абсолютного датирования. Высокое содержание калия и отсутствие влияния вторичных процессов позволили определить абсолютный возраст Чичеклидагской интрузии К-Аг методом. С этой целью прозрачные шлифы образцов, отобранных из более свежей, не подвергшейся изменению части массива, были просмотрены под микроскопом проф. Р.Н.Абдуллаевым и Р.А.Самедовой и установлена их пригодность для К-Аг геохронометрии. Радиологические анализы дали близкие значения возраста с допустимой погрешностью (табл.2)

Таблица 2

**Результаты радиогеохронологических исследований
Чичеклидагской интрузии**

№№ пп	№№ проб	К, %	$Ar^{40}_{рад} \cdot 10^{-9}$ г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}} \cdot 10^{-3}$	Возраст, млн. лет	Средний возраст, млн.лет
1	313/84	2.60	15.07	4.973	83,6	83
2	313А/84	2.30	12.96	4.835	81	
3	313Б/84	2.81	16.40	5.002	84	

При вычислении возраста использованы константы: $\lambda_K = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$;
 $\lambda_R = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $K^{40} = 0.01167\%$

Учитывая специфику К-Аг метода, Чичеклидагская интрузия с абсолютным возрастом в 83 млн.лет нами датируется как предверхнесенонская по Международной стратиграфической шкале 1996 года.

Прослеживается отчетливая временная связь Чичеклидагской щелочной интрузии с проявлениями верхнесенонского вулканизма на ЮВ окончании Сарыбабинской структуры (Аллыджалинская мульда), пространственно разобщенных более чем на 50 км. В Аллыджалинской мульде, в области левых истоков р.Альчай, опять же в полосе, прилегающей к Гарабагскому разлому, резко дислоцированные радиоляриты офиолитовой серии несогласно перекрываются терригенно-карбонатной толщей верхнего сенона, содержащей потоки лав и субвулканических инъекций базальтового состава и прослой пирокластов, на которые впервые указано в работах С.Д.Соколова (Соколов, 1974) и Т.Аб.Гасанова (Гасанов, 1977). Согласно этим исследователям вспышки вулканизма не прекращались в течение времени позднесе-

нонского осадконакопления и основная масса изверженного материала сконцентрирована в кровле нижней существенно терригенной части разреза, отнесенной Т.Аб.Гасановым по найденным окаменелостям к верхнему сандону. Петрохимический анализ алычайских вулканитов и смежных с ними на ЮЗ Гочасского грабен-синклинория (Григорьев, Соколов, 1978) эффузивных пород из верхнесенонской карбонатно-вулканогенной толщи показал принадлежность этих базальтоидных пород к щелочной серии с повышенной общей щелочностью.

Выводы

1. Щелочная интрузия, проявленная среди пород офиолитовой серии Гейча-Гарабагской зоны, тем более в форме самостоятельного тела, не имеет аналогов в Азербайджане.

2. Позднесенонский вулканизм с базальтоидными эффузивами щелочной серии (Гочасская зона) дополняется Чичеклидагской предверхнесенонской щелочной интрузией (Гейча-Гарабагская зона).

ЛИТЕРАТУРА

- ГАСАНОВ Т.АБ. 1977. Офиолиты Малого Кавказа. М., 240.
- ГРИГОРЬЕВ В.Н., СОКОЛОВ С.Д. 1978. Позднесенонский вулканизм Гочасского синклинория (Малый Кавказ). Изв.АН СССР, сер.геол., 10, 43-53.
- ЖЕЛЕЗНЯК В.Е, ПОРТНАЯ Е.Л., СОКОЛОВ. 1976. О возрасте вулканогенно-карбонатной толщи Гочасского антиклинория (Малый Кавказ). ДАН СССР, т.250, 2, 402-405.
- КАШКАЙ М.А. и др. 1967. Петрология и металлогения магматических пород бассейна реки Тутхун. Изд. АН Азерб.ССР, Баку, 208.
- МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ. Т. I, ч.2. М., 371-768.
- СОКОЛОВ С.Д. 1974. Олистростромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М., 94.
- ХАИН В.Е. и др. 1949. Экзотические утесы типа осадочных клиппенов на Малом Кавказе. ДАН СССР, т.17, 2, 349-351.
- ШИХАЛИБЕЙЛИ Э.Ш. 1966. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. 2. Изд. АН Азерб. ССР, 223-246.

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД АЗЕРБАЙДЖАНА В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

А.Б.Алекперов*, А.Г.Керимов**

*Институт геологии НАН Азербайджана**

Az1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

Министерство экологии и природных ресурсов

*Азербайджанской Республики***

Az1073, Баку, ул. Б.Агаева, 100А

Алекперов А.Б., Керимов А.Г. Проблемы минеральных вод Азербайджана в начале XXI века. В статье приводятся сведения по 30 месторождениям минеральных вод, эксплуатационные запасы которых утверждены Государственной Комиссией по запасам, выделяются 110 естественных выходов минеральных вод, отвечающих требованиям, предъявляемым к лечебно-столовым и лечебным водам. Освещается современное состояние исследования минеральных вод, указываются перспективные месторождения. Основными проблемами минеральных вод являются приостановление их гидрогеологических исследований, бесконтрольное использование, загрязнение и истощение запасов, поставка на рынок продукции сомнительного качества под названием известных минеральных вод, что наносит ущерб их репутации, ограничивает перспективу развития внутреннего и внешнего рынка.

Alekperov A.B., Kerimov A.G. The mineral waters problems in Azerbaijan at the beginning of the XXI century. The paper adduced the information of 30 mineral water deposits which recoverable reserves are confirmed by the State Reserves Commission; 110 natural water discharges are distinguished and all of them meet the requirements of the medical-drinking and medical waters. The paper includes the republican potential mineral water deposits and their current investigation state. The main problems of mineral waters are their incontrolled utilization, hydrogeological investigation came to a standstill, pollution and depletion of reserves, delivery to the market products of doubtful quality under the popular mineral water names what causes harm to their reputation limiting home and foreign market outlook.

Ələkbərov A.B., Kərimov A.H. Azərbaycanın mineral sularının XXI əsrin başlanğıcındakı problemləri. Məqələdə istismar ehtiyatları Dövlət Ehtiyatlar Komissiyasında təsdiq edilmiş 30 mineral su yatağı haqqında məlumat verilir, müalicəvi-içməli və müalicəvi sulara qoyulan tələbatə cavab verən 110 təbii mineral su çıxışı ayrılır. Mineral suların tədqiqinin müasir vəziyyəti şərh olunur, perspektiv yataqlar göstərilir. Mineral sularla əlaqədar əsas problemlər onların hidrogeoloji tədqiqinin dayandırılmasından, nəzarətsiz istifadəsindən, ehtiyatlarının çirklənməsi və tükənməsindən, məşhur mineral suların adı altında bazara keyfiyyəti şübhəli olan məhsulun çıxarılması ilə onların nüfuzuna xələl gətirilməsi, daxili və xarici satış bazarı perspektivinin məhdudlaşmasından ibarətdir.

Территория Азербайджана богата подземными минеральными водами. Первые сведения о них встречаются в изданных в конце XIX – начале XX столетия работах. Но систематическое изучение минеральных вод Азербайджана начато с 50-х годов XX столетия М.Кашкаем и А.Аскеровым (Кашкай, 1952; Аскеров, 1954). Впоследствии исследование минеральных вод стало приоритетным направлением гидрогеологических разведочных работ. До 1991-го года Экспедицией Азгеокаптажминвод и Государственным Комитетом по геологии и минеральным ресурсам выполнена разведка и оценены эксплуатационные запасы по 16 месторождениям лечебно-столовых и по 14 месторождениям ле-

чебных минеральных вод, которые утверждены бывшей Государственной Комиссией по запасам при Совете Министров СССР (табл. 1).

Таблица 1

Месторождения лечебно-столовых и лечебных минеральных вод

№ № Пп	Расположение месторождения	Название источников минеральных вод	Эксплуатационные запасы, тыс.м ³ /сут	Бальнеологическая группа
1	2	3	4	5
1	Гахский район	Илису	0,28	H ₂ S
2	Шамахинский район	Чаган	0,25	H ₂ S
		Чухурюрд	0,14	H ₂ S
3	Бабекский район	Сираб	1,85	CO ₂
		(4 месторождения) Вайхыр (2 месторождения)	0,44	CO ₂
4	Шахбузский район	Бадамлы (2 месторождения)	1,1	CO ₂
5	Джюльфинский район	Даррыдаг	4,5	CO ₂
6	Шушинский район	Ширлан,	0,34	CO ₂
		Туршсу	0,07	CO ₂
7	Лачынский район	Минкенд,	4,3	CO ₂
8	Кяльбаджарский район	Юхары Истису	0,82	CO ₂
		Ашагы Истису	0,64	CO ₂ , Rn
		Тутхун,	0,60	CO ₂
		Мозчай,	0,15	CO ₂
		Готурлу,	0,07	CO ₂
		Кештек,	0,11	CO ₂
	Гарасу	0,70	CO ₂	
9	Девечинский район	Гала-алты	0,01	Органические вещества
10	Лянкяранский район	Мешасу	0,55	H ₂ S
		Ибадису	1,00	H ₂ S
11	Абшерон	Сураханы	0,51	H ₂ S, J, Br
		Мардакян	0,70	J, Br
		Бильгя	0,28	J, Br
		Пиршаги	0,03	J, Br
		Бузовна	0,29	J, Br

В 1983-1986 гг. Гидрогеологической Экспедицией Государственного Комитета по геологии и минеральным ресурсам обследованы зафиксированные за последние 100-120 лет более чем 1000 естественных выходов минеральных вод на их соответствие требованиям ГОСТ 13273-88 «Воды минеральные лечебные и лечебно-столовые». Результаты обследования и анализ предыдущих исследований позволили выделить 110 естественных выходов

минеральных вод, отвечающих требованиям, предъявляемым к лечебно-столовым и лечебным водам (табл. 2) и определить перспективные площади для постановки разведочных работ.

Таблица 2

Естественные выходы минеральных вод

Местоположение источника	Название источника	Величина минерализации, г/л	Температура воды, °С	Дебит источника, л/с	Бальнеологически активные компоненты
1	2	3	4	5	6
Гахский район	Огланбулаг	0,95	41,5	2,2	H ₂ S H ₂ BO ₃ Br
	Гызбулаг	0,98	38,5	1,5	H ₂ BO ₃ Br
	Мехбулаг	1,11	30,5	0,4	H ₂ BO ₃ Br H ₂ S J
	Гурмухбулаг	1,20	26,5	0,04	H ₂ BO ₃ Br
Огузский	Халхал	1,05	25	1,2	H ₂ S H ₂ BO ₃
	Агшор	0,76	9,5	0,37	H ₂ S H ₂ BO ₃ J Br
	Бугусшор	1,12	13,5	0,06	H ₂ S H ₂ SiO ₃
Габалинский	Гамерван	1,15	34,0	1,1	H ₂ S H ₂ SiO ₃
	Бум	0,74	17,0	0,03	H ₂ S H ₂ SiO ₃
Исмаиллинский	Хафтасияб	1,97	11,0	0,01	H ₂ S H ₂ SiO ₃
	Лагич	0,49	12,0	0,01	H ₂ S H ₂ SiO ₃
	Намазгях	0,54	14,0	0,01	H ₂ S
	Юхары Дияллы	1,36	12,0	0,01	H ₂ S
	Гююм	16,0	14,0	0,02	H ₂ S J Br
Шамахинский	Чаган -1	0,82	25,1	0,05	H ₂ S
	Чаган -2	0,63	28,8	0,02	H ₂ S H ₂ SiO ₃
	Чухурюрд-1	0,27	15,0	0,11	H ₂ S
	Чухурюрд-2	0,55	13,0	0,16	H ₂ S
	Галейбургд	1,10	14,0	0,01	H ₂ S
	Кечмеддин	0,56	13,0	0,30	H ₂ S
	Гызмейдан	0,93	11,5	0,04	H ₂ S
	Джабаны	1,84	16,0	0,04	H ₂ S

Губинский	Хыналыг	0,68	10,0	0,06	H ₂ S
	Рюк	2,62	12,0	0,02	H ₂ S
	Эрфи	1,12	10,0	0,10	H ₂ S
	Джими-1	1,02	41,0	0,43	H ₂ S
	Джими-2	0,84	32,5	0,03	H ₂ S
	Джими-3	1,10	12,0	0,02	H ₂ S
	Гонагкенд	4,28	12,0	0,05	H ₂ S
	Хаши	1,60	40,0	1,50	H ₂ S
Халтан	1,74	48,0	1,90	H ₂ S	
Хызынский	Алты-агач	5,74	10,0	0,01	H ₂ S
Девечинский	Зейве	6,62	15,0	0,02	H ₂ S
	Зейве	2,82	20,0	0,01	H ₂ S
	Шабранчай	1,06	13,0	0,01	H ₂ S
	Дюз-билиджи	2,81	13,0	0,01	H ₂ S
	Угах	1,48	15,0	0,1	H ₂ S
	Гюлех-1	0,87	17,0	0,2	H ₂ S H ₂ SiO ₃
	Гюлех-2	1,07	14,0	0,1	H ₂ S H ₂ SiO ₃
	Гала-алты	0,50	12,0	0,2	H ₂ S Органические вещества
Гадабейский	Килсели	1,5	8,0	0,12	CO ₂
	Кичик				
	Гарамурад	1,0	12,0	0,2	CO ₂
	Чалдаш	0,60	10,0	0,04	CO ₂
	Хар-хар	1,40	10,0	0,01	CO ₂
	Славянка	1,10	10,0	0,14	CO ₂
	Сёюдлю	1,03	8,0	0,02	CO ₂
Дашкесанский	Юхары				
	Дашкесан	2,51	11,0	0,05	CO ₂
	Ашагы				
Дашкесан	2,58	11,6	0,06	CO ₂	
Алаханчаллы	2,80	12,0	1,2	CO ₂	
г.Мингячевир	Мингячевир	35,00	28,0	0,4	J Br
Кяльбаджарский	Боядлы-1	6,35	11,5	0,02	CO ₂
	Боядлы-2	4,25	13,0	0,04	CO ₂
	Шаплар	2,50	9,0	0,2	CO ₂
	Ашагы				
	Истису	4,30	39,5	0,3	CO ₂
	Багырсаг	5,6	18,0	0,02	CO ₂
	Готурлу	2,02	17,5	1,4	CO ₂
	Тутгун	2,80	16,0	0,3	CO ₂
	Гарасу	2,71	20,0	0,05	CO ₂
Черекдар	2,54	11,0	0,02	CO ₂	
Лачинский	Зоркешиш	3,7	13,0	0,04	CO ₂
	Шамкенд	0,9	11,0	0,04	CO ₂
	Дамгалы	0,89	13,4	0,08	CO ₂
	Туршсу-Минкенд-1	0,63	23,0	2,5	CO ₂
	Туршсу-Минкенд-2	0,97	12,8	0,02	CO ₂
	Истису	0,61	19,0	0,02	CO ₂

	Батдаглы-Шам	0,99	13,5	0,12	CO ₂
	Ахмедли-1	1,1	20,5	0,02	CO ₂
	Ахмедли-2	0,45	11,0	1,0	CO ₂
	Ахмедли-3	0,55	12,0	0,8	CO ₂
	Ахмедли-4	1,30	16,0	0,9	CO ₂
	Нуралдин	3,61	18,0	1,6	CO ₂
	Тыхын-1	2,70	15,0	0,05	CO ₂
	Тыхын-2	2,60	14,0	0,02	CO ₂
Г.Шуша	Туршсу	1,05	15,0	0,01	CO ₂
Гадрутский	Туг	1,39	13,0	0,6	CO ₂
	Доми-1	1,25	15,0	0,03	CO ₂
	Доми-2	1,32	15,0	0,02	CO ₂
Нахчыванская Автономная Республика	Седерек	4,09	18,0	7,5	CO ₂
	Бадамлы-1	2,14	16,2	0,06	CO ₂
	Бадамлы-2	2,01	16,0	0,06	CO ₂
	Бадамлы-3	0,5	18,0	7,56	CO ₂
	Вайхыр	5,54	17,9	0,2	CO ₂
	Шорсу-дере	3,97	16,5	0,2	CO ₂
	Кебле Азиз	4,13	18,5	0,08	CO ₂
	Дерешам	1,54	21,0	1,28	CO ₂
	Чуга	3,89	19,0	0,05	CO ₂
	Газанчы	3,31	18,0	0,2	CO ₂
	Нагаджир	5,42	26,3	0,04	CO ₂
	Гёмюр	3,29	18,0	0,5	CO ₂
	Тайваз	7,42	12,5	0,03	CO ₂
	Арафса	3,85	15,7	0,02	CO ₂
		Ашагы Лекетах	1,56	12,6	0,42
	Тиви	0,42	0,42	1,35	CO ₂
Сальянский район	Шыр-шыр	55,72	26,0	0,5	H ₂ S J Br
Ярдымлин- ский	Гйилер	1,23	16,0	0,14	H ₂ S
	Овра	7,32	13,2	0,20	H ₂ S
	Вергедюз	2,28	17,2	0,1	H ₂ S
Лерикский	Бюлюдюль	0,37	13,0	1,80	CO ₂
Масаллинский	Донузуген	19,56	65,0	25,0	H ₂ S
	Гарама	18,53	55,0	2,5	H ₂ S
	Истису	12,36	48,0	10,0	H ₂ S
	Мишарсу	19,11	40,0	1,2	H ₂ S
	Готурсу	18,45	64,0	45,0	H ₂ S
Лянкяранский	Миянук	40,74	33,0	2,0	H ₂ S
	Ибад-су	3,66	44,0	11,0	H ₂ S
	Гавзавуа	3,71	39,0	4,0	H ₂ S
	Меша-су	3,47	41,0	12,0	H ₂ S
Астаринский	Тахтанегя- ран	0,41	26,5	0,17	H ₂ S
	Аг-кёрпу	0,24	26,0	0,3	H ₂ S
	Алаша	6,79	49,0	3,0	H ₂ S

В пределах горной зоны Большого Кавказа и Малого Кавказа источники минеральных вод приурочены к линиям тектонических разломов.

На юго-западном склоне Большого Кавказа источники минеральных вод расположены в Гахском (Илису, Огланбулаг, Гызбулаг, Мехбулаг, Кур-

мухбулаг – с минерализацией 0,9-1,2г/л, дебитами 0,4-2,2л/с), Огузском (Халхал, Агшор, Бугусшор – с минерализацией 0,7-1,1г/л, дебитами 0,06-1,2л/с), Габалинском (Гамерван, Бум – с минерализацией 0,03-1,1г/л, дебитами 0,4-2,2л/с), Исмаиллинском (Лагич, Бедов, Дийаллы, Намазгах и др. – с минерализацией 0,5-1,6г/л, дебитами 0,01-0,02л/с), Шамахинском (Чаган, Чухурюрд, Галейбугурд, Джабаны, Кечмеддин и др. – с минерализацией 0,3-1,8г/л, дебитами 0,02-0,3л/с) районах. Ряд источников характеризуются повышенной температурой. В этом отношении следует отметить источники Илису с температурой воды 40⁰С и Курмух с температурой 30,5⁰С в Гахском районе, Бумские источники с температурой 39,4⁰С в Габалинском районе, Халхалские источники с температурой 32⁰С в Огузском районе, Чаганские источники с температурой воды 32⁰С в Шамахинском районе. Воды этих источников – в основном слабоминерализованные с величиной минерализации 0,3-1,7г/л, по химическому составу – гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциево-магниевые, ощущается запах сероводорода.

Отличительной особенностью минеральных вод Азербайджанской части Большого Кавказа является то, что здесь в отличие от других частей этого горного сооружения не встречаются углекислые воды и практически все воды сероводородные. Ряд источников содержит йод, бром, бор, силикаты.

подавляющее большинство минеральных вод Азербайджана сосредоточено на *Малом Кавказе*. В Кяльбаджарском районе известны источники Истису, Боядлы, Багырсах, Готурлу, Тутхун и др. (минерализация 2,0-6,3г/л, дебиты 0,02-1,4л/с), в Лачинском районе – Минкенд, Дамгалы, Шамкенд, Туршсу, Ахмедли и др. (минерализация 0,4-3,7 г/л, дебиты 0,02-2,5л/с), в Гядабейском районе – Чалдаш, Хар-хар, Славянка, Союдлу и др. (минерализация 0,6-1,5г/л, дебиты 0,01-0,2л/с), в Дашкесанском районе – Алаханчаллы, Дашкесан (минерализация 2,5-2,8г/л, дебиты 0,05-2,8л/с), в городе Шуша – Туршсу (минерализация 1,05г/л, дебиты 0,01л/с), в Гадрутском районе – Туг, Доми (минерализация 1,2-1,4г/л, дебиты 0,02-0,6л/с). В этом отношении особое место занимает горная зона Нахчывана. Здесь проявляются известные Бадамлы, Сираб, Вайхыр, Нагаджир, Тиви и др. источники, с весьма широким диапазоном изменения минерализации от 0,5 до 7,4г/л и дебитов от 0,02 до 7,6л/с. Эти воды в основном углекислые.

По термальным свойствам Кяльбаджарская группа источников (Нижний Истису и Верхний Истису, Багырсах, и др.) имеет температуру 28-74⁰С, воды по химическому составу гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, содержат радон, стронций, титан, бром и др. микроэлементы. Минкенд-Ахмедлинская группа источников углекислых вод характеризуется более низкой температурой (22-29,5⁰С), химический состав подземных вод гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Нахчыванская группа характеризуется слабо-термальными подземными водами. Температура источников Вайхыр, Нагаджир, Джульфа – 22-26⁰С, из скважин, пробуренных на месторождении Даррыдаг, получена вода с температурой 41-52⁰С, с хлоридным натриевым химическим составом. Вайхырская и Нагаджирская воды имеют гидрокарбонатный натриевый химический состав.

Непосредственно на *Куринской низменности* сероводородные, йодо-бромные минеральные воды обнаружены в скважинах, пробуренных на нефть-газ и на термальные воды, в меловых, палеоценовых, эоценовых, сарматском, акчагыльском и абшеронском водоносных комплексах, а также в отложениях продуктивной толщи.

По наиболее крупным выходам и перспективным площадям сероводородных, йодо-бромных, кремнистых минеральных вод в Исмаиллинском, Лерикском, Агдамском, Бардинском, Тертерском, Хачмазском, Девичинском районах и на Абшеронском полуострове до 1996 г. были выполнены разведочные работы и предварительно оценены эксплуатационные запасы.

К сожалению, после этого периода изучение минеральных вод Азербайджана приостановлено. Наряду с финансовыми проблемами, причиной этого является также и ограниченность технических возможностей.

Анализ состояния степени разведанности месторождений показывает, что изучены, оценены и утверждены эксплуатационные запасы в основном по крупным естественным выходам минеральных вод, представляющих лечебную ценность. Хотя и по этим месторождениям исследования сопровождалась необходимыми буровыми работами, только лишь йодо-бромные воды Абшерона оценены не по естественным выходам, а по результатам бурения и опробования разведочных скважин. Из перспективных крупных естественных выходов минеральных вод не разведаны эксплуатационные запасы по источнику Бюлюдюль в Лерикском районе и по источнику Алаханчаллы в Дашкесанском районе. Это связано в основном с тем, что эти месторождения расположены в труднопроходимых горных условиях, рельеф территории сильно расчлененный, доставка необходимого разведочного оборудования связана с большими сложностями. По таким месторождениям целесообразно организация как минимум годичного цикла наблюдений за дебитом, химическим составом и температурой источника, что позволит оценить эксплуатационные запасы.

Перспективные месторождения порово-пластовых минеральных вод, богатых специфическими компонентами, залегают на предгорных и межгорных равнинах республики, на глубинах от 150-200 до 600-1000 м. Если имеющийся парк гидрогеологических буровых агрегатов позволяет выполнить относительно качественную разведку месторождений, залегающих на глубинах до 300-400 м, то с задачами по глубокозалегающим месторождениям они не справляются. В большинстве случаев не удается ни обеспечить имеющимися агрегатами необходимую конструкцию, ни завершить без осложнений бурение разведочной скважины.

Серьёзной проблемой является сложившееся при новых экономических отношениях положение дел по производству, розливу и реализации минеральных вод. Известно, что крупными производителями минеральных вод в Азербайджане в течение долгих лет были известные заводы по розливу – Бадамлы, Сираб, Вайхыр, Истису. Со второй половины 1980-х годов деятельность их была приостановлена или же сильно ограничена, а завод Истису впоследствии оказался в зоне оккупации. Воспользовавшись этим, также и отсутствием соот-

ветствующей нормативно-законодательной базы, механизма лицензирования использования минеральных вод, разные юридические и физические лица стали заполнять образовавшийся вакуум, поставляя на рынок продукцию сомнительного качества. Они не сочли нужным осваивать высококачественные лечебно-столовые минеральные воды Лерикского, Гядабейского, Дашкесанского районов, что требует вложения сил и средств, а пошли путем быстрого обогащения. Весьма широкая поставка на рынок пластиковых бутылок, заполненных в большинстве водой неизвестного происхождения, с приклеенными этикетками с известными в народе названиями «Дагчичейи», «Пиргулу», «Шонгар», «Салоглу», «Сарыдаг», «Бедо», «Бюллурбулаг» и др., объединенных общим названием «Минеральные воды Азербайджана», сильно ударила по репутации минеральных вод страны. Во многих случаях эти воды не только не отвечают требованиям ГОСТ 13273-88 «Воды минеральные лечебные и лечебно-столовые», но и фактический химический состав воды в бутылке сильно отличается от показанного на этикетке. Это обстоятельство ограничивает перспективу развития внутреннего и внешнего рынка также для известных минеральных вод в случае возобновления их нормального производства.

С другой стороны, в тех случаях, когда эксплуатируются месторождения или источники минеральных вод, не учитывается ограниченность их запасов. Бурятся скважины, которые нарушают естественный режим источников и приводят к истощению запасов. Не создаются зоны санитарной охраны и не соблюдаются условия ограничения, что способствует загрязнению подземных вод. Не обеспечен крановый режим эксплуатации по многим скважинам, вскрывшим термальные минеральные воды.

Считается необходимым:

- восстановление гидрогеологических исследований минеральных вод страны;
- переоценка эксплуатационных запасов и разработка рекомендаций по рациональному использованию месторождений и источников минеральных вод;
- обеспечение гидрогеологического мониторинга вышеприведенных 110 естественных выходов минеральных вод, отвечающих требованиям, предъявляемым к лечебно-столовым и лечебным водам;
- перевод всех самоизливающихся скважин, вскрывших минеральные и термальные воды, на крановый режим;
- обеспечение эффективного контроля над производством и реализацией лечебно-столовых минеральных вод.

ЛИТЕРАТУРА

- АСКЕРОВ А.Г. 1954. Минеральные источники Азербайджана (монография), Баку, 330 с.
КАШКАЙ М.А. 1952. Минеральные источники Азербайджанской ССР. Баку.

ШАХДАГ В ВОСПРИЯТИИ М.А.КАШКАЯ – «БЕЛОЕ ПЯТНО»

А.А.Байрамов

*Научно-исследовательский институт минерального сырья
Национальной геолого-разведочной службы
Министерства экологии и природных ресурсов Азербайджана,
Az1009, Баку, ул. Башира Сафароглу, 103*

Байрамов А.А. Шахдаг в восприятии М.А.Кашкая – «белое пятно». М.А.Кашкай на заре изучения офиолитов Малого Кавказа Шахдаг объявил «белым пятном». Одни исследователи впоследствии считали его среднеюрским тектоническим покровом, сложенным вулканогенами, другие – синклинирием, неоавтохтоном и палеогеновым рифтом.

Bairamov A.A. According to the Kashkai M.A. perception Shakhdag is a “white spot”. On the dawn of a study of the Minor Caucasus’ ophiolites Kashkai M.A. has declared Shakhdag as a “white spot”. Later some researches considered it as the Middle Jurassic overthrust sheet composed of volcanogenic formations, the others – as a synclinorium, neoautochthone and Paleogenic rift.

Bayramov Ə.Ə. Şahdağ M.Ə.Qaşqayın təxəyyülündə «ağ ləkədir». M.Ə.Qaşqay Kiçik Qafqaz ofiolitlərini öyrənilməsinin başlangıcında Şahdağı «ağ ləkə» adlandırmışdır. Sonrakı tədqiqatçılar onu orta yura vulkanogenlərindən ibarət tektonik örtük, bəziləri gah sinklinori, gah neoavtohton, gah paleogen rifti saymışlar.

В геологическую литературу Шахдаг вошел как основное звено Гейчинского хребта не потому, что обладает максимальной высотой, а за свою обособленность. Другие вершины этого хребта – Гараархач (3063м), Годжадаг (3318м), Бюк Гиналдаг (3369м) сложены породами офиолитовой ассоциации Гейча-Акеринской меланжевой зоны. Шахдаг среди гирлянды высочайших вершин Малого Кавказа, как исключение, обладает относительно меньшей высотой (2901м), исходя из своей тектонической природы.

М.А.Кашкай еще на заре геологического изучения офиолитов Малого Кавказа считал «белым пятном» территорию, расположенную к западу от бассейнов рр. Кюкюрдлучай и Левчай. Как раз это «белое пятно» – Шахдагский хребет в дальнейшем стал объектом дебатов относительно его тектонической природы.

К.Н.Паффенгольц (1934), первым занимавшийся исследованием этого «белого пятна», возраст вулканогенов, слагающих Шахдагский хребет, определил среднеюрским и высказал мнение об их тектонической природе – как покрова. К статье «Бассейн озера Гейча» приложил редчайшую фотографию, запечатлевшую надвиг среднеюрских вулканогенов (на фото черный фон) на верхнемеловые-эоценовые известняки (белый цвет). По его данным, на отдельных участках подошвы этого надвига лежат катуны вулканогенных пород и вдоль нижней поверхности потоков базальтов и андезитобазальтов прослеживаются зеркала скольжения и борозды. Упомянутым автором было установлено срезание вулканогенами средней юры различных горизонтов эоценовых и верхнесенонских известняков при полном отсут-

вии базальных конгломератов между известняками и вулканогенами, что исключает трансгрессивное залегание последних.

Спустя более 20 лет, возраст и тектоническая природа Шахдагских вулканогенов были пересмотрены Р.Н.Абдуллаевым (1956) на основании обнаружения им у с. Астаф Дашкесанского района известняка с нуммулитовой фауной эоценового возраста, а также исходя из следующих соображений. В разрезе г. Дарвадаг на левом берегу р. Заямчай венчающие разрез верхнего мела сенонские известняки падают на юг. В районе с. Ново-Ивановка в верховьях р. Заямчай полосчатые туфы* содержат эоценовую фауну. На южном склоне Шахдагского хребта – на северном побережье озера Гейча верхнесенонские известняки, несогласно перекрывающие офиолитовый комплекс, падают на север. По мнению упомянутого автора, вулканогены Шахдага расположены над известняками и по стратиграфическому положению принадлежат к эоцену.

Уместно напомнить, что верхнемеловые известняки г. Дарвадаг и полосчатые туфы с. Ново-Ивановка слагают центроклираль Галакенд-Дашкесанской синклинальной зоны, которая заключена между Шамкирским поднятием и Муровдагской антиклинальной зоной. А офиолитовый комплекс северного побережья озера Гейча принадлежит к Гейча-Акеринской меланжевой зоне, на которую с севера надвинуты среднеюрские вулканогены Муровдагской антиклинальной зоны, западным продолжением которых является Шахдаг.

К.Н.Паффенгольц незамедлительно опроверг это сообщение, допуская отбор образца с нуммулитами не из коренных пород, исходя из того, что северо-восточный склон Муровдагского хребта сложен вулканогенными образованиями байоса, в разрезе которых невозможно наличие эоценовых известняков. Спустя некоторое время, К.Н.Паффенгольц вновь вернулся к вопросу находки известняков эоценового возраста у с. Астаф Дашкесанского района. В сборнике, посвященном юбилею этого исследователя, К.Н.Паффенгольц объявил, что инцидент исчерпан, так как Р.Н.Абдуллаев не выступил в печати с опровержением.

Реанимацией идеи Р.Н.Абдуллаева об эоценовом возрасте вулканогенов Шахдагского хребта стал заниматься Т.Аб.Гасанов, хотя перед этим он (1974) в бассейне рр. Барытлысу и Кюкюрдлучай выделил Богдадский, Сусузлутский, Чаплинский тектонические покровы, сложенные нижнемеловыми известняками. Контекстом для этого служило установление О.Б.Алиевым и Х.Алиюллой (1968) на г. Сусузлуг валанжинских известняков, ранее считавшихся верхнемеловыми. Начал он с того, что, описывая меланж Шахдагского хребта, выделил здесь не-оавтохтон, включая в него и вулканогены среднего эоцена данного горного сооружения. В своей монографии «Офиолиты Малого Кавказа», подытоживая свои соображения и предыдущие сообщения, Т.Аб.Гасанов (1985) пришел к за-

* Напомним, что в разрезе вулканогенов Шахдага подобные этим полосчатым туфам породы не обнаружены.

ключению, что на Шахдаге существует одноименный синклиниорий на месте ранее выделенного им же автохтона. В совместной статье (1990) он согласился с мнением о возможности выделения на Шахдаге палеогенового рифта.

Таким образом, «белое пятно» Шахдага в интерпретации Т.Аб.Гасанова является и синклинорием, и автохтоном, и палеогеновым рифтом. Остается только удивляться, что на таком крохотном хребте удалось установить вышеперечисленную гамму тектонических структур. В монографии отмечено, что Шахдаг обладает шириной 16 км, длиной 25-30 км, а слагающие его вулканогены характеризуются пологим залеганием и следующими мощностями: в разрезе через г. Годжадаг – г.Ганлы – 3000 м, в верховьях Шамкирчая – 2680 м, в бассейне р. Кюкюрдлучай – 2100 м, в верховьях Чатиндере – 2050 м.

Для полноты сведений по изучению «белого пятна» Малого Кавказа напомним, что в статье Г.И.Керимова, Т.Аб.Гасанова (1967) возраст вулканогенных образований г. Ганлы и Чобандаг определен как миоплиоценовый. По данным упомянутых авторов, миоплиоценовые вулканические проявления на территории Шахдагского синклинория характеризовались следующей последовательностью: вначале образовались экструзивные дациты и андезиты-дациты (муртуздагская группа), а затем – покровы липаритов, липарито-дацитов, дацитов и андезиты-дацитов (ганлинская и камышлинская группы).

Т.Аб.Гасанову (1984) принадлежат радиологические данные, согласно которым субвулканические интрузивы г. Ганлы датированы в 43 млн. лет, на основании чего прорываемые ими вулканогены считаются среднеэоценовыми. Однако, согласно геохронологической шкале, эта цифра соответствует нижнему эоцену. Исходя из этого, вряд ли корректно прорываемую данным интрузивом вулканогенную толщу считать среднеэоценовой, т.е. моложе субвулканического интрузива. На основании сказанного можно заключить следующее: нижнеэоценового возраста субвулканический интрузив прорывает древнюю толщу, т.е. вулканогены средней юры. Напомним, что на г. Гасанне на среднеюрских вулканогенах залегают оксфордские известняки. На г. Еллияджик на маломощные песчаные известняки согласно залегают фиолетового цвета известковистые туфогены изменчивой мощности. Уместно напомнить, что во всем Малом Кавказе аналогичные фиолетовые туфогены датируются как кимериджские. Следовательно, на Шахдаге в тектоническом покрове участвует геологический комплекс, тождественный таковому северо-восточного склона Малого Кавказа.

В заключение следует констатировать, что Шахдагский, Богдадагский, Сузузлугский тектонические покровы образовались в штрийскую складчатую фазу альпийского тектонического цикла.

ЛИТЕРАТУРА

- АБДУЛЛАЕВ Р.Н. 1956. О возрасте эффузивно-пирокластической толщи северного склона Шахдагского хребта (Малый Кавказ). Докл. АН Азерб ССР, 5, 39-46.
- АЛИЕВ О.Б., АЛИЮЛЛА Х. 1968. Материалы к установлению нижневаланжинских отложений на г. Сусузлук (Малый Кавказ). Докл. АН Азерб ССР, т. XIX, 11, 182-191.
- ГАСАНОВ Т.Аб. 1971. Тектонические покровы на Шахдагском хребте (Малый Кавказ). Докл. АН СССР, сер.геол., 201, 4, 920-922.
- ГАСАНОВ Т.Аб. 1974. О меланже Шахдагского хребта (Малый Кавказ). Геотектоника, 5, 86-93.
- ГАСАНОВ Т.Аб. 1984. Вулканиды Шахдагского хребта Малого Кавказа: юра или палеоген. Советская геология, 6, 51-56.
- ГАСАНОВ Т.Аб. 1985. Офиолиты Малого Кавказа, Недра, М., 240.
- ГАСАНОВ Т.Аб., РУСТАМОВ М.И. 1990. Шахдагский палеогеновый рифт Малого Кавказа. Изв. ВУЗ-ов, геология и разведка, 4, 27-129.
- КЕРИМОВ Г.И., ГАСАНОВ Т.Аб. 1967. Установление миоплищевых образований на Шахдагском хребте (Малый Кавказ). Изв. АН СССР, сер.геол, 12, 97-106
- КЕРИМОВ Г.И., ГАСАНОВ Т.Аб. 1972. Геологическое развитие и магматизм Шахдагского синклиория (Малый Кавказ). Советская геология, 6, 70-78.
- ПАФФЕНГОЛЬЦ К.Н. 1934. Бассейн р. Тертер (геологический очерк). Труды ВГРО, 219, 81-96.

ПРИРОДНЫЕ ГАЗЫ МИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ АЗЕРБАЙДЖАНА

Дадашев А.М.

*Институт геологии НАН Азербайджана,
А31143, Баку, просп. Г. Джавида, 29 А*

Дадашев А.М. Природные газы в минеральных источниках Азербайджана. Минеральные источники Азербайджана приурочены в основном к горным областям республики. Несмотря на то, что достаточно исследованы геолого-тектонические условия рассматриваемой территории и изучен химический состав вод минеральных источников Азербайджана, природные газы изучены далеко не достаточно. В статье сделана попытка дать более полные сведения о химическом составе этих газов в региональном плане.

Dadashev A.M. Natural gases in mineral springs of Azerbaijan. Mineral springs of Azerbaijan are mainly confined to the upland regions. Despite the fact that geologo-tectonic conditions of observed territory and the mineral springs chemical composition have been studied well, the natural gases have been studied inadequately. It was made an attempt in this paper to present more full information of chemical composition of these gases in a regional plane.

Dadaşov A.M. Azərbaycanın mineral bulaqlarının təbii qazları. Azərbaycanın mineral bulaqları respublikanın əsasən dağlıq vilayətlərinə məxsusdur. Nəzərdə tutulan ərazinin geoloji-tektonik şəraitinin kifayət qədər tədqiq edilməsinə baxmayaraq, Azərbaycanın mineral bulaq sularının tərkibi tam öyrənilməmişdir. Bununla əlaqədar olaraq, təqdim edilən məqalədə onlara regional planda baxılaraq, bu qazların kimyəvi tərkibi haqqında dəqiq məlumat verilir.

Минеральные источники Азербайджана приурочены в основном к горным областям. Несмотря на достаточную исследованность геолого-тектонических условий рассматриваемой территории и изученность химического состава вод минеральных источников Азербайджана, природные газы их изучены далеко не достаточно. В связи с этим в статье излагаются более или менее полные сведения о химическом составе этих газов в региональном плане.

Минеральные источники Азербайджана в основном расположены на Большом и Малом Кавказе, в Нахчыванской и Лянкяранской областях, в геологическом строении которых участвуют девонские, юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и антропогеновые отложения. Изверженные породы, которые излились на поверхность или застыли в недрах земли в виде интрузивных пород, местами прорывают эти отложения на Малом Кавказе (Кашкай, 1952). Химический состав газов минеральных источников исследован по данным анализов 60 проб, из которых в некоторых пробах определено только содержание гелия, а в других пробах определены все остальные компоненты газа. Во всех исследованных пробах из семейства газообразных углеводородов были обнаружены метан и этан, а остальные компоненты либо вовсе не обнаружены, либо присутствуют в виде следов (Дадашев, Дадашев, 1972).

В связи с этим в настоящей статье автор считал целесообразным ограничиться указанием в таблице первых двух газообразных представителей углеводородов (метан и этан). Наряду с этим при составлении карты, показывающей изменение содержания отдельных компонентов в газах мине-

ральных источников в разных районах, метан и этан показаны вместе как углеводородные газы (УВ).

Пробы газа отобраны нами во время полевых работ, а анализ этих проб произведен в Москве в газовых лабораториях ВНИЯГГи и ВНИИГаз.

В районе Малого Кавказа исследованы 30 проб минеральных источников. Газы этих источников относятся к типу углекислых, о чем свидетельствует преобладающее содержание в их составе CO_2 (в среднем 87,46%) (см. табл.) Следует отметить, что в некоторых пробах содержание CO_2 доходит до 99% (Ширлан). Только в водах минеральных источников Дашкесана содержание углекислого газа снижается до 49% за счет азота, содержание же последнего увеличивается до 51%. В остальных пробах содержание азота колеблется в пределах 0,61-15,10%.

Во всех исследованных пробах газов минеральных источников Малого Кавказа содержание углеводородных компонентов не превышает 0,5%. Как следует из данных таблицы, газы минеральных вод Малого Кавказа по классификации В.П.Якуцени относятся к газам с повышенной гелиеносностью (Якуцени, 1963).

В Нахчыванской области, в ее центральных и восточных частях, где развиты мезо-кайнозойские отложения, имеется свыше 150 минеральных источников (Аскеров, 1954). Здесь химический состав газов минеральных источников изучен по 6-и пробам газа. Эти газы по составу относятся к углекисло-азотному типу. В отличие от Малого Кавказа здесь в газах минеральных источников содержание углеводородных компонентов заметно возрастает в основном за счет метана (до 6%) при очень малом количестве этана.

Пробы газа из минеральных источников были отобраны также в Лянкяранской области, где значительную часть территории занимают горные сооружения Тальша.

Минеральные источники Лянкяранской области расположены в основном в предгорной полосе. В области имеется свыше 60 минеральных источников, в том числе Масаллинские, Лянкяранские и Астаринские группы термальных источников.

В геологическом строении этих районов принимают участие отложения плейстоцена и антропогена (Кашкай, 1952).

Газы минеральных источников Масаллинского района представлены углеводородными компонентами, где их количество доходит до 91%. В этих газах присутствует также сероводород.

В Астраханском районе имеется ряд минеральных источников, среди которых наибольшей группой являются источники Алапасау, расположенные в 8 км от города Астара, к западу. Газы этих источников относятся к азотным типам, в которых количество азота в газовом составе доходит до 99%.

Следует подчеркнуть, что газы минеральных источников Лянкяранской и Нахчыванской областей по содержанию гелия представляют особый интерес в связи с его большой концентрацией по сравнению с источниками других областей Азербайджана.

Таблица

Газы минеральных вод Азербайджана

Название областей минеральных источников	Количество проб	Предел и усредненное содержание компонентов	Газовые компоненты, в %					
			CH ₄	C ₂ H ₆	CO ₂	N ₂	He	Ar
Юж. склон Б. Кавказа	10	от	0	0	1,40	1,10	0,0007	0,045
		до	96,70	0,08	2,25	97,95	0,210	0,685
		сред.	10,39	0,01	1,01	48,31	0,0083	0,408
Сев. склон Юж. Кавказа	14	от	5,61	0	1,40	58,70	0,0070	0,272
		до	83,93	1,73	9,50	96,90	8,0240	1,344
		сред.	17,95	0,12	4,26	87,76	0,0130	1,015
Малый Кавказ	22	от	0	0	48,60	0,50	0,0004	0,146
		до	1,50	0,02	99,00	50,90	0,0980	0,556
		сред.	0,25	0,01	87,46	8,88	0,0076	0,387
Нахчыванская область	6	от	2,30	0	48,60	0,50	0,0004	0,146
		до	1,50	0,02	99,00	50,90	0,0980	0,556
		сред.	3,35	0,01	75,37	24,50	0,0108	0,366
Лянкяранская область	8	от	0,10	0	0,10	0,50	0,0010	—
		до	91,00	1,13	4,27	99,00	0,1910	—
		сред.	68,19	0,77	2,95	28,32	0,0745	—

Компонентный состав газов минеральных источников южного склона Большого Кавказа изучен по 10 пробам, отобранным в районах Загатала, Гах, Габали, Исмаиллы и Шамаха.

По химическому составу газы вод минеральных источников Загатальского района относятся к азотному типу, в котором содержание азота изменяется в пределах 96-70-97-96%, в среднем составляя 94%. Содержание углекислого газа в среднем составляет 2,35%. Из углеводородных компонентов в составе газа обнаружен лишь метан, содержание которого не превышает 0,10%, а гелия — 0,0066%.

Далее на юго-восток в районах Исмаиллы и Шамаха газы минеральных источников состоят преимущественно из углеводородных компонентов и их среднее содержание составляет 96,45%. А негорючие компоненты представлены следующим образом: углекислый газ — 2,15%, азот — 1,30%, аргон — 0,066%, гелий — 0,008%.

Как видно из исследуемых данных, на южном склоне Большого Кавказа в пределах Азербайджана с СЗ на ЮВ газы минеральных вод в основном представлены азотным типом (Загатальский район), далее на юго-восток углекисло-азотным (Гах, Габали, Исмаиллы, Шамаха). Газы преимущественно

состоят из углеводородов с примесью негорючих компонентов, процентное содержание последних не превышает 5%. В этом же направлении закономерно уменьшается содержание инертных компонентов (Ar, He).

Компонентный состав газов минеральных вод северо-восточного склона Большого Кавказа изучен по 14-и пробам, отобраным на источниках Консикенд, Алтыагач, Галаалты, Тенгиалты, Джими, Набран, Халтан и др. Как видно из таблицы, здесь газы минеральных вод относятся преимущественно к азотным и азотно-углекислым типам. Углеводородные газы (метан и этан) обнаружены почти во всех пробах в количестве до 38%. Только в одной пробе (Менгиалти) их количество доходит до 86%.

Газы минеральных источников северо-восточного склона Большого Кавказа по содержанию гелия относятся к газам с повышенной гелиеиностью.

Содержание аргона здесь больше 1%, как это часто имеет место в газах нефтегазовых залежей и грязевых вулканов этой области. Здесь во всех газовых пробах был обнаружен H_2S , концентрации которого изменяются от 3,20 до 107,40 мг/л.

Таким образом, по данным анализов газов минеральных вод как на Большом и Малом Кавказе, так и в Тальше с северо-запада на юго-восток происходит смена химического состава газов от углекислого к азотному и постепенно увеличивается процентное содержание углеводородов. Затем он становится углеводородным с примесью остальных компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

- АСКЕРОВ А.Г. 1954. Минеральные источники Азербайджанской ССР. Изд. АГУ, Баку.
- ДАДАШЕВ Ф.Г., ДАДАШЕВ А.М. 1972. Гелий в природных газах минеральных источников Азербайджана. Доклады АН Азерб.ССР, 5.
- КАШКАЙ М.А. 1952. Минеральные источники Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- ЯКУЦЕНИ В.П. 1963. Закономерности формирования залежей гелиеиных газов. Гостоптехиздат. Москва.

**AKADEMİK M.Ə.QAŞQAYIN ELMİ İRSİ
XXI ƏSRDƏN BAXIŞ**

*Akademik M.Ə.Qaşqayın anadan olmasının
100-illiyinə həsr olunmuş Elmi Sessiyanın
MATERİALLARI*

Bakı – 2007

Nəşriyyatın direktoru: **Hafiz Abiyev**
Redaktoru: **Cəmilə Qurbanova**
Kompüter tərtibçisi: **Qabil Xeyrullaoglu**
Operator: **İradə Həsənlı**

Çapa imzalanmışdır: 21.11.2007. Sifariş №29. Həcmi 22,75 ç.v.
Formatı 70x100 ¹/₁₆. Tirajı 500 nüsxə. Qiyməti müqavilə ilə.

*Azərbaycan MEA Geologiya İnstitutu «Nafta-Press»
nəşriyyatının mətbəəsi. Bakı, H.Cavid pr. 29A. Tel.: 4393972*