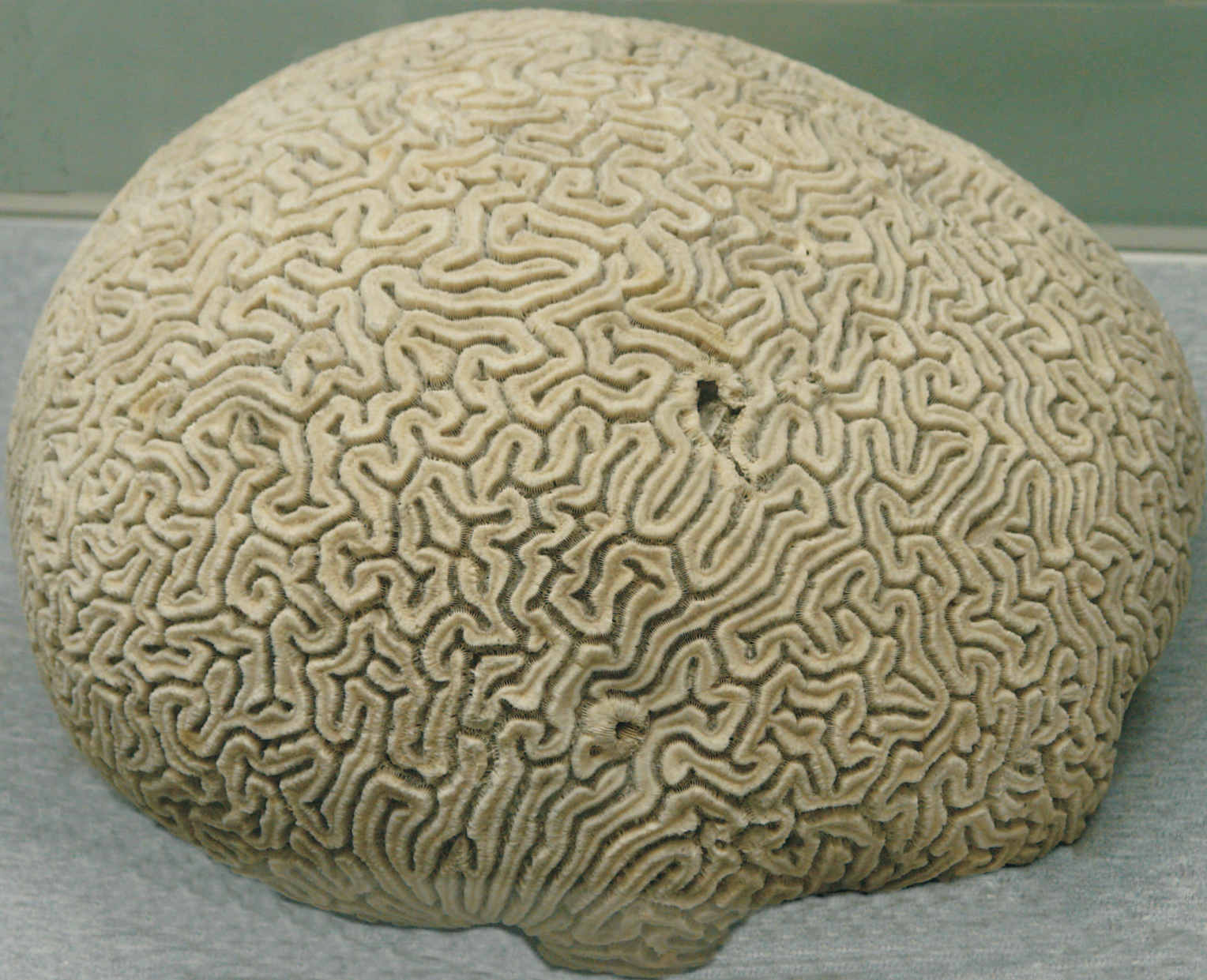


Горно- Геологический журнал

научно-технический и производственный журнал



2009. №1-2 (17-18)

ISBN 9965-431-42-7

Уважаемые читатели
Горно-геологического журнала!

Прошло более шести лет, как издается “Горно-геологический журнал”. За период существования журнал завоевал широкий круг читателей и стал известен не только в Казахстане, но и в странах ближнего и дальнего зарубежья: России, Азербайджане, Узбекистане, Китае. Мы получили и продолжаем получать отзывы на журнал от видных ученых, опытных специалистов и инженеров. Приятно сознавать, что выпуск нашего журнала не оставил равнодушными читателей и они отметили: высокий научный уровень печатаемых статей и актуальность практических проблем; высокий уровень отраслевой геологии, поскольку в журнале публикуются статьи не только титулованных ученых страны и зарубежья, но и руководителей предприятий, опытных производственников и молодых инженеров и т. д.

Мы благодарны авторам публикаций, отзывов и предложений которые продолжают присылать нам, ведь помогая нам, вы передаете накопленный опыт и информацию в области геологии и горного дела другим.

В настоящее время тираж журнала составляет 500 экземпляров, периодичность - 4 номера в год, годовая цена подписки - 1600 тенге. Журнал распространяется через редакцию.

Для оформления подписки на “Горно-геологический журнал” необходимо перечислить на расчетный счет № 9467635 в Костанайском филиале АО “БТА Банк” БИК 192701305 КБе 17 необходимую сумму и прислать в адрес редакции копию платежного поручения с указанием почтового адреса и телефона.

Мы приглашаем к сотрудничеству всех заинтересованных лиц, если у Вас есть материалы или рекламная информация, которой Вы хотели бы поделиться на страницах нашего журнала, пишите нам, звоните или присылайте по электронной почте.

Выписывайте, читайте “Горно-геологический” журнал, и Вы узнаете много интересного и полезного, учитывая опыт, идеи и мысли, опубликованные в журнале, Вы сможете решить научно-технические и производственные вопросы.



Главный редактор

Н. Н. Джафаров, доктор геолого-минералогических наук, академик НИА РК и МИА

Зам. главного редактора

Ф. Н. Джафаров, кандидат геолого-минералогических наук

Ответственный секретарь

Т. М. Каскевич

Ученый секретарь

Е. В. Альперович-Ландо, академик МАИ

Редакционная коллегия:

А. Б. Бегалинов, доктор технических наук, профессор

О. Б. Бейсеев, доктор геолого-минералогических наук, профессор

С. Ж. Галиев, доктор технических наук, профессор

К. К. Жусупов, доктор технических наук, академик МАИН

Л. И. Кованова, кандидат технических наук

А. Р. Ниязов, доктор геолого-минералогических наук, профессор

Учредитель – ТОО «Асбестовое геолого-разведочное предприятие»

Журнал зарегистрирован Министерством культуры и информации РК 22.02.2007 г. Свидетельство о регистрации № 8109-Ж. Первичное свидетельство о постановке на учет № 3561-Ж от 04.02.2003 г.

Адрес редакции:

110700, г. Житикара, 4 мкр., 5«А»

Тел./факс: 8(71435) 2-22-72

E-mail: nizamid@mail.ru, asbestgrp@mosk.ru

Литературная обработка

Т. Е. Каткова

Дизайн

И. Я. Хафизов,

Т. И. Исакова

Компьютерная обработка

С. Ляшенко

Подписано в печать 29.03.2009.

Формат 84x108,1/8 Бум. офсетная.

Уч.-изд. л. 6,8. Тираж 500 экз.

Заказ №

ISBN 9965-431-42-7

© ТОО «Асбестовое геолого-разведочное предприятие», 2009

Отпечатано в ТОО «Принт-С», г. Алматы, ул. Ибрагимова, 1

БЕКМАГАМБЕТОВ Б. И.

ИДЕИ К. И. САТПАЕВА В КОНТЕКСТЕ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА.....3

РАМАЗАНОВ В. Г., КАЛАНДАРОВ Б. Г., ХАСАЕВ А. И., МАМЕДОВ З. И., МАНСУРОВ М. И., ТАХМАЗОВА Т. Г.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА).....6

АЛЬПЕРОВИЧ-ЛАНДО Е. В.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ – ВАЖНЕЙШИЙ ИНСТРУМЕНТ КОМПЛЕКСНОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ11

КАЛАНДАРОВ Б. Г., МАНСУРОВ М. И., МАМЕДОВ З. И., Ф. Д-р. ГУСЕЙНОВ

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГОШИНСКОГО ЗОЛОТО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Малый Кавказ).....27

ДЖАФАРОВ И. Н., ДЖАФАРОВ Ф. Н., КАСКЕВИЧ Т. М.

О РОЛИ ЭКСПЛУАТАЦИОННОЙ РАЗВЕДКИ ПРИ ОТРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА34

МАСИМОВ А. А., АББАСОВ Н. А.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА.....37

ВИНОГРАДОВА Е. А.

ДАЙКИ И МАЛЫЕ ТЕЛА БЕТПАК-ДАЛА – ШУ-ИЛИЙСКОГО РЕГИОНА.....43

ЭФЕНДИЕВА З. ДЖ.

РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СЫРЬЯ И ПОВЫШЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ ГОРНО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО ПРОИЗВОДСТВА.....58

ЭФЕНДИЕВА З. ДЖ.

МОНИТОРИНГ ПО ОХРАНЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ПРИ ВЕДЕНИИ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ГОРНОГО ПРОИЗВОДСТВА.....61

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

Берды Исмукановичу Бекмагамбетову.....65

Татьяна Михайловна Каскевич.....67



Editor

N. N. Jafarov, dr. of geological sciences, academician NEA RK and IEA

Co-editor

F. N. Jafarov, candidate of geological sciences

Secretary

T. M. Kaskevitch

Secretary of sciences

E. V. Alperovitch-Lando, academician IAI

Editorial board:

A. B. Begalinov, dr. of technical sciences, professor

O. B. Beiseyev, dr. of geological Sciences, professor

S. G. Caliev, dr. of technical sciences, professor

K. K. Zhusupov, dr. of technical sciences, academician IAIS

L. I. Kovanova, candidate of technical sciences

A. R. Niyazov, dr. of geological Sciences, professor

The magazine is registered in the Ministry of Culture, Information and Publik Consent of the Republik of Kazakhstan. Certificate of registration № 8109-Ж dated 22.02.2007

Address of editorial office:

5 «A» house, microdistrict 4
Zhitikara Kostanai Region, 110700
Republik of Kazakhstan
Tel./fax: 8(71435) 2-22-72
E-mail: nizamid@mail.ru,
asbestgrp@mosk.ru

Literature processing

T. E. Katkova

Design

I. Y. Hafizov,

T. I. Issakova

Computer processing

S. Lyashenko

ISBN 9965-431-42-7

© "Asbestos Geological prospecting enterprise" LTD, 2009

BEKMAGAMBETOV B. I.

IDEAS OF K. I. SATPAYEV IN THE CONTEXT OF DEVELOPMENT OF NORTH KAZAKHSTAN GEOLOGY3

RAMAZANOV V. Q., KHALANDAROV B. G., KHASAYEV A. I., MAMEDOV Z. I., MANSUROV M. I., TAHMAZOVA T. H.

THE GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL BASES OF PREDICTING OF THE ENDOGENOUS ORE GENERATION AS COPPER-PORPHYRY DEPOSITS OF THE SMALL CAUCASUS.....6

ALPEROVITCH-LANDO E. V.

STRUCTURAL-TECTONIC ANALYSIS – IS THE MOST IMPORTANT INSTRUMENT OF COMPLEX METALGENIC ANALYSIS OF GEOLOGIC MATERIALS.....11

KALANDAROV B. G., MANSUROV M. I., MAMEDOV Z. I., GUSEINOV F. Dzh.

MINERAL ASSOCIATIONS AND GENETIC PECULIARITIES OF GOSHINSKY GOLD-PURITES DEPOSIT (Small Caucasus).....27

JAFAROV N. N., JAFAROV F. N., KASKEVITCH T. M.

ABOUT THE ROLE OF OPERATIONAL EXPLORATION AT DEVELOPING OF CHRYSOTILE-ASBESTOS DEPOSITS34

MASIMOV A. A., ABBASOV N. A.

TYPOMORPHIC PECULIARITIES OF ORE MINERALS OF COPPER-PORPHYRITIC DEPOSITS OF NORTH-EASTERN PART OF SMALL CAUCASUS.....37

VINOGRADOVA E. A.

DYKES AND SMALL BODIES OF BETPAKDALA – SHU-ILIISKY REGION43

EFENDIYEVA Z. J.

RATIONAL USE OF RAW MATERIAL AND INCREASE OF EFFICIENCY IS MOUNTAIN TECHNOLOGICAL MANUFACTURE.....58

EFENDIYEVA Z. J.

MONITORING PROTECTION OF ENVIRONMENT AT IMPLEMENTATION OF TECHNOLOGICAL MINING PROCESSES.....61

ANNIVERSARIES

BEKMAGAMBETOV BERDY ISMUKANOVICH.....65

KASKEVICH TATYANA.....67

ИДЕИ К. И. САТПАЕВА В КОНТЕКСТЕ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Б. И. БЕКМАГАМБЕТОВ, член-корреспондент Академии минеральных ресурсов РК,
руководитель МТД «Севказнедра»,
г. Кокшетау, Республика Казахстан

Солтүстік Қазақстанның минералды-шикізаттық базаның дамыуна К. И. Сәтпаевтің ролі және үлесі баяндалған.

Показаны роль и вклад К. И. Сатпаева в развитие минерально-сырьевой базы Северного Казахстана.

K. I. Satpayev's role and contribution to the development of mineral-raw materials base of North Kazakhstan.

Географическое положение, природные ресурсы и ход исторического развития Северного Казахстана предопределили его особую роль в экономике страны и международном разделении труда. Огромный земельный потенциал был освоен в начале и середине XX в. Не меньшими по значимости оказались минеральные ресурсы недр, выявленные усилиями геологической службы Северного Казахстана, значительный вклад в развитие которого сыграл К. И. Сатпаев [1].

К. И. Сатпаев – первый инженер-геолог казах – остро понимал особую роль и ответственность геологов в развитии производительных сил общества: «Геологи в силу специфики своего труда поставлены в самые первые ряды строителей будущего, – писал он. – Мы раскрываем и подготавливаем к освоению богатства недр нашей страны, создавая реальные предпосылки ее будущего промышленного развития. Об этом надлежит нам, геологам, постоянно помнить и быть достойными этой великой миссии».

К. И. Сатпаев постоянно держал в поле зрения всю геологическую службу республики, вникая в детали работы этого сложного механизма, прилагая энергичные усилия к устранению проблем, вставших на пути всестороннего геологического изучения Казахстана. Осложнения, связанные с планомерной геологической съемкой территории Казахстана, разобщенность геологических партий и экспедиций, нередкие случаи подчиненности их независимым от Казахстана геологическим управлениям (Южно-Уральскому, Узбекскому, Западно-Сибирскому, Уральскому) – все эти и подобные им

вопросы глубоко волновали Каныша Имантасвича, предпринимавшего немедленные действия для их разрешения. Причем проблемы эти К. И. Сатпаев знал не понаслышке: постоянные выезды в геологические экспедиции, общение с геологами в полевых условиях и на промышленных рудниках были правилом его жизни.

Ввиду необходимости восполнения истощенных запасов железных руд для металлургии Урала и Центрального Казахстана потребовались форсированная разведка и освоение новых железорудных объектов, расположенных поблизости, а также убедительные доводы авторитетных ученых-геологов, в числе которых активную позицию занимал К. И. Сатпаев. Постановлением Совета Министров СССР 4.12. 1950 г. было принято решение о создании самостоятельной геологической структуры в регионе – Кустанайского геолого-разведочного треста. КГТ выделился из Уральского геологического управления 05.07. 1951 г. Эту дату следует считать началом становления самостоятельной геологической отрасли в северном регионе, а затем и в республике [2].

Непосредственно с К. И. Сатпаевым связана разведка Аятского и Лисаковского месторождений бурых железняков, Соколовского и Сарбайского месторождений железо-магнетитовых руд и ряда крупных буроугольных месторождений Торгайского бассейна. Им была поддержана инициатива местных геологов С. Д. Батищева-Тарасова, А. Н. Воронкина, Д. Д. Топоркова, М. Р. Узбекова и других об ускорении разведки и промышленной

разведки запасов указанных месторождений для формирования в регионе мощного горнодобывающего и топливно-энергетического комплексов. Он также видел возможности создания здесь металлургических предприятий и мощных тепловых электростанций. Актуальность воплощения этих идей сохраняется и в настоящее время. К. И. Сатпаев был убежден, что развитие черной металлургии приближает его родной Казахстан к заветной цели – превращению в ведущую индустриальную республику.

Достижение этой цели Каныш Имантаевич видел, прежде всего, в кадрах. Особенно большое внимание он уделял подбору кадров высокой квалификации. Так, например, в состав республиканской Академии наук был избран один из первооткрывателей Тургайских железорудных месторождений лауреат Государственной премии, главный инженер Северо-Казахстанского геологического управления С.Д. Батищев-Тарасов, который в перспективе должен был возглавить исследования по железорудной проблеме в Казахстане.

Еще в 1930-1940-х гг. К. И. Сатпаев писал о проблемах организации в Казахстане промышленности черных металлов, вытекающих из необходимости создания центра черных металлов на востоке СССР. В 1942 г. была написана работа «Месторождения железных и марганцевых руд в Казахстане» об актуальности создания этой базы в мирное время, а в военное время, когда с резко возросшими нуждами страны в металле временно выпала из баланса продукция мощной черной металлургии юга СССР, актуальность ее неимоверно возросла. В качестве возможного для ближайшей разработки одного из перспективных месторождений Каныш Имантаевич наметил Атансорское железорудное месторождение, расположенное в Енбекшильдерском районе Акмолинской области.

В соответствии с Указом Президиума Верховного Совета СССР от 12. 12. 1956 г. «О преобразовании общесоюзного Министерства геологии и охраны недр СССР в союзно-республиканское Министерство геологии и охраны недр СССР и образование Министерства геологии и охраны недр Казахской ССР» и Указом Президиума Верховного Совета Казахской ССР от 1. 02. 1956 г. было образовано союзно-республиканское Министерство геологии и охраны недр Казахской ССР.

Образование первого республиканского Министерства геологии и охраны недр Казахской ССР послужило не только данью богатству недр республики, но и высокой оценкой профессионального и научно-технического уровня геологов и геологической службы Казахстана, у истоков которых стоял К. И. Сатпаев. Впервые в Казахстане была создана структура, объединившая в своем составе разрозненную по отраслям и ведомствам геологическую службу, на которую была возложена ответственность за состояние минерально-сырьевой базы Казахстана, обеспечение действующих горнорудных предприятий качественным сырьем.

После создания Министерства геологии изменилась структура геолого-разведочных работ, начался период планомерного средне- и крупномасштабного геологического изучения территории Казахстана. Комплексное исследование недр, выполнение значительных объемов поисковых и геолого-съёмочных работ способствовали высокой эффективности геолого-разведочных работ и привели к открытиям крупнейших месторождений углеводородов, черных, цветных, редких и благородных металлов.

Большое внимание уделялось научным геологическим обобщениям в области магматизма, тектоники, стратиграфии, металлогении рудных районов. Было издано значительное количество разномасштабных геологических карт, монографий и сборников научных трудов, неоднократно проводились всесоюзные и казахстанские конференции и совещания, разрабатывались серийные легенды, региональные стратиграфические схемы, методические указания, которые широко использовались в практике геолого-разведочных работ, в том числе и в Северном Казахстане.

Все это способствовало профессиональному росту казахстанских специалистов и уже в 1970-1980-е гг. позволило Казахстану выйти на передовые позиции, как по объемам выполняемых геолого-разведочных работ, так и по их эффективности.

В период 20 – 25 мая 1957 г. в г. Кустанае была проведена объединенная научная сессия Академии наук СССР, Академии наук Казахской ССР, Министерства геологии и охраны недр СССР и Министерства геологии и охраны недр Казахской ССР, посвященная проблемам развития Тургайского регионально-экономического комплекса [3].

В работе сессии приняли участие 439 человек, представляющих 151 организацию, 178 научных работников, в том числе 6 академиков АН СССР и АН Казахской ССР, 2 члена-корреспондента, 22 доктора наук и 72 кандидата наук.

На всех заседаниях сессии (как пленарных, так и секционных) было заслушано 79 докладов и 78 выступлений.

По итогам сессии вышло постановление объединенной научной сессии АН КазССР «За скорейшее освоение природных богатств Тургайского регионально-экономического комплекса».

После этих судьбоносных решений наступил почти 40-летний период бурного развития геологической отрасли в стране, совпавший с общим расцветом геологии в мире. На этот период пришлось наиболее крупные открытия, в том числе открытие железа и бокситов Торгая.

В Северном Казахстане в 1968 г. было открыто крупное Васильковское месторождение золота.

В результате широкомасштабных работ по поискам и разведке в Кокшетауском регионе в 1978 г. было открыто уникальное месторождение технических алмазов Кумдыколь, запасы которого были утверждены ГКЗ СССР в 1987 г. и в 1990 г. коллективу геологоразведчиков была присуждена Государственная премия СССР.

За пятидесятилетний период в Северном Казахстане открыто и разведано более 30 месторождений бокситов. Из них 19 имеют промышленное значение, и запасы, их являются надежной минерально-сырьевой базой алюминиевой

промышленности. За ее создание коллективу геологоразведчиков в 1984 г. была присуждена Государственная премия СССР.

В 1956 г. было открыто крупное Шевченковское месторождение силикатных кобальт-никелевых руд; в ГКЗ СССР его запасы утверждены в 1967 г. (переутверждены в 1999 г.). В настоящий момент разрабатывается техническая документация, после чего начнется разработка этого месторождения и в Северном Казахстане будет создана новая отрасль.

За открытие и разведку Соколовского и Сарбайского месторождений группе геологов в 1957 г. была присуждена Ленинская премия.

В 1986 г. начались планомерные геологоразведочные работы на вновь открытом месторождении олова Сырымбет в Северо-Казахстанской области.

Трудом геологоразведчиков, основу которого заложил К. И. Сатпаев, в Северном Казахстане, создана уникальная сырьевая база для черной и цветной металлургии, энергетики, урановой промышленности и агроиндустрии. Здесь сосредоточены 92,6 % балансовых запасов железных руд РК, 98,2 % запасов бокситов, 40 % асбеста, 95 % огнеупорных глин. Потенциальная извлекаемая ценность балансовых запасов основных видов твердых полезных ископаемых только Костанайской области превышает 4 трлн долл. США. Высоки перспективы открытий новых крупных месторождений, в том числе нетрадиционных для региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сатпаев К. И. Сборник трудов в 8-и томах. Алматы, 2000.
2. Адамьян Н. Х., Бекмагамбетов Б. И., Дейнека В. К. и др. Геологической службе Северного Казахстана 50 лет. Костанай, 2001. 197 с.
3. Труды объединенной Кустанайской научной сессии, посвященной проблемам Тургайского регионально-экономического комплекса. Алма-Ата, 1958.

УДК 550.83.553.073.4

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛОГО КAVKAZA)

*В. Г. РАМАЗАНОВ, доктор геолого-минералогических наук,
Б. Г. КАЛАНДАРОВ, кандидат геолого-минералогических наук,
А. И. ХАСАЕВ, кандидат геолого-минералогических наук,
З. И. МАМЕДОВ, кандидат геолого-минералогических наук,
М. И. МАНСУРОВ, кандидат геолого-минералогических наук,
Т. Г. ТАХМАЗОВА, старший преподаватель,
Бакинский государственный университет,
г. Баку, Республика Азербайджан*

Кіші Кавказдын ұқсас объекттердің ізденістер және болжау ғылыми негізінің ретінде Кедабек кен ауданның мысалында мыс-порфирдык кен орнылардың геологиялык- геофизикалык үлгісі ұсынған.

Предложена геолого-геофизическая модель медно-порфировых месторождений на примере Кедабекского рудного района в качестве научной основы поисков и прогнозирования аналогичных объектов Малого Кавказа.

The geological-geophysical bases of predicting of the endogenous ore generation as copper-porphyry deposits of the Small Caucasus..

Как известно, на Малом Кавказе выявлен ряд месторождений и рудопроявлений различных цветных металлов, в частности, меди, свинца и цинка, имеющих высокое народнохозяйственное значение.

Кедабекский, Кошкардагский, Мехманинский рудные районы с известными месторождениями и проявлениями являются наиболее перспективными в Лок-Карабахской зоне Малого Кавказа.

С целью поисков новых месторождений медно-порфировых и генетически связанных с ними других цветных металлов авторами сделана попытка создать модель прогноза поисков, в основу, которой наряду с геологическими факторами, определяющими характерные свойства медно-порфировых месторождений, положены также геофизические исследования, особенно в пределах Кедабекского рудного района.

Как следует из многочисленных работ [1–4], медно-порфировое оруденение в Кедабекском рудном районе связано с порфировыми штоками – дайками кварц-диоритовых порфиритов, которые прорывают Атабек-Славянский

плагиигранитовый интрузив. В апикальных и нередко боковых частях этих порфировых интрузивов формируются штокверковые зоны с медно-порфировым оруденением. Среднее содержание меди в них составляет 0,53 %, молибдена – 0,003 %. Для промышленной оценки этих зон на полную мощность необходимо бурение на глубину 200, 400 и 600 м наклонно-перекрывающих скважин с учетом ранее пробуренных, а также морфоструктурных особенностей порфировых тел.

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

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.

Результаты изучения геодинамической позиции медно-порфирового оруденения [5] показывают, что практически все крупные месторождения медно-порфировых руд так или иначе связаны с субдукционным процессом. Сюда входят случаи, когда рудоносными оказываются рифтогенные структуры в тылах субдукционных зон и постсубдукционные (синколлизийные) области локального растяжения на фоне общего сжатия. Не исключением в этом отношении является и Кедабекский рудный район с медно-порфировым оруденением. Как известно, северо-восточный склон Малого Кавказа представляет собой островную дугу, образовавшуюся в северной фронтальной части зоны субдукции, приуроченной к области столкновения Аравийской с юга и Русской с севера континентальных плит. Предполагается, что субдукционный процесс, происходивший здесь, создавал условия для первоначального концентрирования ряда металлов из исходно рассеянного их состояния. Процесс формирования медно-порфировых руд в пределах Малокавказской островной дуги произошел в два этапа. Первый – подготовительный – этап включает длительную аккумуляцию рудоносных флюидов в дальних умеренно разогретых тылах островной дуги. В концентрировании флюидов важная роль принадлежала структурной обстановке. Особенно следует отметить узлы сопряжения Локк-Карабахской островной дуги со сквозными линейными разломами (Кедабек-Далидагский) и кольцевыми структурами, которые служат вместилищами магматических масс и связанных с ними эндогенных рудных месторождений. Отмеченная обстановка явилась своеобразной астеносферной ловушкой, в которой аккумуляровались геохимически специализированные флюиды. Площадь проявления медно-порфировых

руд, по существу, представляет собой проекцию на земную поверхность этой ловушки.

Следующий этап рудогенеза связан с началом континентальной коллизии, когда в результате бокового взаимодействия сближающихся блоков тылы Малокавказской дуги оказались превращенными в зону тектонической брекчии. Дробление пород сопровождалось образованием системы многочисленных глубокопроникающих расколов и трещин, создавших условия декомпрессионного магмогенеза и явившихся местами массового прорыва к земной поверхности мантийных рудоносных флюидов. Флюиды пропитывали дробленные породы и синхронно внедряющиеся порции магматического расплава.

Таким образом, в рамках рассматриваемой схемы медно-порфировое оруденение Кедабекского рудного района предстает как результат трех геодинамических факторов: длительно действующего благоприятного режима внутриастеносферной сепарации рудного компонента, латеральной геологической неоднородности мантии, обусловившей аккумуляцию флюидной фазы в локальной области, и, наконец, своевременного краткосрочного, но эффективного дренажа кровли астеносферного канала при коллизийном дроблении литосферы.

Характерной особенностью медно-порфировых месторождений Кедабекского рудного района является наличие в них рудно-метасоматической зональности, обусловленной закономерным развитием во времени процесса минерализации при рудообразовании в меняющихся геологических и физико-химических условиях.

Метасоматические образования медно-порфировых месторождений Кедабекского рудного района представлены последовательно проявленными калишпатовой, грейзеновой, пропилитовой, вторично-кварцитовой и аргиллизитовой формациями, для которых характерно наложение продуктов последующих образований на более ранние. Это прямое следствие направленной эволюции рудоносных флюидов, выражающейся в изменении кислотности-щелочности растворов, их парциального давления и температуры. Наиболее широко распространены вторичные кварциты, имеющие площадное развитие и проявляющие

тесную связь с медно-порфировым оруденением Хархарского, Карадагского, Джагирчайского и других участков. Эти новообразования тяготеют к апикальным частям малых порфировых интрузивов, внедрившихся в тела Атабек-Славянского плагиогранитового массива. Медно-порфировая минерализация формируется в отрезке гидротермальной деятельности, которая привела к появлению полифациальных вторичных кварцитов, в том числе основных рудолокализирующих кварцсерицитовых метасоматитов. В общем случае эволюция гидротермального изменения пород привела к зональному строению метасоматитов.

Изучение Карадагского рудного поля геофизическими методами началось с 1973 г. За период 1973–1985 гг. выявлено 30 потенциально перспективных на сульфидную минерализацию аномальных участков, в их числе и ныне изучаемое Карадагское месторождение, где поисковые скважины, пробуренные в контуре аномалий ВП, вскрыли прожилково-вкрапленные руды медно-порфирового типа с содержанием меди 0,1–0,54 %.

В результате комплекса геофизических методов (магниторазведка, электроразведка ВП) в масштабе 1:25 000 - 1:50 000 на площади 372 км² в северной части Шамкирского поднятия выявлено 9 аномальных участков ВП, картирующих размещение сульфидной минерализации на площади работ, потенциально перспективных по комплексу признаков на прожилково-вкрапленное медное оруденение: Агамалинский, Орджоникидзевский, Дашбулагский, Южно-Карадагский, Спитакшинский, Салерский, Ясамалинский, Джагирчайский, которые рекомендованы к детальному в масштабе 1:10 000 геолого-геофизическому изучению (см. рисунок).

В результате детализационных работ на Джагирчайском аномальном участке установлено, что интрузивные плагиограниты байосского этапа магматизма, обнажающиеся в окрестностях с. Даг Джагир, характеризуются отрицательными значениями DT. Площадь его оконтуривается нулевой изолинией напряженности магнитного поля. Узкие локальные минимумы магнитного поля до 500 нТл внутри этого контура объясняются неоднородностью петрографического состава массива.

Относительно высоким магнитным полем, до 1000 нТл, картируется Джагирчайский интрузив. Локальные максимумы магнитного поля напря-

женностью от 500 до 1000 нТл отвечают телам повышенной основности. Спокойным положительным полем (DT от 0 до 100 нТл) со слабыми горизонтальными градиентами картируются области развития эффузивных и пирокластических фаций вулканитов верхнего байоса.

Отложения нижнебайосского возраста выделяются относительно повышенными (DT до 300 нТл), резко меняющимися значениями магнитного поля, образующего локальные участки повышенных и пониженных значений.

Локальные максимумы магнитного поля картируют лавовые покровы более основного состава. Локальные минимумы, возможно, обусловлены процессами гидротермального воздействия.

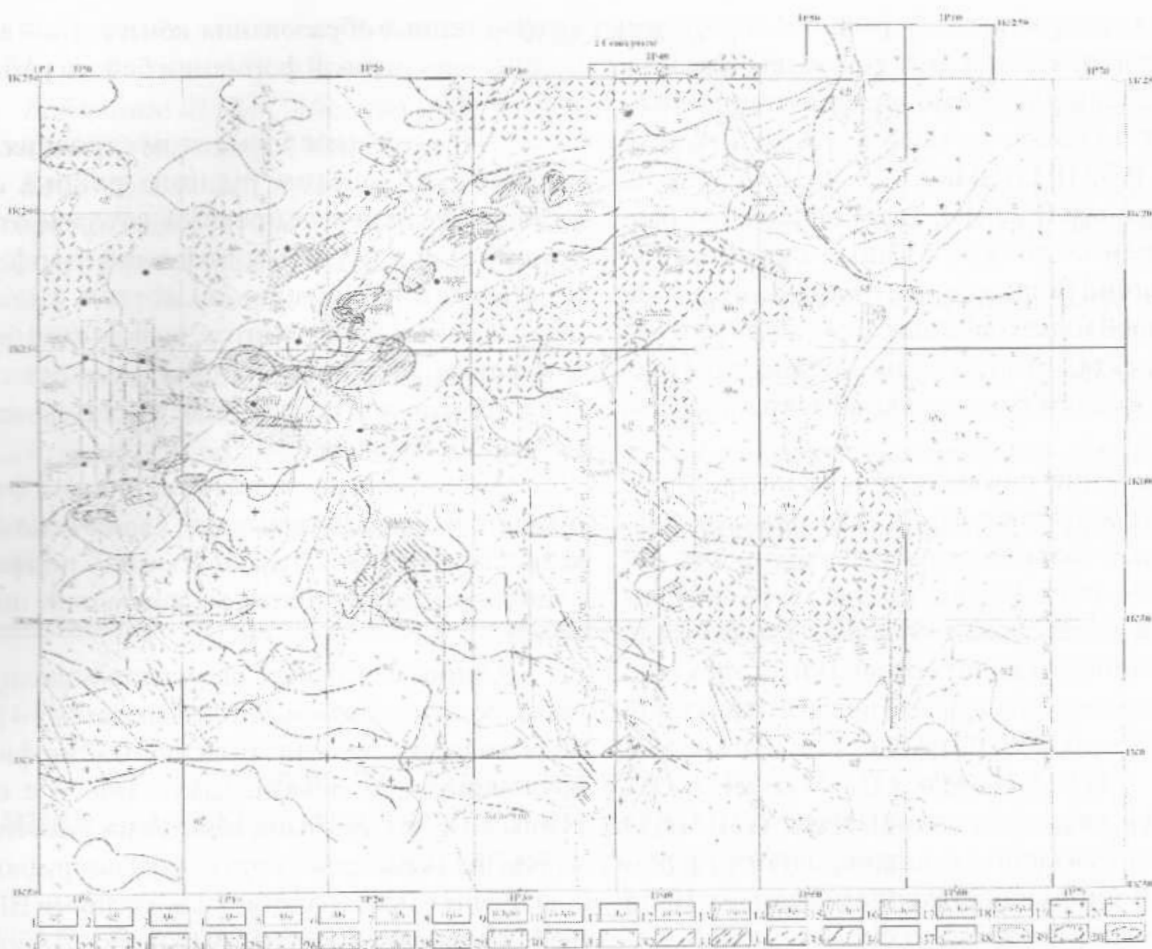
В СЗ приграничной зоне отмечаются локальные аномалии со значениями DT до 300 нТл и картирующие, по-видимому, тела субвулканических образований верхнебайосского возраста.

В долине р. Джагирчай обнажается интрузивный шток кварц-диоритовых порфиритов позднеюрского этапа магматизма, с которым на данной площади связывается медно-порфировое оруденение во вторичных кварцитах. Тело штока выделяется повышенным магнитным полем (DT до 300 нТл). К нему приурочен ореол аномальных значений поляризуемости.

Таким образом, с учетом отмеченной закономерности устанавливается связь этих локальных аномалий с телами невоскрытых эрозионным срезом малых интрузий кварц-дiorитовых порфиритов.

В магнитном поле нашли отражение разрывные нарушения в виде протяженных минимумов, смещения хода изолиний DT и высокого градиента поля. Установлены три системы нарушений: СЗ, СВ, близширотное.

На левом берегу р. Джагирчай 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. Приурочена она к широкой зоне дробления и расщепления пород, развитой вдоль разрывных нарушений. Породы в пределах аномальной зоны интенсивно гидротермально изменены и превращены во вторичные кварциты.



Геологическая карта Карадагского рудного поля с нанесением результатов геофизических работ

Современные четвертичные отложения: 1-аллювиальные, пролювиально-аллювиальные галечники, гравий, пески, глины, супесь с валунами и др.; 2- делювиальные, элювиально-делювиальные, пролювиально-делювиальные щебни, суглинки и супесь; Магматические образования: вулканогенные породы, верхний байос; 3 - плагиопорфиры, кварцевые плагиопорфиры и их туфы с прослоями туфопесчаников; 4- дациты, андезит-дациты, риодациты (риодациты, дацит-порфиры и их пирокласты); 5 - андезиты, андезит-базальты. Нижний байос: 6 - чередование андезитовых порфиритов и их разнообломочных туфов с прослоями туфопесчаников. Интрузивные породы: 7- плагиограниты; 8 - диориты; 9 - гранодиориты, кварцевые диориты. Верхнеюрские малые интрузии: 10 - диабазы, габбродиабазы, диабазовые порфириты; 11 - диоритовые порфириты; 12 - крупноплевошпатовые кварцевые и кварцсодержащие риолиты (штоки, дайки); Дайки, силы, жилы: 13 - дацитов, риодацитов, андезит-дацитов; 14 - гранит-порфиров, плагиогранит-порфиров, гранодиорит-порфиров; 15 - андезитов, андезитовых порфиритов; 16 - диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов; 17 - диоритовых порфиритов; 18 - кварцевых и кварцсодержащих диоритовых порфиритов (штоки, дайки), обычно крупноплевошпатовые. Литологический состав пород: 19 - плагиограниты крупнозернистые, пегматитовые; 20- плагиограниты мелкозернистые, микропегматитовые; 21 - диориты; 22 - кварцевые диориты, гранодиориты; 23 - плагиопорфиры, кварцевые плагиопорфиры и их туфы; 24 - андезиты, андезит-базальты (1); андезитовые порфириты и их мелкообломочные туфы (2); 25 - глыбовые туфы андезитовых порфиритов; 26 - дациты, риодациты, андезит-дациты; 27 - кристаллоклассические разнообломочные туфы дацитов, риодацитов, андезит-дацитов; 28 - риолиты, плагиориолиты, туфы риолитов; 29 - туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты. Гидротермально-метасоматические породы (рудовмещающие): вторичные кварциты: 30 - каолин-серицитовые. Вторичные изменения пород: экзогенные - 31-малахитизация. Элементы структуры: разрывные нарушения: 32 - установленные (1); предполагаемые (2); 33 - зоны дробления и расланцевания вдоль разрывов; 34 - выявленные по геофизическим данным: 1 - по магниторазведке; 2 - по электроразведке; геологические границы стратиграфически согласные и интрузивные: 35 - 1 - достоверные; 2 - предполагаемые; 36 - границы фаций. Элементы, выявленные по геофизическим данным; границы интрузивных образований: 37 - диориты; 38 - кварцевые диориты; 39 - плагиограниты; 40 - штоки кварц-диоритовых порфиритов

В целях получения информации о природе и условиях залегания аномалиеобразующих объектов были выполнены работы по интерпретационным профилям комплексом методов: магнитной разведкой, ВПСГ, ВЭЗ ВП и ЧИМ.

По данным ВЭЗ ВП установлены направления падения локализирующих сульфидную минерализацию разрывов, вертикальный размах зон сульфидной минерализации, глубина до верхней кромки объекта, морфология предполагаемых рудных тел, их связь с интрузивной деятельностью площади.

Оруденение связано пространственно с интрузиями среднекислого состава, охватывая их экзо- и эндоконтакты. Вертикальная мощность зон сульфидной минерализации составляет в среднем 200–300 м, а на отдельных участках еще больше.

По данным магниторазведки и электро-разведки установлены скрытые под вулканогенной толщей верхнего байоса интрузии средне- и кислого состава.

В результате выполненных методом ЧИМ работ отмечается крайняя неоднородность рудовмещающей зоны с содержанием меди от 10 до 40–50 мкг/мл при фоне 2–5 мкг/л.

В центральной и южной частях площади наблюдаются интервалы с повышенным содержанием меди (50 мкг/мл) и золота (0,009 мкг/мл при фоне 0,0005 мкг/мл).

Исходя из анализа закономерностей, вытекающих из изложенных геолого-геофизических данных, можно сформулировать следующую модель формирования и размещения медно-порфировых месторождений Кедабекского рудного района.

Вмещающей рамой для большинства медно-порфировых месторождений Кедабекского рудного района служит Атабек-Славянский плагиогранитовый массив, древний доальпийский фундамент, который согласно геофизическим данным (Никольский и др., 1975) находится на глубине от 0 до 2 км. Вмещающими породами массива являются

вулканогенные образования контрастной андезит-базальт-риолитовой формации байоса (Абдуллаев и др., 1988).

Характерным элементом строения медно-порфировых систем рудного района служит наличие эруптивных брекчий, которые отвечают уровню верхних выклиниваний порфировых интрузивов [6]. Брекчиевые тела, сложенные обломками плагиогранитов, вулканитов байоса, а также порфировых тел, подвергались интенсивно гидротермальной переработке и несут окисленную рудную минерализацию.

Наиболее распространенными фациями рудоносных порфировых тел являются диориты, кварцевые диориты, гранодиориты с порфировым сложением, образующие дайковое поле шириной более 200 м.

Одним из важных элементов модели медно-порфировых месторождений Карадагского рудного поля является локализация медно-порфирового оруденения среди комплексов пород с определенными физическими свойствами. Месторождения медно-порфировых руд в пределах рудного поля совпадают в пространстве с аномалиями ВП кажущейся поляризуемости интенсивностью от 10 до 15–20 %, при фоне 3–5 %.

Некоторые элементы медно-порфировых месторождений хорошо распознаются в магнитных полях.

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 значения напряженности магнитного поля, вызванной поляризации, вертикального электрического зондирования и ЧИМ.

Отмеченные особенности являются важными элементами модели медно-порфировых месторождений Карадагского рудного поля и могут быть использованы в качестве критериев поисков и прогнозирования аналогичных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баба-заде В. М., Махмудов А. И., Рамазанов В. Г. Медно- и молибден-порфиновые месторождения. Азербейшр, 1990.
2. Баба-заде В. М., Агасиев М. А., Рамазанов В. Г. Типовые геолого-генетические модели медно-порфиновых месторождений Малого Кавказа//Структура, геохимия и минералогия рудных и нерудных месторождений Азербейджана. Баку. Изд-во АГУ, 1989.
3. Бин Р. Э., Тутли С. Р. Медно-порфиновые месторождения//Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984.
4. Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфиновых месторождений. М.: Недра, 1983.
5. Попов В. С. Геология и генезис медно- и молибден-порфиновых месторождений. М.: Наука, 1987.
6. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984.

УДК 553.07

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ – ВАЖНЕЙШИЙ ИНСТРУМЕНТ КОМПЛЕКСНОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

*Е. В. АЛЬПЕРОВИЧ-ЛАНДО, академик МАИ,
генеральный директор ТОО «Жамбыл Дидар»,
пос. Мирный, Жамбыльская область, Республика Казахстан*

Пайдалы кендердің кен орнылардың қалыптасуында ең мағыналы себепкер шарт болып шыққан ең басты құрылымдық-тектоникалық және формациялық талдаулар келтірілген.

Приведены главнейшие структурно-тектонические и формационные анализы, являющиеся важнейшим фактором в формировании месторождений полезных ископаемых.

The predominant structural-tectonic and formational analyses being the most important factor in formation of deposits of minerals are given.

Комплексный металлогенический анализ фактического геологического материала является тем основным инструментом, с помощью которого определяются закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, металлогенические факторы и их значимость, проводится металлогеническое районирование территории. Результаты комплексного металлогенического анализа отражаются на карте закономерностей размещения полезных ископаемых. В процессе

анализа исследователи применяют весь огромный теоретический багаж, накопленный современной геологической наукой. Главнейшие его составляющие — структурно-тектонический и формационный анализы, завершающиеся анализом закономерностей размещения полезных ископаемых.

Структурно-тектонический анализ доминирует при поисках и геолого-съёмочных работах крупного масштаба (1:50 000), однако он находит широкое применение и при работах

среднего масштаба (1:200 000). В процессе анализа должны быть выделены и дифференцированы структурные формы (элементы), определены их закономерные пространственные и временные сочетания и на основе этого установлены закономерные связи между геологическими телами и тектоническими структурами, с одной стороны, и рудной минерализацией — с другой. Это дает возможность реставрировать историю геологического развития района и провести его тектоническое районирование. Используя результаты структурно-тектонического анализа в комплексе с геофизическими и геохимическими материалами, можно выделять рудоносные и потенциально рудоносные геологические тела. Результаты структурно-тектонического анализа используются при составлении основы карт закономерностей размещения полезных ископаемых масштаба 1:50 000 (1:25 000) или отдельных элементов этих карт при работах масштаба 1:200 000.

Для прогнозно-металлогенических исследований важнейшими являются три принципа структурно-тектонического анализа.

1. Анализ проводится от общего к частному с последующей увязкой выявленных элементов структуры и рудной минерализации и обобщением данных. Увязка сведений о рудной минерализации с тектоническими элементами и геологическими телами позволяет сделать шаг к выявлению различных закономерностей размещения полезных ископаемых, зависящих от порядка и степени детализации анализируемых элементов. Последующее обобщение полученных данных, точнее их синтез, позволяет устанавливать закономерности размещения полезных ископаемых и выстраивать их иерархический ряд в порядке значимости.

2. Геологические тела, структурные элементы и рудоносность анализируются в целях выявления их пространственных и временных связей. В первую очередь изучаются пространственные связи, а затем временные. Это естественно, так как пространственные связи устанавливаются проще и достовернее, чем временные. Определение относительного, а тем более абсолютного возраста геологических тел, структур, руд большей частью затруднено, а в отдельных случаях вообще невозможно. Следует

подчеркнуть, что для выявления закономерностей размещения полезных ископаемых в целях последующего их использования при металлогеническом анализе и прогнозировании можно ограничиваться только пространственными связями.

3. Все геологические тела, структурные элементы и геологические процессы рассматриваются в связи с рудной минерализацией.

Основными методами структурно-тектонического анализа являются структурный и морфологический, а также методы палеогеографических и палеотектонических реконструкций. В пределах пассивных и активных континентальных окраин (геосинклинальных областей и авлакогенов), чехла платформ, морских и континентальных рифтогенных структур наличие достаточно полной геологической летописи облегчает структурно-тектонический анализ и позволяет проводить его в достаточно полном объеме. При анализе орогенных и активизационных структур, процесс развития которых характеризуется ограниченным осадконакоплением, необходимо особенно широко привлекать данные по истории магматизма.

Основная задача *структурного анализа* при прогнозно-металлогенических исследованиях заключается в выявлении и дифференциации рудоносных тектонических структур и элементов. Она должна решаться в такой последовательности: выявление и дифференциация складчатых и разрывных нарушений, увязка полученных результатов с материалами по полезным ископаемым и интеграция этих данных в форме закономерностей размещения полезных ископаемых. В конечном итоге структурный анализ является основой определения металлогенических факторов (металлотектов).

Основные положения структурного анализа, базирующиеся на широком охвате достоверных эмпирических данных, изложены в многочисленных учебных пособиях и обобщающих монографиях А. В. Пейве (1945, 1970), М. П. Биллингса (1949), Ю. А. Косыгина (1950, 1960, 1965, 1970), В. В. Белюсова (1964), Г. И. Гуревича (1954, 1955), М. В. Гзовского (1954, 1971, 1975), Г. Д. Ажгирея (1956), Л. У. де Ситера (1960), Л. И. Лукина, В. Ф. Чернышева, И. П. Кушнарера (1965), Г. В. Токтуева (1967), П. Ф. Иванкина (1970), А. И. Суворова (1973), Е. И. Паталахи (1974, 1975), В. В. Эза (1978)

и других^{*}. Например, применительно к геолого-съемочным работам наиболее полно вопросы структурного анализа рассмотрены в вып. 16 «Методического пособия по геолого-съемочным работам». В развитии структурного анализа за последние пятьдесят лет достигнуты значительные успехи, хотя его общетеоретическая и особенно систематизационная основы разработаны не настолько, чтобы обеспечивать в должной мере эффективность прогнозно-металлогенических исследований. Как указывает Л. М. Плотников [1], развитие структурного анализа затрудняется его положением «на стыке геологии с механикой, о материалах, методах и состоянии которой геологи обычно не имеют достаточного представления».

Наблюдаемые формы залегания горных пород являются следствием всей истории геологического развития региона. При структурном анализе территорий необходима мысленная их разбивка на геометрические тела (блоки) различной величины и соподчиненности, которые являются однородными по истории развития, строению и составу. Эти тела получили название структурных форм или элементов^{**}. По генезису их можно разделить на первичные и вторичные [3]. Первичными являются формы, возникающие в процессе формирования горных пород, т. е. формы, тесно связанные с условиями образования пород. Вторичные структурные формы возникают в результате поздних механических деформаций. Основными первичными структурными формами для осадочных пород являются слои, реже массивы, для магматических — покровы, жерловины и интрузивы. Первичные структурные формы метаморфизованных и метаморфических образований могут быть любыми из указанных выше, что зависит от генезиса пород, по которым они возникли. Первичные структурные формы изучаются литолого-стратиграфическими (осадочные породы), структурно-петрологическими (магматические породы) и литолого-петрографическими (метаморфизованные и метаморфические породы) методами. Полученные результаты используются, как правило, при палеотектони-

ческих и палеогеографических реконструкциях. Главнейшими же объектами структурного анализа являются вторичные структурные формы.

В пределах исследуемой территории структурные формы единично не встречаются [3]. Они образуют различные сочетания, которые можно рассматривать в трех аспектах: историческом, механическом и региональном. Наблюдаемые типы структурных форм обычно определяются последними геологическими событиями [4]. Вторичные структурные формы подразделяются на связные (складчатые, пликативные) и разрывные (дизъюнктивные). Существуют и элементы, занимающие промежуточное положение, в которых соизмеримое значение имеют пластические и разрывные дислокации. Примером такого элемента может служить грабен-синклиналь. К числу вторичных структурных форм следует также относить внутренние структурные элементы.

Главными связными структурными элементами являются складки. Следует подчеркнуть, что понятие «складка» включает в себя определенные масштабные ограничения [4]. Такие элементы, как блоки земной коры (материковой и океанской), платформы, складчатые области, щиты, плиты, синеклизы, антеклизы, антиклинории, синклинории и подобные им формы, не следует считать складками. Их качественное отличие от рядовых складок состоит в том, что земная кора может быть разделена на них без остатка. Складки же могут существовать как группами, так и поодиночке. На сегодняшний день не существует единой систематики складок. Они выделяются на основе многообразных подходов, при которых используются глубинность, размеры, морфология, генезис, отношение к руде.

Прежде чем перейти к обсуждению вопроса о взаимоотношении связных структурных элементов с рудной минерализацией следует остановиться на выделении структурных элементов, которые можно характеризовать как элементы длительной эндогенной активности. К ним в первую очередь относятся очаговые структуры [5]. Это

^{*} При структурном анализе авторами этих работ применяется различная терминология. Определения наиболее употребительных терминов в понимании различных авторов приведены в «Справочнике по тектонической терминологии» [1970 г.].

^{**} Т. Н. Спижарский предлагал называть их тектоническими телами [2].

особого типа сводовые и купольные структурные формы, которые образовались в связи с динамическим воздействием на вмещающие толщи магматических очагов, очагов разуплотнения масс внутри земной коры, а также в результате эксплозивных процессов флюидизации. Э. Уиссер (1964), впервые выделивший эти структурные формы, рассматривал их образование в связи с дифференцированными тектоническими движениями, которые возникали в результате местного воздействия вертикально проявленных сил. Известны изометричные и овальные очаговые структуры, реже устанавливаются линейно вытянутые.

Очаговые поднятия в отличие от рядовых антиклинальных структур не сопряжены с отрицательными структурными элементами и большей частью встречаются изолированно. Они легко выделяются среди слабодислоцированных толщ, в областях завершённой складчатости их выявление затруднено. Среди очаговых структур выделяются купольные поднятия, полигональные блоки, валы, кольцевые структуры. Как правило, их размеры сопоставимы с размерами таких рудоносных площадей, как рудные районы, узлы и поля. Специфика развития и особенности рудной минерализации приводят к тому, что контуры указанных рудоносных площадей обычно совпадают с контурами очаговых структур (рис. 1).

В качестве структурных элементов длительной эндогенной активности можно рассматривать зоны и узлы, под которыми не всегда можно предполагать наличие очагов того или иного генезиса. Появление таких очагов происходило лишь на определенных этапах развития структурных форм. Установлены линейные зоны и кольцевые структуры, развивающиеся на отрицательных складчатых формах, характеризующихся длительным и специфическим развитием, своеобразным магматизмом и эндогенной рудной минерализацией.

Некоторые структуры длительной эндогенной активности почти не отражены в геологическом строении поверхности. Они проявлены малыми телами интрузивных пород глубинного происхождения. Для выявления таких структур основное значение приобретает изучение глубинного строе-

ния района. Подобные структуры, по-видимому, контролируют размещение месторождений алмазов, имеющих мантийное происхождение и единый радиологический возраст вне зависимости от типа и возраста месторождения.

Надо полагать, что дальнейшее развитие концепции о структурных элементах длительной эндогенной активности позволит исследователям более рационально проводить металлогенический анализ и составлять карты закономерностей размещения полезных ископаемых на новой, более выразительной основе.

Таким образом, структурные элементы длительной эндогенной активности являются важнейшими *рудоносными*^{*} структурными формами, которые следует выделять в процессе структурного анализа. Однако в качестве рудоносных можно рассматривать не только структурные элементы длительной эндогенной активности, но и некоторые антиклинорные и синклинорные структуры, что естественно, так как они часто контролируют выходы на поверхность рудоносных геологических формаций и тел (рис. 1).

Связные тектонические элементы высоких порядков или определенные их части могут вмещать рудные тела. Рудные тела эндогенного генезиса охотно локализуются в наиболее ослабленных частях таких элементов – замках складок, флексурах, участках максимальной дисгармоничности, двусторонних складках и др. В пластовых месторождениях наиболее богатые рудные тела возникают в подобных участках за счет нагнетания или перераспределения рудной массы. Все эти структурные элементы следует рассматривать как *рудовмещающие* или *рудолокализирующие*. Причем *рудовмещающими* являются те элементы, которые целиком используются рудными телами, а *рудолокализирующими* – те, определенные части которых благоприятны для расположения рудных тел (рис. 1). Таким образом, в зависимости от отношения к рудной минерализации рудоконтролирующие связные тектонические элементы могут быть *рудоносными* или *рудоконцентрирующими*, с одной стороны, и *рудовмещающими* или *рудолокализирующими* – с другой.

* И. Н. Томсон и М. А. Фаворская предлагают называть такие структурные элементы рудоконцентрирующими [6].

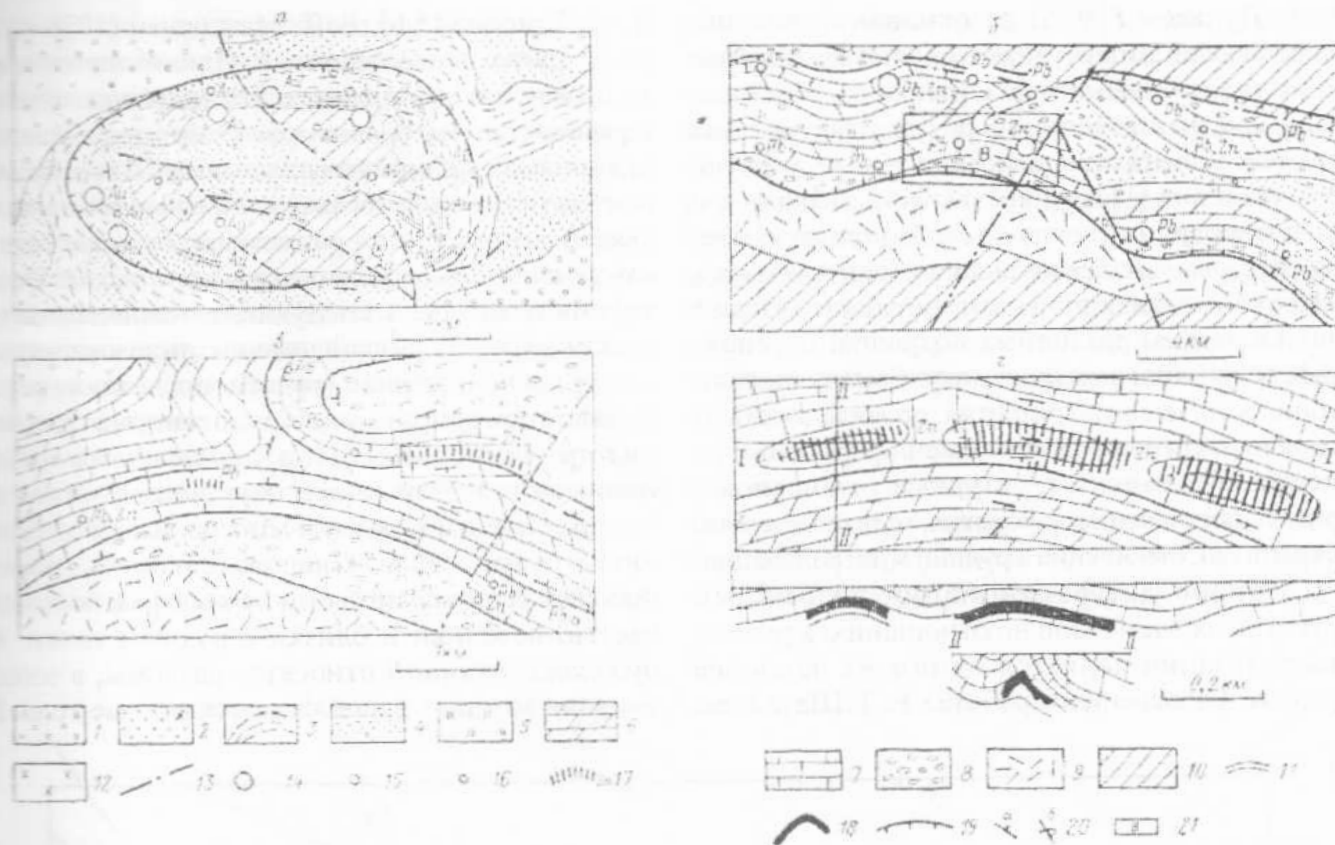


Рис. 1. Схемы соотношения проявлений полезных ископаемых со связными структурными элементами (по Е. В. Альперовичу): а – рудоносная очаговая структура; б – фрагмент рудоносной синклинали; в – рудо-локализирующая синклиналь: месторождения и проявления размещаются в лежащих крыльях складки; з – рудовмещающие антиклинали, осложняющие крыло рудолокализирующей синклинали.

1 – московские конгломераты; 2 – башкирские песчаники и конгломераты; 3 – серпуховские песчаники и алевролиты; 4 – визейские песчаники; 5 – верхнетурнейские кремнистые породы; 6 – нижнетурнейские доломиты; 7 – фаменские известняки; 8 – франские красноцветные конгломераты и песчаники; 9 – живетские кислые вулканиты; 10 – комплекс основания; 11 – дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров; 12 – диориты; 13 – разрывные нарушения; 14 – 16 – рудные объекты: 14 – месторождения, 15 – проявления, 16 – геохимические аномалии, 17 – проекции рудных тел на поверхность, 18 – рудные тела; 19 – границы рудоносных площадей; 20 – залегание пород: а – наклонное, б – опрокинутое; 21 – контуры участков, приведенных в увеличенном масштабе

Разрывные структурные формы широко развиты в земной коре. Можно утверждать, что даже в наиболее изученных ее участках до сих пор не выявлены все разрывные нарушения и не установлена их связь с рудной минерализацией. В значительной мере качество прогноза зависит от детальности изучения и дифференциации разрывных структурных элементов. Исследователи понимают разрывные нарушения по-разному. Наиболее удачным и полным является, на наш взгляд, определение М. В. Гзовского [4, с. 94]: «разрывом является зона, в которой прерывается и обязательно смещается некоторый структурный элемент, причем этот перерыв сопровождается физическим разрушением горных пород. . .».

Каждый разрывной структурный элемент объемный, т. е. он представляет собой геологическое тело, состоящее из сложной системы поверхностей разрушения, которые распространены в определенном объеме. Такое геологическое тело выделяется по присутствию определенных поверхностей разрушения, находящихся в соответствующем сочетании между собой [4]. При картировании можно выделить основной разрыв и зону его влияния, а также трещины, оперяющие его. В отдельных случаях представляется возможным установить несколько порядков оперяющих разрывов (рис. 2).

Все разрывные нарушения конечны, что убедительно показано Н. И. Мишиным и

Ю. А. Дупаком (1976) на основании анализа распределения амплитуд смещения. В связи с этим в пределах любого разрыва в участках максимальных смещений располагается зона уплотнения вещества, а позади нее — участки разуплотнения [1], что чрезвычайно важно при прогнозировании рудных тел. Вопросы систематики разрывных структурных элементов сложны, ибо их классификация может осуществляться с использованием различных подходов. В основу дифференциации разрывов могут быть положены глубинность, масштаб развития, проявленность на поверхности, отношение ко времени формирования рассекаемых толщ, структурные отношения с горными породами, морфология, генезис, степень раскрытости, отношение к рудной минерализации.

Вопрос дифференциации разрывных структурных элементов по отношению к рудной минерализации является одним из наиболее сложных. Он освещен в работах Е. Т. Шаталова,

И. Н. Томсона [5,6], В. Т. Матвиенко (1976 г.) и ряда других исследователей. Однако ни один из авторов не дал строгого определения используемых терминов, причем большинство до сих пор остается терминами свободного пользования. Все разрывные нарушения, с которыми в той или иной степени связана рудная минерализация, большинство авторов называют *рудоконтролирующими*. Этот термин охватывает следующие основные типы разломов (рис. 3): рудовмещающие, рудолокализирующие, рудоподводящие (рудораспределяющие) и рудоконцентрирующие (рудогенерирующие, рудогенетические). Под *рудовмещающими* понимаются разрывные нарушения, полости которых вмещают рудную минерализацию, в том числе рудные тела. Следовательно, рудовмещающие разломы по своим параметрам большей частью невелики и близки к рудным телам. К *рудолокализирующим* относятся разломы, в зонах влияния которых располагаются рудные тела. В

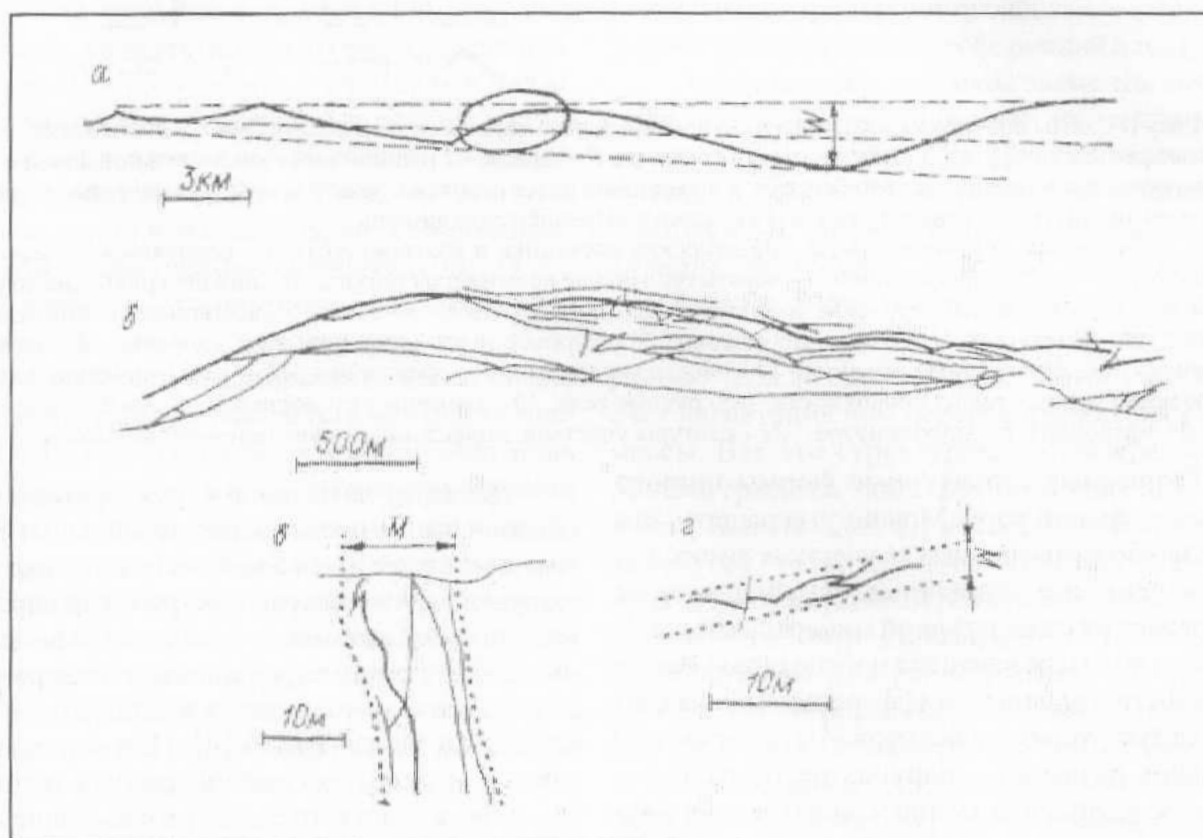


Рис. 2. Схема строения разлома при различной детальности его рассмотрения: (по М. В. Гзовскому [4]): а — на обзорной карте; б — на детальной карте (участок, обведенный овалом на а); в — на вертикальном разрезе шахты (участок, обведенный кружком на б); з — на плане шахтного горизонта (участок, обведенный кружком на б); М — мощность зоны разлома

отдельных случаях вместе с рудоносными геологическими телами эти разломы определяют контуры рудных полей, а иногда рудных узлов и зон.

Под *рудоподводящими (рудораспределяющими)** следует понимать разрывные структурные элементы, вдоль которых располагаются однотипные месторождения полезных ископаемых, рудные поля, узлы и зоны, т. е. разломы совместно с рудоносными геологическими телами (размещение которых они контролируют), определяющие контуры металлогенических зон и их специализацию. Наконец, *рудоконцентрирующими (рудогенетическими, рудогенерирующими)* являются такие структурные элементы, которые контролируют положение месторождений, рудных полей, узлов, зон и районов вне зависимости от вида полезного ископаемого, т. е. определяют положение

участков концентрации оруденения внутри металлогенических зон. Такие структурные элементы занимают по отношению к рудоподводящим (рудораспределяющим) разломам секущее положение. Если зоны рудоподводящих разломов в большинстве случаев достаточно четко выражены, то рудоконцентрирующие разрывные нарушения, как правило, относятся к числу скрытых и выявляются по косвенным признакам. Известны случаи, когда рудоподводящие разрывы по простиранию переходят в рудоконцентрирующие, и наоборот.

Как упоминалось выше, в природе нередко встречаются структурные элементы смешанного типа, в которых соизмеримое значение имеют как связанные, так и разрывные нарушения. При анализе подобных элементов следует использовать двойкий

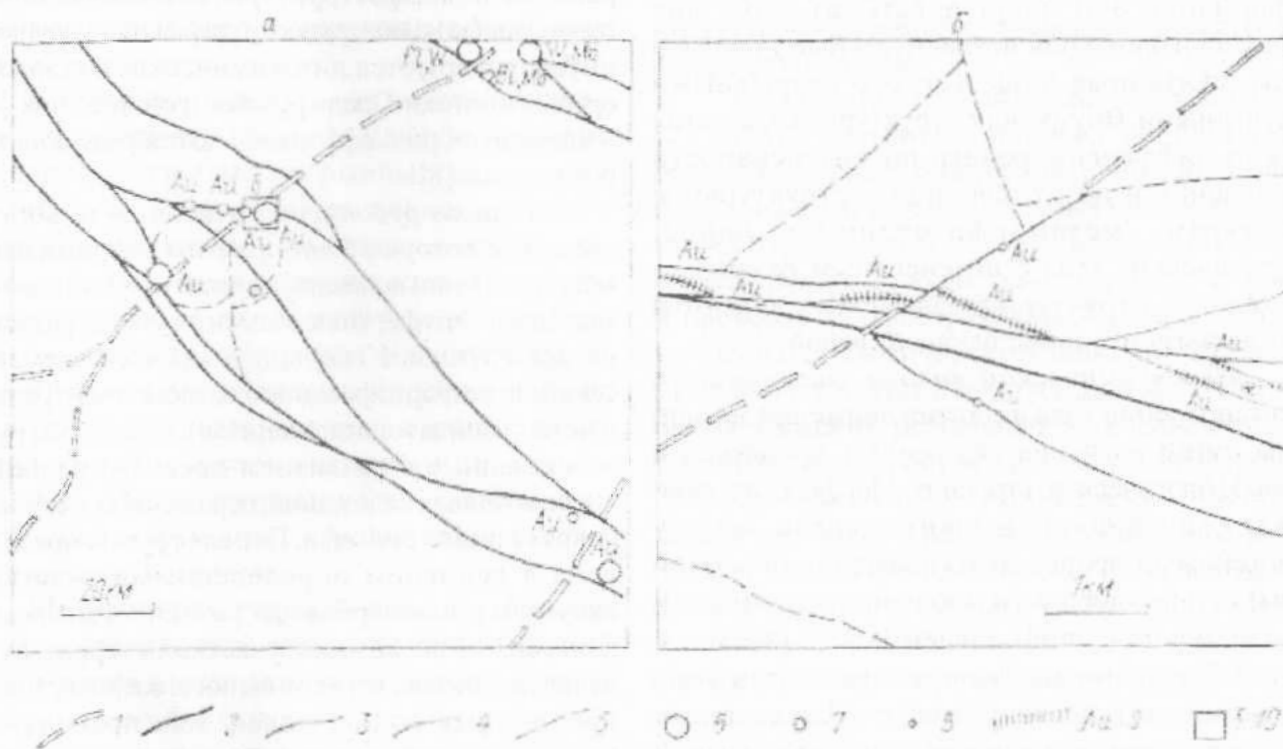


Рис. 3. Схема соотношения проявлений золота с разрывными структурными элементами на примере Алтынсайского золоторудного узла (по Е. В. Альперовичу). а и б – фрагмент схемы а в увеличенном масштабе: 1 – 4 – рудоконтролирующие разломы: 1 – рудоконцентрирующие (рудогенерирующие, рудогенетические), 2 – рудоподводящие (рудораспределяющие), 3 – рудолокализирующие, 4 – рудовмещающие; 5 – прочие разрывы; 6 – 9 – рудные объекты: 6 – месторождения, 7 – проявления, 8 – геохимические аномалии, 9 – рудные тела; 10 – контур участка, приведенного в увеличенном масштабе

* Е. Т. Шаталов и И. Н. Томсон называют эти разломы рудолокализирующими [5]

подход, характеризуя и дифференцируя их, с одной стороны, как связанные, а с другой — как разрывные. В результате должна быть получена комплексная их характеристика.

При прогнозной оценке площадей немаловажное значение приобретает изучение внутренних структурных элементов, т. е. элементов, проявление которых не приводит к нарушению первичного или вторичного положения геологических тел.

Вся совокупность внутренних структурных элементов получила название дислокационного метаморфизма. Морфология этих элементов в значительной степени зависит от первичных структур и текстур горных пород. Внутренние структурные элементы обычно сопровождаются внешними связными и разрывными [3]. В зависимости от интенсивности тектонических деформаций они могут охватывать большие площади и блоки или незначительные участки и зоны, связанные чаще всего с разрывными нарушениями. Внутренние структурные элементы можно дифференцировать по интенсивности проявления и по отношению к структурам и текстурам метаморфизованных пород. Геологические тела с интенсивным развитием внутренних структурных элементов являются благоприятной рудовмещающей средой.

Морфологический анализ заключается в восстановлении хода развития движений земной коры путем изучения экзогенных процессов и геоморфологического строения. Морфологический анализ позволяет выявить связь между эндогенными процессами (движениями земной коры), с одной стороны, и экзогенными процессами и современной морфологией поверхности — с другой. С помощью морфологического анализа при прогнозно-металлогенических исследованиях определяется пространственная связь рудной минерализации с морфоструктурами, морфоскульптурами и слабо проявленными на поверхности структурными элементами.

К главнейшим методам морфологического анализа относятся геоморфологическое картирование, морфоструктурный и морфотектонический анализы. Сведения о них с достаточной полнотой изложены в соответствующих методических пособиях, руководствах и монографиях [7, 8].

Геоморфологическое картирование.

Цель метода — изучение формы, генезиса, возраста и этапов развития рельефа. В конечном итоге все эти данные получают свое изображение на геоморфологической карте. При геоморфологическом картировании используются многочисленные методические приемы, среди которых важнейшими являются морфография и морфометрия, сопровождающиеся морфологическим анализом на основе использования сравнительно-морфологических и историко-морфологических данных [8].

Анализ геоморфологических карт дает материал для определения металлогенических факторов и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. С его помощью выявляются рудоконтролирующие формы рельефа, устанавливаются элементы рельефа и морфоструктуры, определяющие не проявленные на поверхности разрывные нарушения, интерпретируются литохимические и шлиховые ореолы и потоки. Среди рудоконтролирующих форм и элементов рельефа выделяются рудоносные и рудогенные [8].

К числу *рудоносных* относятся те формы и элементы, которые благоприятны для размещения месторождений полезных ископаемых или сложены таковыми. Эти формы и элементы можно разделить на две группы. К первой относятся элементы, связанные с формированием современного рельефа и четвертичными отложениями, ко второй группе — связанные с развитием древнего рельефа и коррелятивных отложений, отраженных в строении современного рельефа. Первая группа представлена в основном определенными участками аккумулятивного рельефа различного генезиса: дюнами, озами, камами, участками террас, русел, дельт, долин, кос, конусов выноса, озерных впадин, прибрежных полос, морен. Как правило, ими контролируются россыпные месторождения или месторождения строительных материалов. Формы и элементы второй группы проявлены на поверхности либо полностью (в условиях развития денудационного рельефа), либо частично (в условиях развития денудационно-аккумулятивного рельефа), либо опосредованно или фрагментарно (в условиях преобладания аккумулятивного рельефа). Они встречаются в виде цокольных равнин, куэст, карнизов, выступов, реликтов террас,

которыми контролируются древние россыпи, месторождения, связанные с корами выветривания, залежи строительных материалов. Характерным примером могут служить верхнеюрские алмазные конгломераты и гравелиты с фосфатным цементом северо-восточной части Сибирской платформы. По данным Б. И. Прокопчука и М. В. Сулова (1960), они образуют в рельефе небольшой уступ, прослеживающийся на сотни километров.

Рудогенные формы и элементы рельефа обязаны своим происхождением залегающим под ними месторождениям полезных ископаемых, которые имеют большей частью эндогенное происхождение. К ним относятся: положительные формы рельефа, возникающие над околорудными метасоматитами (грейзенами, зонами окварцевания и ороговикования, вторичными кварцитами и т. п.); рудные просадки и (с некоторой долей условности) такие техногенные формы, как древние выработки.

Следует иметь в виду, что отдельные положительные элементы рельефа и морфоструктуры трассируют скрытые разрывные нарушения, большинство которых имеет важное рудоконтролирующее значение. Это связано с тем, что, во-первых, тектонические движения по многим из этих разрывов продолжаются поныне и, во-вторых, зоны этих разрывов трассируются магматическими телами и участками повышенной трещиноватости. Все это позволяет устанавливать скрытые разломы по линейно расположенным элементам рельефа. Метод применим для выявления разрывных нарушений в регионах с густым растительным покровом.

Морфоструктурный анализ. Данный анализ исходит из того, что современный рельеф формировался длительное время, нередко начиная с завершающих фаз складчатости. Предметом его исследований являются морфоструктуры, под которыми понимаются «основные геоморфологические элементы Земли, созданные тектоническими движениями в их взаимодействии с процессами денудации и аккумуляции отложений» (И.П. Герасимов, 1969). Структурный план современного рельефа при новейших тектонических движениях, его морфоструктуры, очень часто наследует более древние структурные планы, что открывает широкие перспективы для приме-

нения морфоструктурного анализа в прогнозных целях. Немалую роль в формировании морфоструктур играют процессы препарирования структурно-литоморфных особенностей субстрата, плотностного контроля, а также пока еще слабо изученные, но очень важные процессы «просвечивания» структур фундамента в рельефе [7]. Исходя из этих представлений морфоструктурный анализ изучает генезис форм рельефа путем определения взаимоотношения эндогенной и экзогенной составляющих процессов рельефообразования или сопоставления рельефа земной поверхности с ее геологической структурой. Главная задача морфоструктурного анализа, применяемого при геологических исследованиях, заключается в выявлении таких особенностей рельефа, которые могут указывать на элементы структуры [7]. Цель морфоструктурного анализа при прогнозно-металлогенических исследованиях – установить структурные особенности территории, связанные с ее рудоносностью.

Морфоструктурный анализ включает в себя [7] анализ морфографических особенностей рельефа, анализ его морфометрических особенностей и некоторые формальные преобразования морфоструктурной схемы, выделение типов морфоструктур по их соотношениям друг с другом и проверку морфоструктурной схемы геологическими и геофизическими данными. Сущность метода заключается в комплексной качественной оценке элементов рельефа с привлечением количественных характеристик и с дальнейшей формальной обработкой полученной схемы. Для этого используется набор разномасштабных топографических карт. Причем начинать исследования рекомендуется с более мелкого (обзорного) масштаба (1:1 000 000 – 1:500 000) в целях выявления общих черт морфоструктурного плана и установления структурного положения участка при детальном, более крупномасштабном исследовании. Масштабы карт крупнее 1:100 000 не рекомендуется использовать, так как главные структурные элементы на них «расплываются», т. е. теряют свою индивидуальность.

Первичный анализ структурной основы рельефа проводится независимо от геологических данных. На заключительных стадиях морфоструктурная схема проверяется на основании геологических и геофизических материалов.

Морфографическими критериями выделения морфоструктур являются выдержанность направлений прямолинейных элементов рельефа и его аномалий (поворотов речных долин и др., рис. 4), постоянство кривизны дугообразных элементов рельефа, степень обособленности объемно-площадных элементов по характеру распределения высот водоразделов, степени расчлененности и др. Анализ показывает, что для структур блокового типа характерны равномерное распределение поля высот внутри и наличие ступеней рельефа вдоль

их границ, для крупнейших круговых структур диаметром от 200 до 500 км – радиальное изменение высот, для круговых морфоструктур магматической природы – гетерогенное распределение вершинных уровней (рис. 5).

Основные методические приемы морфоструктурного анализа следующие: анализ продольных профилей, изучение ориентировки речной сети, исследование глубины и густоты расчленения рельефа, морфометрические исследования комплекса геоморфологических характе-

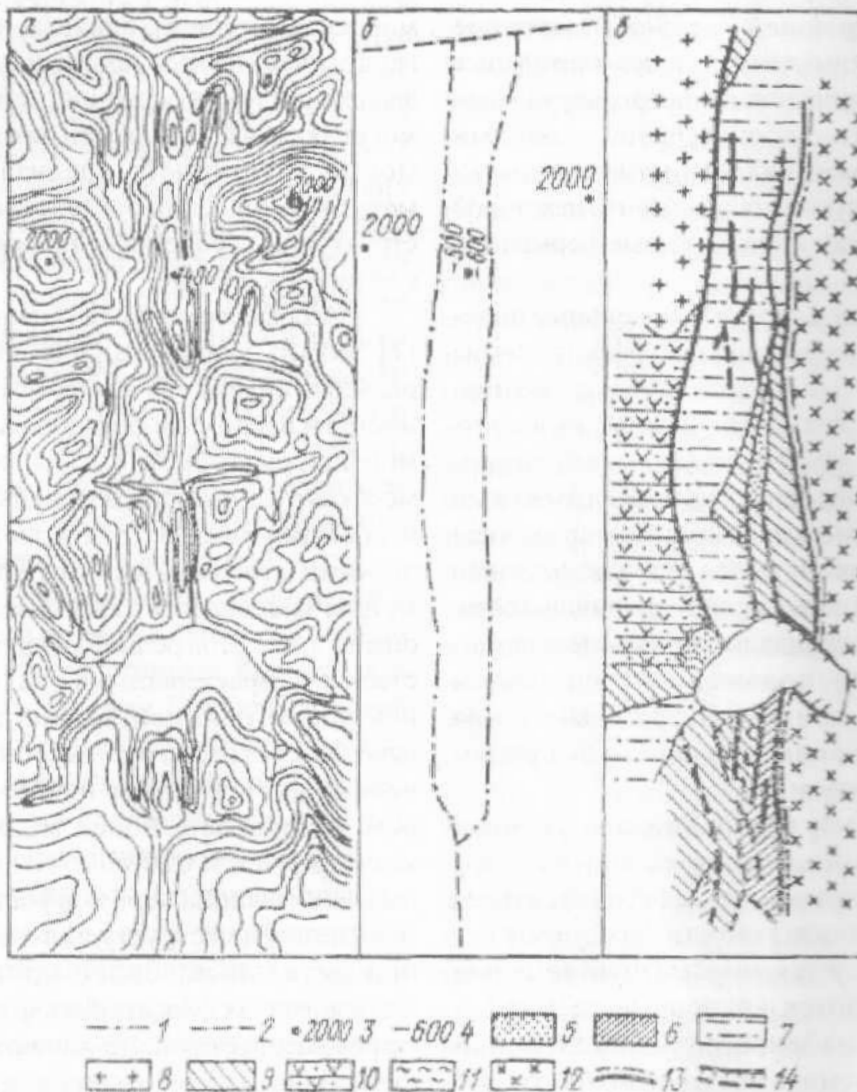


Рис. 4. Характер выражения в рельефе грабена, ограниченного парными высокоамплитудными разломами (по И. К. Волчанской и др. [7]): а – рельеф в морфоизогипсах; б – морфоструктурная схема: 1 – границы грабена, 2 – разломы, 3 – максимальные обобщенные отметки высот, м, 4 – знак и амплитуда относительного перемещения, м; в – геологическая схема: 5 – четвертичные отложения, 6 – верхний девон, 7 – ордовик, 8 – среднекембрийские интрузии, 9 – средний кембрий, 10 – венд – кембрий, 11 – зоны рассланцевания, 12 – докембрийские образования, 13 – зона глубинного разлома, 14 – прочие разломы

ристик (построение карт базисных поверхностей, методика гониобазит и гониогинсобазит, методика обобщенных морфонзогипс).

Морфотектонический анализ. Этот анализ позволяет исследовать формы рельефа, созданные новейшими тектоническими движениями. Неотектонические движения проявились повсеместно, создав современный рельеф поверхности суши и морского дна. Интенсивность их менялась от места к месту. В сопряженных районах происходили разнонаправленные движения, сбросы использовали как древние тектонические разрывные элементы, так и возникшие вновь.

Используя указанные положения, исследователи придавали неотектоническим движениям в истории Земли различное значение. В. В. Белоусов рассматривал новейшую тектонику как качественно новый этап развития Земли. Г. Ф. Лунгерсгаузен, С. С. Шульц, Н. И. Николаев полагали, что аналогичные, а может быть, и более интенсивные, процессы отмечались в более ранние эпохи. Ф. Кинг

считал, что провести четкую границу между новейшей тектоникой и более древней невозможно, хотя в отдельных областях в неоген-четвертичное время и происходило усиление тектонических движений. Вне зависимости от значения, придаваемого неотектоническому этапу в целом, выделяемые с помощью морфотектонического анализа сводово-глыбовые поднятия, депрессии различной формы и зоны разломов позволяют определить рудоносные структурные элементы различного порядка и в первую очередь структурные элементы длительной эндогенной активности. При морфотектоническом анализе применяются многочисленные методы и методические приемы, достаточно подробно рассмотренные в методических пособиях по геоморфологическим исследованиям [8].

Пример применения морфотектонического анализа можно найти в работе Н. В. Скубловой (1974). В основу работы была положена оценка степени деформации поверхности досреднеолиго-

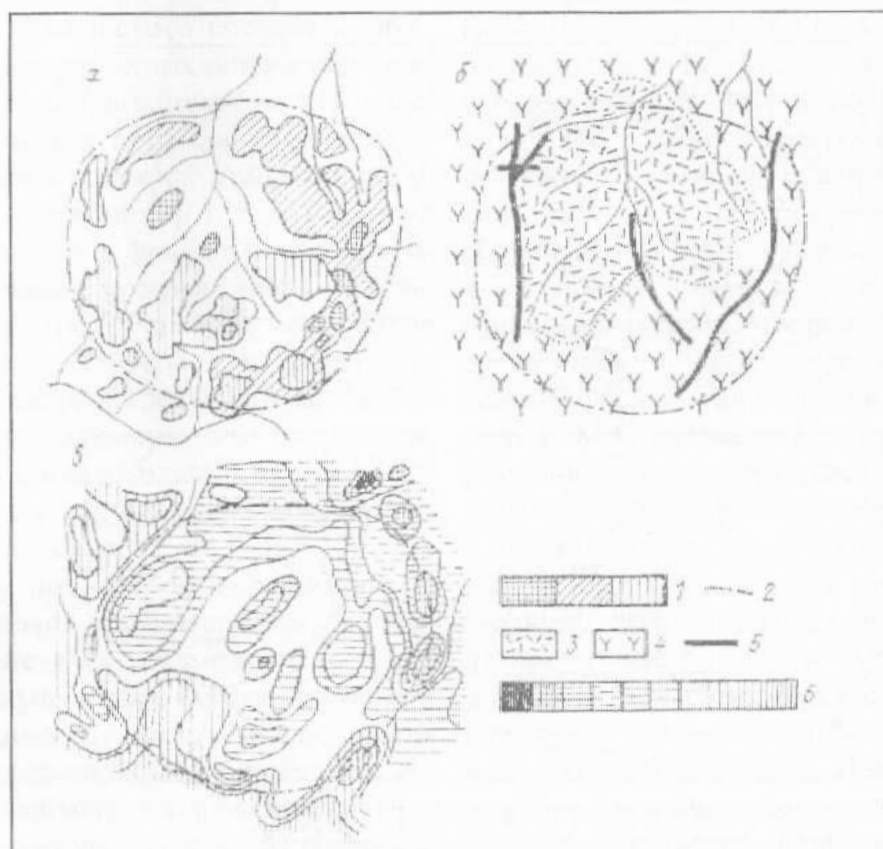


Рис. 5. Схемы кольцевой структуры магматической природы (по И. К. Волчанской и др. [7]): а — морфоструктурная схема: 1 — вершинные горизонтальные поверхности различной высоты (от высоких к низким), 2 — граница морфоструктуры; б — геологическая схема: 3 — кислые эффузивы, 4 — основные эффузивы, 5 — разломы; в — схема аномалий поля Z_z ; 6 — шкала интенсивности магнитного поля

ценового пенеплена – регионального неотектонического репера Центрального Казахстана. При этом предполагалось, что современное положение поверхности пенеплена является результатом воздействия на него целого спектра новейших движений, который необходимо разложить на составляющие и количественно их оценить. Наиболее целесообразным представлялось выделять региональную и локальную составляющие, характеризующие региональные и локальные морфоструктуры соответственно. Математическое моделирование поверхности регионального пенеплена Центрального Казахстана позволило выявить морфоструктуры разных порядков: первого порядка — Центрально-Казахстанское поднятие, второго — дочерние своды и разделяющую их седловину, третьего — блоки, локальные структуры (кольцевые морфоструктуры), соответствующие позднепалеозойским вулканоплутоническим структурам. При этом обнаружен ряд неизвестных ранее или предполагавшихся по геофи-

зическим данным кольцевых структур, с которыми связана эндогенная минерализация (рис. 6).

Палеогеографические реконструкции позволяют выявить обстановки, сходные с теми, в которых в современных условиях формируются некоторые виды полезных ископаемых. Палеогеография изучает состояние и развитие в геологическом прошлом географической оболочки Земли, под которой понимается зона соприкосновения и взаимопроникновения атмосферы, гидросферы, биосферы и литосферы [9]. Сложность палеогеографических реконструкций заключается в том, что все свидетельства древних ландшафтов, процессов взаимодействия внешних оболочек Земли, динамики среды осадконакопления и т. п. фиксировались в осадке, который впоследствии превращался в горную породу, претерпевшую в той или иной степени процессы диагенеза, катагенеза и метаморфизма. Неполнота геологической летописи, слабая сохранность осадков, их изменение последующими процессами, а в ряде

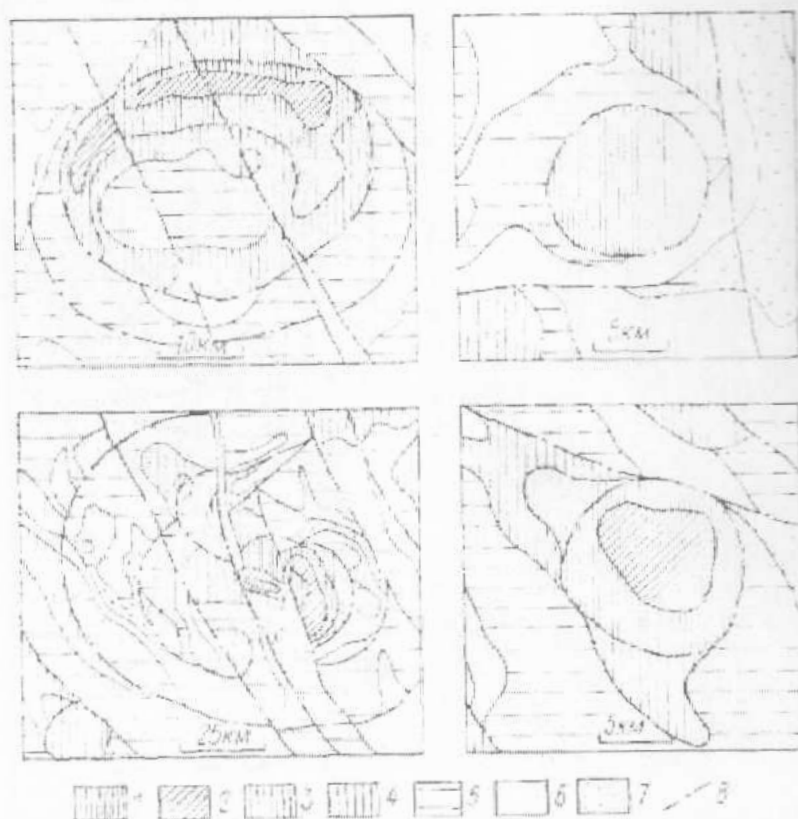


Рис. 6. Схемы некоторых кольцевых морфоструктур Центрального Казахстана [по Н. В. Скубловой (1974)]: 1–4 – участки локальных поднятий с амплитудой, м: 1 – более 200, 2 – 100–200, 3 – 50–100, 4 – 50; 5 – участки относительно стабильного режима; 6, 7 – участки локальных опусканий с амплитудой, м: 6 – до 50, 7 – более 50; 8 – разрывные нарушения.

ценового пенеппена – регионального неотектонического репера Центрального Казахстана. При этом предполагалось, что современное положение поверхности пенеппена является результатом воздействия на него целого спектра новейших движений, который необходимо разложить на составляющие и количественно их оценить. Наиболее целесообразным представлялось выделять региональную и локальную составляющие, характеризующие региональные и локальные морфоструктуры соответственно. Математическое моделирование поверхности регионального пенеппена Центрального Казахстана позволило выявить морфоструктуры разных порядков: первого порядка — Центрально-Казахстанское поднятие, второго — дочерние своды и разделяющую их седловину, третьего — блоки, локальные структуры (кольцевые морфоструктуры), соответствующие позднепалеозойским вулканоплутоническим структурам. При этом обнаружен ряд неизвестных ранее или предполагавшихся по геофи-

зическим данным кольцевых структур, с которыми связана эндогенная минерализация (рис. 6).

Палеогеографические реконструкции позволяют выявить обстановки, сходные с теми, в которых в современных условиях формируются некоторые виды полезных ископаемых. Палеогеография изучает состояние и развитие в геологическом прошлом географической оболочки Земли, под которой понимается зона соприкосновения и взаимопроникновения атмосферы, гидросферы, биосферы и литосферы [9]. Сложность палеогеографических реконструкций заключается в том, что все свидетельства древних ландшафтов, процессов взаимодействия внешних оболочек Земли, динамики среды осадконакопления и т. п. фиксировались в осадке, который впоследствии превращался в горную породу, претерпевшую в той или иной степени процессы диагенеза, катагенеза и метаморфизма. Неполнота геологической летописи, слабая сохранность осадков, их изменение последующими процессами, а в ряде

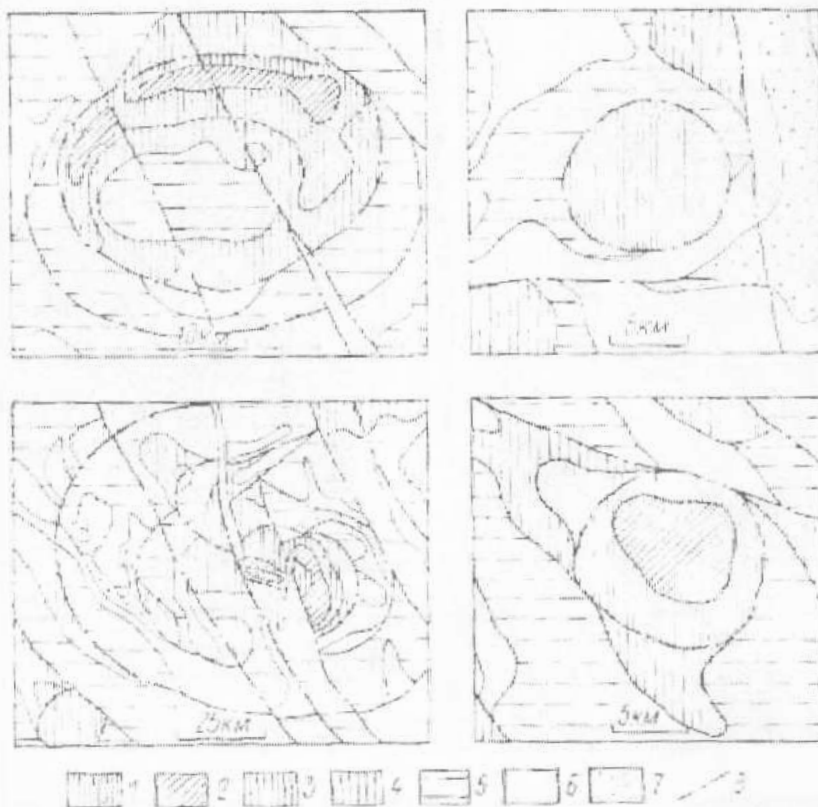


Рис. 6. Схемы некоторых кольцевых морфоструктур Центрального Казахстана [по Н. В. Скубловой (1974)]: 1–4 – участки локальных поднятий с амплитудой, м: 1 – более 200, 2 – 100–200, 3 – 50–100, 4 – 50; 5 – участки относительно стабильного режима; 6, 7 – участки локальных опусканий с амплитудой, м: 6 – до 50, 7 – более 50; 8 – разрывные нарушения.

типов или в осадках, являющихся продуктами размыва этих кор, с которыми связаны также месторождения высоко качественных глин, кварцевых песков и т. д. В гумидном климате развиты также зоны интенсивного угленакопления. Для аридных климатических зон характерны рудная триада медь—свинец—цинк и широкое образование эвапоритов. Образование других полезных ископаемых меньше зависит от климатических факторов, так как их формирование происходит в морских или достаточно крупных пресноводных бассейнах (фосфориты, карбонаты, горючие сланцы). Но и для них наиболее благоприятны повышенные температуры в областях денудации и осадконакопления.

При фациальном анализе и сравнительно-литологическом методе все шире начинают применяться точные методы и методические приемы, позволяющие определять такие параметры условий осадконакопления, как соленость, температура, гидродинамический и газовый режим, глубины бассейнов. Совместно с палеоэкологическими исследованиями, представляющими собой сложный комплекс методов изучения особенностей состава, морфологии, образа жизни различных систематических групп организмов и их фациальной приуроченности, точные методы позволяют максимально оптимизировать процесс палеогеографических реконструкций.

Палеогеографические реконструкции могут применяться для выявления факторов, контролирующих размещение полезных ископаемых, сформировавшихся не только в гипергенных условиях. Для всех видов сырья палеогеографические реконструкции дают возможность выявлять условия, благоприятные для сохранности рудных залежей.

При палеогеографических реконструкциях следует иметь в виду, что большинство типов экзогенных полезных ископаемых накапливается в условиях сглаженного рельефа, как в областях сноса, так и в областях осадконакопления. Слабовыраженная дифференциация рельефа способствует, с одной стороны, более полной дезинтеграции материнских пород и освобождению полезных компонентов, а с другой — более полной сепарации этих компонентов. Поэтому значительная часть экзогенных полезных ископаемых

формируется либо на плоских равнинах с незначительным эрозионным врезом, либо в пределах обширных приморских пологих равнин и зон аккумуляции (речные русла, дельты, лагуны и т. д.), либо в прибрежной мелководной части бассейнов (пляжи, отмели, бары и т. д.). Существенное значение для формирования экзогенных руд и рудоносных пород имеет гидродинамика среды осадконакопления, что в первую очередь отражается на формировании древних россыпей, связанных с определенными типами аллювиальных и прибрежных отложений (золото, платина, титаномагнетит, магнетит, ильменит, вольфрамит, касситерит, шеелит и др.).

Палеотектонические реконструкции стали проводиться исследователями с 30-х годов XX в. Вначале их использовали в качестве материала, дополняющего и поясняющего палеогеографические карты. Позднее, в 1960–1970-х годах, они стали основой для построения палеотектонических карт. В настоящее время палеотектонические реконструкции широко применяются при прогнозировании полезных ископаемых. Наряду с палеотектоническими реконструкциями и картами все шире применяются палеогеологические карты. Значение последних очень велико для прогнозирования и поисков нефтяных и газовых месторождений. Следует подчеркнуть, что с укрупнением масштаба работ содержание палеотектонических и палеогеологических карт сближается. Теоретические и методические основы палеотектонических реконструкций заложены в работах многих советских и зарубежных исследователей, в том числе В.В. Белюсова, Б.М. Келлера, В.Д. Наливкина, А. Б. Ронова, Т. Н. Спичарского, В. Е. Хаина, А. Л. Яншина, Л. Н. Зоненшайна, А. Митчела, М. Гарсона, А. Миясиро, К. Аки, А. Шенгера, Б. П. Кокелара, М. Ф. Хауэlsa и других.

При палеотектонических реконструкциях на картах или схемах «изображаются» реконструированные первичные геологические тела, сформировавшиеся в заданный интервал, и вторичные тела, которые образовались в предыдущие эпохи, а в рассматриваемый интервал времени находятся на определенном этапе своего преобразования. Полнота реконструкции тела зависит от его сохранности и степени изученности свойств, которыми оно характеризуется в

современную эпоху, закономерностей изменения первичных свойств со времени окончания его формирования и разработанности методики реконструкции» [2, с. 56]. Методы и методические приемы, используемые при палеотектонических реконструкциях, весьма многообразны. К числу основных относятся анализ мощностей, анализ перерывов и несогласий, объемный метод, метод абсолютных масс, анализ тектонических нарушений и анализ магматизма. Т. Н. Спизарский [2] приводит следующие основные принципы при проведении палеотектонических реконструкций: принцип актуализма, имеющий ограниченное значение; принцип равного генезиса, основанный на том, что в одинаковых условиях и под воздействием одинаковых геологических процессов формируются одинаковые геологические тела; принцип унаследованности структурных форм и тектонического плана.

Принцип равного генезиса позволяет при реконструкциях широко использовать метод сравнения. При этом надо полагать, что одинаковые по составу и форме геологические тела возникают в разных местах в одинаковых условиях. Следует подчеркнуть, что полная тождественность геологических тел отмечается исключительно редко, в связи с чем принцип равного генезиса применим ограниченно. *Принцип унаследованности* на основании изучения «молодого» тектонического плана и структурных форм позволяет достаточно уверенно реконструировать более древний тектонический план и составляющие его структурные формы. Палеотектонические реконструкции в отличие от структурно-тектонического анализа, при котором для геологических тел (седиментогенных, магматогенных, метаморфогенных и гипергенных) вначале восстанавливается вещественный состав, а затем форма и объем, исследователь начинает с реконструкции формы тектонического тела, а уже затем определяет по мере возможности его состав.

Графически палеотектонические реконструкции представляются в виде схем или блок-диаграмм. Выявленные при этом элементы, имеющие рудоконтролирующее значение, выносятся на карту закономерностей размещения полезных ископаемых. Например, в пределах палеозойских складчатых систем перспективными для поисков многих эндогенных месторождений, в том числе медно-порфириновых и касситерит-грейзеновых, являются краевые части континентов

(пассивные или активные окраины). Такие области с определенной степенью достоверности можно выявить с помощью палеотектонических реконструкций. На сегодняшнем уровне наших знаний известны связи месторождений полезных ископаемых как с крупными структурами, так и с их определенными фрагментами. В настоящее время при прогнозно-металлогенических исследованиях палеотектонические реконструкции пытаются применять очень широко [10], забывая, что реконструируемая тектоническая обстановка большей частью не является следствием закономерного поступательного развития данного современного участка континентальной коры и не является «сквозной». Часто в пределах одной территории совмещены продукты разновозрастных и существенно отличающихся тектонических обстановок, что является следствием значительных горизонтальных перемещений блоков, аккреционных призм и пластин друг относительно друга. Примером этому служат многочисленные сутурные линии и зоны сучивания Казахстанской складчатой области. Однако имеются достаточные основания утверждать, что дальнейшие крупномасштабные исследования помогут сформулировать детальные палеотектонические критерии для многих типов месторождений полезных ископаемых.

Полученные в результате структурно-тектонического анализа данные используются при составлении геологической основы к карте закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и при тектоническом районировании исследуемой территории. При районировании выделяются наиболее крупные тектонические элементы, выносящиеся на схему, площадь которой несколько больше исследуемой. Как правило, такая схема для карт масштаба 1:200 000 составляется в масштабе 1:500 000 или 1:1 000 000, а для карт 1:50 000 — в масштабе 1:200 000 и мельче. Эта схема в дальнейшем служит основой для структурно-металлогенической схемы, иллюстрирующей общую картину рудоносности района и прилегающих территорий.

При составлении карт закономерностей размещения полезных ископаемых масштаба 1:200 000 по данным структурно-тектонического анализа выносятся такие тектонические элементы, как разрывные нарушения, оси, а иногда и контуры связанных тектонических элементов, морфо-

структуры и морфоскульптуры, связанные с проявлениями полезных ископаемых, области развития фаций, палеогеографические и палеотектонические элементы, обнаруживающие связь с полезными ископаемыми. Эти данные иногда могут составить до 50 % нагрузки геологической основы.

На картах закономерностей размещения полезных ископаемых крупного масштаба 1:50 000 (1:25 000) почти вся геологическая основа наполняется в результате структурно-тектонического анализа. Легенда к ней и способы изображения регламентированы соответствующей инструкцией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Плотников Л. М. Основные проблемы структурной геологии. М., 1981. 20 с. (Всесоюзный научно-исследовательский институт экономики минерального сырья и геолого-разведочных работ).
2. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. Л., 1977. Т. 1. 136 с. (ВСЕГЕИ).
3. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1964. 606 с.
4. Гзовский М. В. Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971. 240 с.
5. Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах /Отв. ред. Е. Т. Шаталов. М.: Недра, 1972. 295 с.
6. Томсон И. И., Фаворская М. А. Рудоконтролирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения//Советская геология. 1968. № 10. С. 6-20.
7. Волчанская И. К., Кочнева И. Т., Сапожникова Е. И. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1975. 150 с.
8. Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям. Л.: Недра, 1972. 384 с.
9. Славин В. И., Ясаманов Н. А. Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1982. 255 с.
10. Воцалевский Э. С., Даукеев С. Ж., Жуков Н. М., Мирошниченко Л. А., Ужкенов Б. С. Геодинамические обстановки в оценке минерально-сырьевых ресурсов Казахстана//Геология Казахстана (Доклады: региональная геология, минерагения, нефть и газ, гидрогеология, сейсмология). Алматы, 2008. С. 162-190.

УДК 553.411.435

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГОШИНСКОГО ЗОЛОТО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Малый Кавказ)

Б. Г. КАЛАНДАРОВ, кандидат геолого-минералогических наук,

М. И. МАНСУРОВ, кандидат геолого-минералогических наук,

З. И. МАМЕДОВ, кандидат геолого-минералогических наук,

Ф. Дж. ГУСЕЙНОВ, аспирант,

Бакинский государственный университет,

г. Баку, Республика Азербайджан

Кендердің және сульфиттік концентраттардың ішіндегі асыл металдардың таратуының, сульфиттердің және кварцтің ішіндегі күкірттің тұрақты изотоптардың, сульфиттердің химиялық құрамдардың, минералдардың құрастыруы барыстың реттілігі және сатылығы зерттелген. Алтынның басты концентраты пирит, кендердің басым минералы, болады. Латераль аймақтығы белгіленген, минералдық аймақтардың және кен денелердің аймақтық құрылыстың болуы мүмкін. Кендеудің тік құлашы 300-350м және астам болады. Кен орнының жасы – соңғы-байостық. Белгілердің кешені бойынша кен орны алтын-колчедандық түрге жатады.

Исследованы последовательность и стадийность процесса минералообразования, химический состав сульфидов, стабильных изотопов серы в сульфидах и кварце, распределение благородных металлов в рудах и сульфидных концентратах. Главным концентратом золота является пирит, преобладающий минерал руд. Допускается зональное строение минерализованных зон и рудных тел, установлена латеральная зональность. Вертикальный размах оруденения 300–350 м и более. Возраст месторождения позднебайосский. Месторождение по комплексу признаков отнесено к золото-колчеданному типу.

In this research interrogate miniralization process regularity, chemistry composition of sulfides the stable isotope of sulfur, quartz, oxygen, precious metals and are diffusion concentric sulfide. The gold makes concentric with pyrite.

There is not information from deep of ore deposit. Miniralization star in 300-350 m of deep. They are gold - pyrite type deposit.

Краткий обзор геологического строения месторождения. Гошинское золото-колчеданное месторождение является типичным представителем вулканогенных месторождений с прогрессивным рудообразованием и связано с контрастной базальт-риолитовой формацией, локализуясь в сводовой части субвулканической постройки.

Геологическую позицию Гошинского месторождения определяет приуроченность к субвулканической постройке юрского возраста, возникшей на пересечении крупных региональных разломов северо-западного, субмеридионального и субширотного простираний. Многие из них достаточно ясно выделяются в геофизических полях и имеют глубинное залегание. Для площади Ахмедабад-Гошинского палеовулканического сооружения, в современном плане представленного

как одноименная антиклиналь близширотного простирания, характерно широкое развитие перемежающихся лаво-, туфо- и эруптивных брекчий, потоков игнимбритов, андезит-дацитов, риодацитов и риолитов с многочисленными экструзиями – их корневыми фациями. В центральной части этой структуры наблюдаются небольшие штоки кварцевых диоритов и дайковые тела преимущественно основного состава. В пределах рудного поля и особенно к северу- и северо-востоку от села. Гоша широким развитием пользуются дайки диабазов. Мощность даек колеблется от 0,1 до 2–3 м, протяженность их более 1 км. Простирание даек субмеридиональное и северо-восточное. Этим же направлениям подчиняются трещины, кварцеворудные жилы и зоны гидротермально-измененных пород. Они как бы упираются в кварц-диоритовый

интрузив и продолжаются вновь к ЮЗ от него, вплоть до участка Иткырылан. Наиболее характерными элементами структуры, которые оказывают влияние на распределение оруденения по площади месторождения, являются субвулканическое тело и крутопадающие нарушения – субширотные и близмеридиональные разломы. Оруденение золотоколчеданного типа сосредоточено в различно ориентированных жилах выполнения и гидротермально-измененных зонах в пределах субвулканического тела и в его экзоконтактах. Кварцевые жилы по морфологии обычно разномасштабны. Наряду со сравнительно крупными простыми жилами встречаются короткие, не выдержанные по простиранию и падению жилы, образующие кулисообразные системы. Кроме того, рудными телами являются участки наиболее интенсивно гидротермально-измененных пород, импрегнированных золотоносными сульфидами продуктивных минеральных ассоциаций – пиритом, халькопиритом и т.д., которым свойствен прожилково-вкрапленный характер выделения. Геологические границы подобных рудных тел, как правило, отсутствуют.

Вулканогенные образования особенно широко развиты в средних течениях рек Асрикчай, Ахынджачай, а выходы интрузивных образований – в бассейне р. Таузчай и в других местах. К среднеюрским принадлежит сложный комплекс вулканогенно-пирокластических образований ниже- и верхнебайосского подъярусов основного, среднего (андезиты, андезит-базальты дзегамчайской свиты) и кислого (риолит-дациты гызылджинской свиты), образующие синвулканические поднятия, осложненные разрывными нарушениями и вмещающие субвулканические тела риолитового, риодацитового, дацитового состава. Возраст гранитоидных интрузивов предположительно позднеюрский (кимериджский). Интрузивы прорывают метасоматически измененные вулканы и совместно с ними образуют вулканоплутоническую ассоциацию.

Площадь Гошинского рудного поля совпадает с вулканотектоническим поднятием, строение которого определяется сложным взаимоотношением складчатых и разрывных структур. В центральной части рудного поля выделяется гетерогенная палеовулканическая постройка. В пределах месторождения отчетливо выделяются разрывные нарушения различного возраста

заложения, протяженности и ориентировки. Главные из них линейные магмоконтролирующие разломы доюрского заложения имеют северо-западное (общекавказское) простирание [1,2,3].

Минеральные ассоциации и стадии формирования руд. Как показывают результаты минералогического изучения агрегатов рудных и нерудных минералов и структурно-текстурных особенностей руд, несмотря на простой в общем минеральный состав руд, на основании множества генераций основных минералов – кварца и пирита делается заключение о длительности рудообразования и многоэтапности гидротермально-рудного процесса. Выделяются предрудный и рудный этапы. Предрудный этап включает весь комплекс метасоматических изменений вмещающих пород: площадные пропиловитовые изменения, окварцевание, серицитизацию, каолинизацию и пиритизацию трещиноватых и дробленых риолитовых дацитов. По текстурным взаимоотношениям минеральных агрегатов, указывающих на проявления тектонических подвижек в процессе оруденения, о чем явно свидетельствуют наличие брекчиевидных текстур и текстур внутрирудного пересечения, рудный этап подразделяется на пять последовательно сформировавшихся стадий минералообразования (табл. 1).

Каждая из этих стадий приурочена к определенным этапам деформаций в пределах единого цикла рудного этапа: кварц-пиритовая (серноколчеданная) раннерудная, кварц-арсенопирит-полиметаллическая с «невидимым» тонкодисперсным золотом, кварц-золото-теллуридная (продуктивная), кварц-золото-гетит-гидрогетитовая (продуктивная) и завершающая, пострудная, кварц-карбонатная (послепродуктивная) [1, 2]. Как видно, три из этих стадий являются золотоносными. Первая, кварц-пиритовая стадия, включающая минералы метасоматитов и пирит, началась с формирования кварца, основного компонента руд. Активная миграция кремнезема в водных растворах при формировании гидротермальных месторождений возможна только в щелочных условиях, что ограничивает выбор представлений об условиях совместной миграции металлов с кремнеземом. Вслед за выделением кварца, преобладающего в составе метасоматитов, образовались массовые густовкрапленные и прожилковые выделения пирита (кварц-пиритовая ассоциация). При этом в крупных кубо-

Таблица 1. Минеральный состав руд Гошинского золото-колчеданного месторождения

Стадия минерализации	Рудные минералы	Жильные минералы	Характерные текстуры
Кварц-пиритовая (серноколчеданная)	Пирит, магнетит, гематит, марказит, пирротин, халькопирит	Кварц, серицит, каолинит	Массивная
Кварц-арсенопирит-полиметаллическая с тонкодисперсным золотом	Арсенопирит, пирит, халькопирит, халькозин, ковеллин, сфалерит, галенит, борнит, малахит, азурит, киноварь	Кварц, адуляр, кальцит, доломит, хлорит	Прожилковая
Кварц-золото-теллуридная (продуктивная)	Тетрадимит, теллуrowисмутит, гессит, молибденит, петцит, самородное золото, пирит, теннантит, алтаит	Кварц, кальцит, барит	Прожилковая Полосчатая Пятнистая
Кварц-золото-гетит-гидрогетитовая (продуктивная)	Гетит, гидрогетит, пирит, самородное золото	Кварц, кальцит, барит	Каркасная Каркасно-пластическая
Кварц-карбонатная (послепродуктивная)	Отсутствуют	Кварц, кальцит	Массивная гребенчатая

октаэдрических кристаллах размером сотые доли миллиметра и агрегатах изометрических округлых форм пирита-I установлены микровключения пирротина и халькопирита. В этой же стадии отлагалась магнетит-гематитовая ассоциация. Кварц тонкозернистый, сростается с мелкими чешуйками серицита и тонкозернистым пиритом, который частично мог образоваться при перекристаллизации диагенетических пирит-марказитовых агрегатов. Как видно, рудогенные элементы присутствуют уже в самых ранних порциях гидротерм, в дальнейшем постепенно наращивая свою концентрацию в поздних стадиях. Во второй, кварц-арсенопирит-полиметаллической, стадии происходят переотложение и перекристаллизация. Минералы этой стадии выполняют приоткрывшиеся трещины и цементируют брекчированные метасоматиты с вкрапленным серноколчеданым оруденением. Эта стадия представлена кварц-арсенопирит-пирит-халькопирит, кварц-пирит-халькопирит, кварц-сфалерит-галенитовыми ассоциациями; в ассоциации кроме упомянутых минералов в незначительных и изменчивых количествах присутствуют борнит, киноварь и примесь «невидимого» тонкодисперсного золота, являющегося важной формой его концентрирования в Гошинской РМС. Невидимое золото связано с

халькопиритом и пиритом, а серебро – с блеклыми рудами, сфалеритом и халькопиритом, иногда с борнитом.

Одна из важных минеральных форм присутствия золота в рудах – соединения теллура, среди которых, как правило, доминируют гессит и петцит, а в ряде случаев минералы систем Au-Ag-Te, Bi-Te-S, представленные теллуrowисмутитом, алтаитом, тетрадимитом, которые оптически диагностированы и рентгенографически подтверждены. Они характеризуют третью, продуктивную, кварц-золото-теллуридную стадию с парагенетической ассоциацией минералов кварц-золото-молибденит, кварц-блеклая руда-золото, кварц-тетрадимит-теллуrowисмутит-петцит-гессит-самородное золото. Теллуриды приурочены к тем участкам рудных тел (данные опробования), где отмечаются повышенные содержания золота и серебра и развиваются совместно с халькопиритом, сфалеритом, галенитом и теннантитом.

Ассоциации минералов этой стадии пространственно совмещены с кварц-арсенопирит-полиметаллической стадией, в жилах которой развиваются прожилковидные кварцевые выделения с вкрапленностью молибденита, тетрадимита, гессита, иногда петцита. Молибденит образует мелкочешуйчатые кристаллы (до 0,01 мм) в

нерудной массе. Гессит (до 0,6x0,1 мм) отлагается в межзерновых пустотах пирита и совместно с тетрадимитом образует структуру взаимного срастания. Самородное золото тесно ассоциирует с гесситом и наблюдается в нем в виде мелких прожилковидных образований или серии сближенных мелких (0,025 – 0,065 мм), почти изометричных включений. Тетрадимит и теллуровисмутит образуют удлиненные пластинчатые кристаллы (от 0,2x0,2 до 1,2x0,15 и 0,082x0,042 мм соответственно), создавая структуру взаимного срастания с гесситом. Редко тетрадимит и теллуровисмутит развиваются в краевых частях кристаллов пирита-III. Петцит в кварц-теллуридной ассоциации отмечается довольно редко и образует мелкие выделения во взаимном срастании с гесситом. Теллуровисмутит в виде удлиненно-пластинчатых кристаллов (0,042x0,082 мм) встречается в ассоциации с пиритом, тетрадимитом, гесситом; отмечается редко. В целом для данной продуктивной стадии можно заключить, что: 1) основная часть самородного золота тесно связана с теллуридами висмута, серебра и золота; 2) гессит Ag_2Te является, по-видимому, минералом-концентратором золота и серебра, что определяет его особую роль в рудообразовании; 3) выделения золота, тесно связанные с теллуридами, имеют размеры 0,002–0,02 мм, что указывает на дисперсную форму нахождения его в рудной массе.

Следующая по времени образования кварц-золото-гетит-гидрогетитовая стадия является второй по масштабу и продуктивности (ассоциация кварц-гетит-гидрогетит-самородное золото с примесями пирита). Основным минералом стадии является гетит, составляющий 80–90 % объема рудных минералов. Отмечается в сплошных гетит-гидрогетитовых агрегатах размером от 1–3 до 2–5 мм с пустотами выщелачивания. Судя по реликтам, а также псевдоморфозам гетита, последний замещает и развивается по пириту. При этом золото отмечается в тех аншлифах, где количество замещенного пирита составляет 60–80 % от первоначального. Самородное золото в гетите образует тонкие включения – от 0,005x0,003 до 0,1x0,06 мм и более.

Сравнение самородного золота двух генераций, связанных с третьей и четвертой стадиями гидротермального процесса, позволяет сделать

следующие выводы: 1) золото-I – низкопробное, приурочено к массивному пириту и 2) золото-II – более крупное и высокопробное (по причине переотложения), приурочено к сплошным гетит-гидрогетитовым агрегатам (при окислении первичной руды золото не мигрировало, а отлагалось на месте).

Таким образом, исходя из соотношений минералов рудных тел друг с другом, закономерной эволюции состава различных генераций, в том числе и самородного золота, можно говорить о последовательной смене во времени кварц-арсениопирит-полиметаллического кварц-золото-теллуридным, а затем золото-гетит-гидрогетитовым оруденением, подтверждением чему является пространственная разобщенность минеральных ассоциаций в рудных телах. Причем процесс эндогенного оруденения начинается с образования околотрещинных метасоматических минерализованных зон, содержащих кварц и сульфиды железа.

В состав руд входят пирит, пирротин, магнетит, гематит, арсениопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, марказит, халькозин, ковеллин, борнит, самородное золото, блеклая руда, киноварь, тетрадимит, алтаит, теллуровисмутит, гессит, петцит, гетит, гидрогетит. В общем в составе золото-колчеданного оруденения установлено около 30 минералов, главенствующую роль среди которых, как и во многих колчеданных месторождениях, играют пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда. Основную массу жильного выполнения составляют кварц, иногда халцедоновидный (более 95%) и кальцит, в подчиненном количестве присутствуют хлориты, серициты, каолинит, барит, железистые карбонаты. В рудных зонах отмечаются первично-сульфидные и окисленные руды. Последние распространяются до глубины 180–210 м. В первичных рудах из рудных минералов преобладают пирит (90–95%), реже марказит и гематит, ничтожно мало халькопирита, сфалерита, галенита, блеклой руды, пирротина. В окисленных рудах рудные минералы в основном представлены гематитом, гидрогетитом, изредка пиритом кубического облика. Содержание золота в рудных зонах колеблется в широких пределах (от 1–2 до 50–100 г/т). Попутно в рудах выявлены также серебро при соотношении к золоту 2–4:1 и теллур.

Формы нахождения золота в колчеданных рудах Сомхито-Карабахской налеоостровной дуги неоднократно рассматривались в литературе, однако особенности состава и строения самородного золота, характер золотосодержащих минеральных парагенезисов освещались в недостаточной степени. Между тем, особенности золотин, находящихся в тесном сростании с сульфидами, интересны как для выявления отличий форм нахождения золота золотосодержащих месторождений от собственно золоторудных, так и для целей разработки рациональной технологии извлечения золота (табл. 2) [1,4,5].

Основное количество благородных металлов в испытуемых пробах руд представлено относительно мелкими выделениями. Особенно это характерно для пробы окисленных руд, где всего 12 % содержащегося в нем золота раскрывается от сростков при измельченной до крупности 85–87 % – 0,071 мм материала. Для этой же пробы характерно наличие значительного количества названного металла около (31 %), находящегося в труднодоступных формах-мелкие включения, заключенные в составляющие руду минералы (гидроокислы железа, карбонаты, сульфиды, кварц). Первичные руды, согласно данным фазового анализа, характеризуются несколько большим количеством относительно крупных выделений благородных металлов.

При той же крупности измельчения материала (85–87 %–0,071 мм) 18 % содержащегося в нем золота освобождается от сростков, еще 60 % названного металла, хотя и находится при этом все

еще в сростках с другими минералами, однако поверхность его обнажена и доступна растворителю. Остальные же 28 % Au характеризуются чрезвычайно мелкими включениями, покрытыми либо гидроксидами железа, либо заключены в карбонаты, сульфиды и кварц. В целом, по результатам фазового анализа, испытываемую пробу первичных руд можно отнести к относительно легкообогатимой для извлечения благородных металлов механическими методами обогащения. Золото различных минеральных стадий и ассоциаций резко отличаются по форме и размерам своих выделений, составу, взаимоотношениями с сопутствующими его минералами.

Самородное золото встречается в двух генерациях: гипогенной и гипергенной. Золото-I из кварц-золото-теллуридной ассоциации отмечается в сростках почти исключительно с гесситом. Представлено оно двумя морфологическими разновидностями: изометричными выделениями (0,01–0,05 мм) и прожилками (0,001x0,01–0,06x0,03 мм). Преобладают весьма тонкие (0,002x0,02 мм) эмульсионные выделения золота. На фоне гессита самородное золото отмечается обычно в виде несколько сближенных включений (до 20–25 знаков), единичных прожилков или в виде микроштокверка. Преобладают прожилковые формы золотин (пластинчатые), а по размерам – изометричные. Пробность золота (характерный ярко-желтый цвет) высокая – 870 у.

Золото-II в зоне окисления наблюдается в кварцевой основной массе в колломорфных агре-

Таблица 2. Результаты фазового анализа золота и серебра Гошинского месторождения [по материалам ЦНИГРИ; А. З. Ахмедов (2002)]

№ п/п	Форма нахождения металлов	Распределение, %			
		Проба 1		Проба 2	
		Золото	Серебро	Золото	Серебро
1	Свободное с чистой поверхностью	62,4	47,7	40,5	39,1
2	Золото в сростках с чистой поверхностью, сульфиды серебра	32,1	36,8	28,6	10,9
3	Заключенное в гидроокислы железа (ржавое) и карбонаты	3,7	8,0	23,8	42,8
4	Заключенное в сульфидных минералах и в кварце	1,8	7,5	7,1	7,2
Содержание в руде, г/т		10,8	22,9	8,4	26,6

гатах гетит-гидрогетитового состава, полностью заменивших пирит. Во многих случаях на поверхности зерен гетита отмечаются различные по форме амебообразные (0,04x0,06–0,01x0,09мм), бобовые (0,04x0,015) мм, эллипсоидные (0,035x0,015) и т. д., а также прожилковидные выделения золота, тонкие ответвления которых пересекают гетит. Золото это гипергенное (отличается от первичного укрупнением зерен и более высокой отражательной способностью). Допускается, что оно образовано в результате перекристаллизации тонкодисперсного золота из сульфидов ранней ассоциации за счет избирательного замещения первичных руд. На возможность укрупнения золота и перехода его из субмикроскопической (<0,2 мкм) в видимую форму при метаморфизме уральских колчеданных месторождений указывает В. М. Крейгер [6].

По данным рационального анализа значительная часть благородных элементов характеризуется крупными выделениями с чистой поверхностью (свободно амальгамируемое). Свободное золото наиболее высокую концентрацию образует в окисленных рудах и в зоне вторичного сульфидного обогащения (до 13,6 г/т). Первичные руды, характеризующиеся низким количеством свободного золота (до 2 г/т), содержат повышенное количество его (а также серебра) в сростках с открытыми поверхностями. Количество золота в кварце не поддается существенному изменению в процессе окисления руд (как в первичных, так и в окисленных рудах количество золота в кварцевом материале составляет порядка 7–8 г/т); количество золота в сульфидах также мало отличается (в первичных и окисленных рудах оно находится на уровне 1,10–1,95 г/т). Данные фазового анализа свидетельствуют о том, что золото и серебро в первичных рудах месторождения в значительной степени представлены легко доступными формами, позволяющими обеспечить относительно высокие показатели их суммарного извлечения (95,8% Au и 94,8% Ag) механическими методами обогащения [4,7].

Генетические особенности и возраст оруденения Гошинского месторождения. Золото-колчеданные руды Гошинского месторождения образованы в связи с дифференциацией натровой серией базальтоидного вулканизма. История гидротермальной деятельности месторождения была длительной и сложной. По этой

причине руды характеризуются разнообразными текстурно-структурными соотношениями слагающих их минеральных агрегатов, различными минеральными ассоциациями и генерациями главных рудообразующих минералов и сложным характером распределения золота как в плане, так и по разрезам рудных зон. Отмечается интенсивная пропилитизация пород, вмещающих руд, которая предшествует формированию золоторудных зон и жил. Анализ разведочных материалов свидетельствует в пользу зонального строения рудоносных жильных тел, выраженных чередованием обогащенных кварцем и рудными минералами и Au, Ag, Cu с интервалами убогих руд или безрудных участков [1,2,5]. Смена минерального состава выявляет по мощности и простиранию не только рудоносные зоны, но и отдельные рудные интервалы. Месторождение изучено на недоста-точно большую глубину, поэтому зональность по падению рудных жил остается недостаточно ясной, допускается кулисообразное расположение рудных тел по падению. Установлен следующий ряд латеральной зональности от центра месторождения к его перифериям: *Cu-Pb-As-Bi-Au-Ag-Zn-Co-Mo-Hg* [2]. Вертикальный размах оруденения предположительно составляет 300–350 м и более, принимая во внимание, что разница гипсометрических отметок выхода на дневную поверхность рудных жильных зон составляет 340 м, продолжение жильной зоны № 4 на горизонте штольни № 2, где на глубине 200–210 м от дневной поверхности выявлен неоконтуренный протяженный рудный интервал со средним содержанием Au 9,8 г/т в первичных рудах и, наконец, наличие зон минерализованных пород, развитых в РМС, в том числе по склону ущелий Асрикчай (ниже с. Гоша) и Ахынджачай, сходных по составу с Гошинским месторождением и расположенных на 600–800 м гипсометрически ниже от месторождения. В пользу подтверждения распространения золотого оруденения на глубину более 300 м говорит также тот факт, что рудные тела зон №№ 4, 12 и 13 на дневной поверхности (абсолютные отметки 1750–1770 м) и на горизонтах штолен № 2 (1549,6 м) и № 4 (1557,7 м) имеют кондиционные параметры.

Гидротермальный рудный процесс развивался многостадийно в близповерхностных среднетемпературных условиях (300–200 °С), а температура золотосодержащего пирита опреде-

ляется в 280–230 °С, что, однако, не исключает предположения о достаточной глубине распространения оруденения с переходом на более нижних горизонтах на существенно медные руды с золотом и серебром (по аналогии с Кедабекским месторождением). Пострудная кварц-карбонатная стадия (послепродуктивная) завершила минералообразование на месторождении в температурном интервале 230–140 °С [2].

Термодинамические параметры и сложное агрегатное состояние минералообразующих растворов при формировании золото-колчеданного оруденения можно объяснить, вероятно, сближенностью по времени переноса гидротерм и эндогенного рудообразования. Близкие к исследованным термобарогеохимические данные получены также для аналогичных золото-колчеданных месторождений палеоостровной дуги. В кварце и рудных минералах из рудных жил были обнаружены первичные, первично-вторичные и вторичные двухфазовые включения. Двухфазовые газо-жидкие включения в кварце гомогенизируются при температурах 305–110 °С. Декрипитация пиритовых вкрапленников происходит при температурах 280–130 °С, халькопирита – 300–150 °С. Месторождение сформировалось в условиях небольших глубин и давлений (250–470 парциальное давление). Гидротермальный процесс в РМС завершился образованием послепродуктивных низкотемпературных (до 140 °С) почти безрудных кварцевых жил.

Проведено [2,8] изучение изотопов серы пиритов Гошинского месторождения, тесно ассоциирующих с самородным золотом, которые характеризуются изменением $\delta^{34}\text{S}$ от +5,71 до +9,35‰ со средним значением $\delta^{34}\text{S}$ +6,93‰ (16 анализов). При этом не наблюдается характерных различий в соотношениях изотопов серы в пирите из вкрапленности в окolorудных измененных породах, из прожилков во вмещающих породах и пирита из наиболее обогащенных частей минерализованных зон. Другими словами, допускается единый источник серы пирита в сходных условиях рудообразования, а отсутствие в непосредственной ассоциации с сульфидами сульфатов, сравнительно однородный изотопный состав пирита, наконец, отсутствие направленного разделения изотопов в ходе рудообразующего процесса указывает на гомогенизацию тяжелой серы в определенном высокотемпературном источнике. Возраст золото-колчеданного оруденения Гошинского месторождения определяется на основании размещения золотоносных зон и жил среди риодацитовых вулканитов позднего байоса, наличия рудных прожилков в дайковых телах и пересечения рудных тел более юными дайками андезитов и андезитдацитов. Все это свидетельствует в пользу вывода о том, что месторождение сформировалось в позднебайосское время с процессами активного вулканизма и внедрением интрузий субвулканической фации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баба-заде В. М., Мусаев Ш. Д., Насибов Т. Н., Рамазанов В. Г. Золото Азербайджана. Баку: Аз.милли энциклопедиясы, 2003. 424 с.
2. Мансуров М. И. Условия формирования Гошинского золоторудного месторождения (Малый Кавказ)//Вестник Бакинского университета. Сер. естеств. наук. 2004. № 2. С. 132-145.
3. Минерально-сырьевые ресурсы Азербайджана. Баку: Озан, 2005. 808 с.
4. Ахмедов А. З. Определяющее влияние вещественного состава окисленных золото-медных руд на разработку технологии их комплексной переработки//Вестник Бакинского университета. (Сер. естеств. наук). 2002. №1. С. 136-144.
5. Сулейманов Э. С. Золоторудные формации Малого Кавказа. Баку: Элм, 1982. 279 с.
6. Крейтер В. М. Размеры частиц золота в сульфидных месторождениях как признак пострудного метаморфизма//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. №1. С.159-162.
7. Викентьев И. В., Молошаг В. П., Юдовская М. А. Формы нахождения и условия концентрирования благородных металлов в колчеданных рудах Урала//Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48, №2. С. 91-125.
8. Гаврилюк П. С., Магриби А. А. Изотопно-геохимические особенности сульфидных и сульфатных месторождений Локско-Карабахской зоны Малого Кавказа (Азербайджан)//Тр.Ин-та геологии Азербайджана. 1997. С.109-117.

УДК 553.04.676.2.048

О РОЛИ ЭКСПЛУАТАЦИОННОЙ РАЗВЕДКИ ПРИ ОТРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА

Н. Н. ДЖАФАРОВ, доктор геолого-минералогических наук, академик НИИ РК и МИА,
генеральный директор ТОО «Асбестовое ГРП»,

г. Житикара, Республика Казахстан,

Ф. Н. ДЖАФАРОВ, кандидат геолого-минералогических наук,
директор по геологии ТОО «КазКопер»,

г. Алматы, Республика Казахстан,

Т. М. КАСКЕВИЧ, главный геолог
ТОО «Асбестовое ГРП»,

г. Житикара, Республика Казахстан

Жітіқара және Киёмбай хризотил-асбесті кен орнылардың пайдаланымының және эксплуатациялық барлаудың кейбір ерекшеліктер қарастырылған.

Рассмотрены некоторые особенности эксплуатации и эксплуатационной разведки Джетыгаринского и Киёмбаевского месторождений хризотил-асбеста.

Some peculiarities of exploitation and operational exploration of Dzhetygarinsky and Kiembayevsky chrysotile-asbestos deposits are considered.

Эффективность эксплуатации месторождений полезных ископаемых определяется множеством факторов, среди которых геологические, по нашему мнению, играют важную роль.

Глубокие знания особенностей геологического строения месторождения дают возможность максимально учитывать их в процессе его освоения.

Джетыгаринское и Киёмбаевское месторождения хризотил-асбеста эксплуатируются несколько десятков лет. По сложности геологического строения эти месторождения характеризуются довольно изменчивыми параметрами оруденения. В процессе промышленной оценки хризотил-асбестового оруденения учитывается не только его содержание в руде, но и длина и качество волокна, характер жилкования асбеста, состав вмещающих пород и т. д. Очень важно определить интенсивность изменения этих параметров в пределах залежей, поскольку они влияют на ход добычных работ в карьере и в конечном итоге определяют количество и качество товарной продукции.

По содержанию класса крупности +0,5 мм руды обоих месторождений характеризуются почти

одинаковыми значениями. В рудах Джетыгаринского месторождения содержание асбеста 2-го сита (класс крупности +4,8 мм) сравнительно выше (более чем в 2 раза), а содержание 3-го сита (класс крупности +1,35 мм) значительно ниже (10–15%), чем на Киёмбаевском [1]. Это соотношение будет сохранено и впредь, о чем свидетельствует характеристика оставшихся запасов, которые будут привлечены к эксплуатации в ближайшее время: в рудах Киёмбаевского месторождения содержание асбеста по классу крупности +0,5 мм 3,71 %, 2-го сита 1,0 % и 3-го сита 54,6 %, а в рудах Джетыгаринского 3,61, 2,4 и 43,0 % соответственно. Необходимо отметить, что более интенсивное изменение содержания волокна 2-го сита характерно для Киёмбаевского месторождения, а 3-го сита – для Джетыгаринского.

Анализ отработки месторождений за последние десятилетия показывает, что год за годом добывались более богатые, длиноволокнистые руды, тем самым постоянно происходит обеднение оставшихся запасов [2]. Это также обусловлено тем, что месторождения эксплуатируются открытым способом – карьерами и на отработанных

горизонтах, как правило, остаются бедные краевые руды.

В приконтактных рудах Основной залежи Джетыгаринского месторождения из различных зон асбестоносности в контурах оставшихся балансовых запасов до горизонта – 10 м содержание асбеста класса крупности +0,5 мм колеблется от 1,2 до 2,11 %. Эти руды на 80 % состоят из бедных труднообогатимых мелкопрожилковых и мелкосетчатых руд с содержанием 3-го сита 35 % и ниже; 2-е сито в них практически отсутствует. Количество этих руд составляет 28,2 млн т, или около 20,0 % от балансовых запасов руд до горизонта – 10 м, причем доля бедных руд в верхних горизонтах (выше горизонта +35 м), где предстоит добыча руд в ближайшие годы, значительно больше. Постепенное «обеднение» оставшихся руд, в свою очередь, приводит к снижению качества руд, подаваемых на фабрику (под словом «качество» здесь подразумеваются содержание и длина волокна). Если раньше содержание хризотил-асбеста в рудах Джетыгаринского месторождения, подаваемых на фабрику, составляло 3,8–4,0 %, то в последние годы этот показатель снизился до 3,5–3,7 %, и, видимо, это тенденция будет продолжаться и дальше. Снижение содержания 2-го и 3-го сит в рудах отражается на работе обогатительных фабрик, поскольку товарный асбест формируется как смесь из волокон асбеста различного фракционного состава, количество которых в товарных марках регламентируется. Особую ценность для хризотил-асбестового волокна имеет его длина, которая напрямую связана с характером жилкования асбеста, составом вмещающих пород, наличием в жилах секущих минералов – магнетита, серпентина и т.д. Наличие асбеста класса крупности +0,5 мм в рудах еще не гарантирует получения товарного асбеста, необходимо определенное количество волокна 2-го и 3-го сит.

В оставшихся запасах в пределах горизонтов, привлеченных в эксплуатацию, установить какие-либо закономерности развития волокна очень сложно, они были нарушены в процессе отработки месторождений. При определении кондиций для оконтуривания балансовых запасов и других параметров отработки залежей изначально учитывались природные закономерности распространения асбестового оруденения, и изменение их затрудняет применение установленных кондиций на

практике. Последний раз кондиции для Кiemбаевского месторождения были утверждены еще в советское время, в 1988 г. Изменение конъюнктуры на мировом рынке асбеста также делает необходимым пересмотр существующих и разработку новых кондиций для оценки месторождения. Это позволит учитывать современные требования к качеству и ассортименту выпускаемых товарных марок на мировом рынке, сложившееся положение с оставшимися запасами и т.д.

На Джетыгаринском месторождении ситуация несколько другая. Дело в том, что постоянные кондиции для оценки месторождения разработаны еще раньше, чем для Кiemбаевского, – в 1982 г. и по этим кондициям в 1983 г. были утверждены запасы месторождения по геологическим сортам. Позднее, в 1985 г. в «Инструкции по применению классификации запасов к месторождениям асбеста» [3] было предусмотрено выполнение подсчета запасов по классам крупности волокна, соответствующих размерам сит на контрольном аппарате, и возник вопрос о пересчете запасов. По результатам эксплуатационной разведки 1975–1991 гг. ТОО «Асбестовое ГРП» выполнен подсчет запасов Основной залежи по классам крупности волокна только до горизонта +35 м, ЦКЗ при концерне «Строительные материалы» РК утверждены запасы по бортовому содержанию 0,45 % условного 3-го сита. Это позволило на определенный период выполнить рекомендации ГКЗ о необходимости подсчета запасов хризотил-асбеста по классам крупности. С 1998 г. с перерывами проводились работы по подготовке эксплуатационных кондиций для разработки Основной залежи месторождения. Геологические материалы были подготовлены ТОО «Асбестовое ГРП», а кондиции разработаны Институтом горного дела им. Д. А. Кунаева. Однако ГКЗ РК в октябре 2005 г. только согласованы кондиции временно на 5 лет, и по ним утверждены запасы с бортовым содержанием асбеста 0,45 % условного 3-го сита до горизонта – 10 м, поскольку фактически отработка месторождения велась уже ниже горизонта +35 м, где запасы не были оценены по классам крупности. ГКЗ РК рекомендовала недропользователю разработать методику определения величины коэффициентов пересчета от геологических сортов к классам крупности волокна хризотил-асбеста и переводных

коэффициентов классов крупности на 3-е условное сито и подготовить ТЭО новых промышленных кондиций с последующим пересчетом оставшихся запасов хризотил-асбеста Джетыгаринского месторождения в целом в пределах контрактной территории.

Эксплуатационная разведка на Джетыгаринском и Киембаевском месторождениях начата практически одновременно с их эксплуатацией. В ходе эксплуатационной разведки месторождений составлялись крупномасштабные разрезы и погоризонтные планы, где более детально были отражены геологические особенности асбестовых залежей с разделением руд на группы обогатимости, учитывающие типы асбестоносности, вещественный состав руд, содержание асбеста, длину волокна и т.д. Использование погоризонтных планов позволяло более достоверно планировать горно-добычные работы и процесс усреднения руд в карьере.

Достоверность результатов эксплуатационной разведки напрямую зависит от правильного выбора густоты разведочной сети. Раньше для обоснования сети собственно эксплуатационной разведки и эксплуатационного опробования проводились специальные исследования, где учитывались характер изменчивости вещественного состава, жилкования асбеста, содержания и длины волокна, размеры рудовмещающего пространства и т.д. [4], т.е. все природные факторы, которые влияют на результаты. В течение многих лет для Киембаевского месторождения

применялась сеть скважин эксплуатационной разведки 50x20 м, для эксплуатационного опробования 25x10 м. На Джетыгаринском месторождении применялась сеть скважин эксплуатационной разведки также 20x50 м, а для эксплуатационного опробования от 25x10 до 12,5x10 м в зависимости от сложности участков Основной залежи. Результаты эксплуатации месторождений показывают в целом достаточно высокую сходимость с данными разведки в пределах 2–3 %.

Однако, как уже отмечалось выше, изменения конъюнктуры рынка требуют неравномерную эксплуатацию месторождений, а это, в свою очередь – детализацию данных разведки в небольших выемочных блоках. Если учесть, что в верхних горизонтах в результате эксплуатационных работ остаются в основном бедные руды, где изменчивость параметров оруденения еще больше, то достоверность результатов напрямую зависит от густоты разведочной сети скважин. На месторождении *Sana Brava* в Бразилии сеть скважин эксплуатационной разведки составляет 4 x 6 м [5]. На Джетыгаринском и Киембаевском месторождениях необходимо проведение опережающих буровых работ с дифференцированным подходом к выбору плотности разведочной сети скважин, поскольку только организационными мероприятиями и техническим перевооружением улучшение процесса рудоподготовки без достоверной качественной характеристики добываемой руды невозможно.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Джафаров Н. Н., Джафаров Ф. Н., Каскевич Т. М.* Геологические факторы, влияющие на эффективность отработки месторождений хризотил-асбеста// Материалы 1-й международной конференции «Проблемы открытой разработки недр и обогащения полезных ископаемых». Житикара, 2003. С. 197-200.
2. *Джафаров Н. Н.* Хризотил-асбест Казахстана. Алматы, 2000. 180 с.
3. Методика определения содержания асбеста. Асбест, 2002.
4. *Джафаров Н. Н.* Геологические условия размещения залежей хризотил-асбеста Джетыгаринского месторождения и методика их разведки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1985. 26 с.
5. *Жусупов К. К., Пуненков С. Е.* Опыт открытой разработки и обогащения хризотил-асбестовых руд месторождения *Sana Brava* в Бразилии// Горно-геол. журнал. 2007. № 4 (12). С.3-8.

УДК 553.43.13.19

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

А. А. МАСИМОВ, кандидат геолого-минералогических наук,
доцент, зав. кафедрой «Гидрогеология и инженерная геология»,

Н. А. АББАСОВ, кандидат геолого-минералогических наук,
доцент кафедры «Общая геология»,
Бакинский государственный университет,
г. Баку, Республика Азербайджан

Кіші Кавказдың солтүстік-шығыстық бөліктің мыс-порфирдык кен орнылардың болмашы кенді минералдардың қатардың және пириттің, халькопириттің, молибдениттің кейбір типоморфтік ерекшеліктер мақаласында баяндалған. Кенді минералдардың типоморфизімі әр түрлі аспектерде қарастырылады - әр түрлі кенді аудандардың кен орны минералдар құрамдардың түрлері және кен құрастыруы барысында бұрынғы генерациялардан соңғыларға олардың өзгерістері, сонымен бірге физикалық қасиеттердің қатары, қоспалар элементтердің өзгешелікке және сапасына байланысты ие болған. Осы және басқа кенді минералдардың қасиеттер жетістікпен қолдануға мүмкіндігі бар, таныс кен орнылардың бағалауында және жаңа мыс-порфирдык кен орнылардың ізденісте және олармен жалғаспалы аймақтың алтын кендермен.

Излагаются некоторые типоморфные особенности пирита, халькопирита, молибденита и ряда второстепенных рудных минералов медно-порфировых месторождений северо-восточной части Малого Кавказа. Типоморфизм рудных минералов рассматривается в различных аспектах – вариации состава минералов месторождений разных рудных районов и изменения их в процессе рудообразования от ранних генераций к поздним, а также ряд физических их свойств, приобретаемых в зависимости от количества и характера элементов-примесей. Эти и другие свойства рудных минералов могут успешно применяться при оценке известных и поиске новых месторождений медно-порфировых и сопутствующих им золотых руд региона.

In clause {article} the some people are stated tipomorphic features пирита, халькопирита, молибденита and of some minor ore minerals of copper-porphyrific deposits of a northeast part of Small Caucasus. tipomorphic ore minerals it is considered {examined} in various aspects - variations of structure of minerals in deposits different ore areas and his {its} changes in process рудообразования from early генераций to late. And also a number {line} of their physical properties, got depending on quantity {amount} and character of elements of impurity. These and other properties of ore minerals can successfully be applied at an estimation known and search of new deposits of gold ores of region copper-porphyrific and accompanying with them.

Минеральный состав медно-порфировых руд полностью отражает те характерные особенности, которые присущи рудам этой формации. Именно устойчивость состава и относительно простая ассоциация первичных рудных минералов являются важными особенностями месторождений медно-порфировой формации. На эти особенности обращается внимание в монографических сводках В. С. Попова, И. Г. Павловой и др.

Наибольшим распространением среди первичных руд пользуются пирит, халькопирит и молибденит, менее сфалерит, магнетит и борнит.

Как правило, пирит превалирует над халькопиритом; вторичные – халькозин, ковеллин (из зоны вторичного сульфидного обогащения); гематит, гетит, гидрогетит, гидроксиды железа, куприт, малахит, азурит, повеллит (из зоны окисления).

Пирит обычно образует тонкорассеянную вкрапленность в породе, распределяясь более или менее равномерно по всей площади рудного поля, а также тонкие просечки и прожилки, реже гнезда и скопления крупных кристаллов в кварцевых жилах и прожилках.

Рассеянная вкрапленность пирита нередко наблюдается также за пределами рудного контура

в сильно окварцованных породах, слагающих ближайшие к рудным полям участки. Он встречается во всех зонах рудных тел, за исключением зоны окисления, где полностью замещен лимонитом.

В зоне смешанных и халькозиновых руд (зона вторичного сульфидного обогащения) наблюдается замещение пирита халькозином или ковеллином. В зоне первичных руд пирит часто встречается в ассоциации с халькопиритом и борнитом, которые его корродируют, вклиниваясь в зерна пирита прожилками. На основании изучения более 200 полированных шлифов и полевых наблюдений нами выделяются пять разновидностей генераций пирита.

Пирит I слагает прожилки, вкрапленности и стяжения в рудовмещающих породах, а также метасоматически развивается по порообразующим минералам (от замещенных прозрачных минералов в нем иногда сохраняются реликты), замещается магнетитом и ангидритом. Выделения пирита I встречаются в виде кубов, реже кубооктаэдров; нередко зерна неправильных форм. Иногда наблюдаются проникающие в зерна пирита чешуйки нерудных минералов, большей частью серицита. Размер выделений пирита колеблется в широких пределах – от 0,005 мм до 1–2 мм.

Пирит II в основном отмечается в кварц-молибденитовых прожилках. Пространственно он разобщен с молибденитом и халькопиритом. Выделения пирита идиоморфны, реже встречаются зерна неправильной формы. Иногда пирит II окружает зерна пирита I генерации. Размеры выделений пирита II колеблются от 0,02 до 2–3 мм.

Пирит III, как правило, встречается в ассоциации с халькопиритом, молибденитом, сфалеритом и борнитом. Но сростания этих минералов с пиритом наблюдаются относительно редко. Халькопирит обычно интенсивно корродирует зерна пирита, образуя в нем заливообразные, каплевидные, овальные и червеобразные выделения. Как правило, минералы, образующие включения в пирите, замещаются вторичными сульфидами – халькозином и ковеллином. По характеру сростания сделать вывод о времени образования пирита III невозможно, так как в одних случаях его идиоморфизм по отношению к указанным выше минералам свидетельствует о более раннем выделении, в других же агрегаты

пирита образуются несколько позже или почти одновременно с основными медьсодержащими первичными сульфидами. Размеры выделений пирита III варьируют от 0,1 мм до 2х2 мм.

Пирит IV представлен метакристаллами. В них весьма часто встречаются включения жильных минералов, которые иногда окаймлены магнетитовой оторочкой. Несколько реже в метакристаллах наблюдаются округлой и овальной формы выделения халькопирита, молибдена и сфалерита; в одном случае халькопирит отмечался в тесном сростании с борнитом.

В аншлифах практически можно проследить все стадии формирования метакристаллов пирита IV, от начальных до завершающих, когда возникают характерные образования с ситообразным строением. Размеры пирита IV колеблются от 0,2 до 6–7 мм.

Пирит V в основном развит в кварцевых прожилках. Он образует самостоятельные пиритовые прожилки шириной до 3–4 см и длиной, достигающей иногда 1,0 м. Реже отмечаются 3–5-сантиметровые гнездообразные его скопления. В пирите V сохранились незначительные реликты порообразующих минералов. После травления пирита раствором $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$ в нем выделяются отдельные небольшие зерна, а в основном они представляют собой монозерна.

Стерильность пирита V в отношении содержания меди и полное отсутствие в нем других примесей, а также исключительная жильная форма его выделения указывают на то, что при их кристаллизации химический состав гидротерм резко отличался от состава таковых при отложении пиритов других генераций.

Относительно небольшой размер выделений пирита, отсутствие сростаний с другими минералами, сам характер минерализации дают некоторые основания полагать, что образование основной массы пирита происходило в сравнительно небольшой отрезок времени.

Пирит в зоне окисления полностью замещается лимонитом. В верхней части зоны вторичного сульфидного обогащения он интенсивно замещается вторичными сульфидными минералами меди – ковеллином и халькозином. В нижних горизонтах зоны вторичного сульфидного обогащения наблюдается замещение пирита в основном ковеллином.

Молибденит относится к числу главных рудных минералов (после халькопирита). Он образует пластинчатые и радиально-лучистые скопления в зальбандах кварцевых прожилков субмеридионального простиранья, а также тонкочешуйчатые агрегаты во вторичных кварцитах. Иногда в рудной массе он встречается единичными зернами-чешуйками, нередко наблюдаются случаи совместного нахождения молибденита с пиритом I и III и халькопиритом.

Выделяются две генерации молибденита: крупночешуйчатый молибденит I и тонкочешуйчатый молибденит II.

Молибденит I слагает мономинеральные агрегаты и прожилки в раздробленных породах, но чаще всего концентрируется в зальбандах кварцевых жил и прожилках. Он образует в кварце чешуйчатые агрегаты размером 0,3x2,0 мм. Чешуйки чаще изогнутые и смятые. Молибденит I интенсивно замещается повеллитом с образованием псевдоморфоз по молибдениту (рис. 1, г). Иногда молибденит корродирует более ранний пирит (рис. 2, б, д; 2, в).

Тонкочешуйчатая разновидность молибденита (*молибденит II*) представлена субмикроскопическими пластинками, радиально-лучистыми скоплениями и розетками в кварце, ангидрите, мусковите, сериците и др. С молибденитом II ассоциирует халькопирит в виде пронизывающихся агрегатов тонкочешуйчатых зерен (рис. 2 в). Однако чаще всего выделения этих двух минералов пространственно разобщены. Исследование оптических свойств молибденита I, проведенное в лаборатории минералогии ИГЕМ АН России, показало, что молибденит I представлен смесью двух политипных модификаций 2H и 3R, причем преобладает модификация – 2H (рис. 3).

Халькопирит является наиболее распространенным медным минералом. В породе он отмечается в виде ксеноморфных выделений с неправильными извилистыми очертаниями. Размеры халькопирита колеблются от очень мелких выделений до 0,1–0,2 мм и более 1x2 мм. Он ассоциирует с пиритом, молибденитом, гематитом и кварцем. Довольно часто встречаются аллотриоморфные его зерна от 0,001 до 1 мм. Выделяются три генерации этого минерала.

Халькопирит I встречается в различных порообразующих минералах измененных пород

и кварц-молибденитовых прожилках в виде мелких зерен, обычно ассоциирует с пиритом и молибденитом I, причем молибденит рассекает выделения халькопирита тонкими табличками, создавая впечатление, что они близки по времени выделения, но молибденит I выделен несколько позднее (см. рис. 1, ж). Иногда в халькопирите наблюдаются реликты прозрачных минералов, сохранившихся при метасоматическом замещении.

Халькопирит II отмечается в кварц-пиритовых прожилках совместно с пиритом III, а также в экзоконтактной полосе этих прожилков. Представлены они как аллотриоморфными зернами, так и вкрапленниками изометричной формы, встречаясь в пределах всего рудного поля, но в значительно меньших количествах, чем в кварц-пиритовых прожилках. Халькопирит II ассоциирует с пиритом I, редко образуя сростания, причем халькопирит является более поздним. Размеры выделений халькопирита II в кварц-пиритовых прожилках достигают 2–3 мм.

Халькопирит III содержится в пирите IV обычно в виде эмульсионной вкрапленности. Размер этих включений от 0,003 до 0,05 мм. Подобные включения образуются в процессе роста метакристаллов пирита и в некоторых случаях в магнетите. Относительно реже наблюдаются сростания халькопирита с борнитом и кубанитом. Причем последние обычно замещают халькопирит, о чем свидетельствуют реликтовые остатки халькопирита в отдельных включениях кубанита или борнита.

В выделениях халькопирита I и II борнит не встречается. По-видимому, халькопирит первой генерации является наиболее ранним медным минералом и образуется одновременно с молибденитом. Наибольшее количество халькопирита представлено второй его генерацией и выделяется позднее молибденита. Халькопирит третьей генерации является наиболее поздним.

Процессам окисления наиболее сильно подвергается халькопирит I и II. Халькопирит с периферии часто замещается тонкими каемками борнита и халькозина. Мощность каемок этих минералов измеряется сотыми долями миллиметра. Иногда халькозин проникает по трещинкам внутрь выделений халькопирита.

Сфалерит в рудах Хархарской группы месторождений в отличие от Кедабекского рудного района является редким минералом. Он образует единичные идиоморфные выделения, окруженные

халькопиритом, который и его корродирует. Размеры выделений 0,1–0,3 мм. Как и халькопирит, сфалерит замещается вторичными сульфидами меди, обычно халькозином. При этом халькозин по тончайшим трещинкам в виде тонких волокон пронизывает сфалерит со всех сторон до такой степени, что местами остаются лишь реликты этого минерала.

Магнетит рассеян по всей массе породы в виде одиночных идиоморфных зерен правильной формы размером до 0,3х0,3 мм. С периферии они почти всегда замещаются гематитом, лимонитом, реже лепидокрокитом. В связи с тем что магнетит, так же как и пирит I, образовался раньше всех указанных выше минералов, срастание их с другими индивидами не наблюдается. Отдельные выделения и скопления зерен магнетита ассоциируют в основном с темноцветными, нерудными минералами.

Рутил встречается в породе в виде мелких и средних выделений размером до 0,5 мм. В поляризованном свете обнаружены полисинтетические, иногда коленчатые двойники. С рудными минералами рутил не ассоциирует, но чаще корродируется молибденитом, который в свою очередь, замещается повеллитом (см. рис. 1, в).

Гематит встречается относительно реже и в виде одиночных вкрапленников таблитчатой формы с характерной пластинчатой отдельностью часто образует радиально-лучистые скопления. Он тесно ассоциирует с лимонитом, окаймляя его, который нередко цементируется гидрогетитом с реликтами халькозина. При изучении гомогенизации газовой-жидких включений авторами обнаружен гематит в твердой фазе. Это свидетельствует о том, что в рудах гематит представлен как первичный, гипогенный, так и как гипергенный минерал.

Необходимо подчеркнуть, что в условиях зоны вторичного сульфидного обогащения почти все известные гипогенные сульфидные минералы в той или иной степени замещены халькозином, ковеллином и борнитом. При этом в большинстве случаев в зернах вторичных сульфидов сохранились реликты первичных медьсодержащих сульфидов – халькопирита.

Борнит пользуется ограниченным распространением и наблюдается в виде мелких неправильных зерен, чаще образующих включение совместно с халькопиритом в пирите, или не развивается по периферии выделений халькопирита и, в свою очередь, замещается тонкой каемкой халь-

козина. Мощность каемок до 0,02 мм. В первом случае борнит является гипогенным (первая генерация), во втором – гипергенным (вторая генерация).

Халькозин в рудах месторождения является вторичным минералом и в огромном большинстве случаев развивается на месте первичных сульфидов меди. Они наблюдаются в виде тонких каемок по периферии выделений халькопирита, от которых отходят тонкие нитевидные прожилки внутрь выделений халькопирита. Мощность каемок и прожилков халькозина варьирует от тысячных долей до 0,02 мм. В рудах борнит почти полностью замещается халькозином, халькопирит в большинстве случаев сохранился в виде реликтов в халькозине.

Ковеллин, будучи вторичным сульфидным минералом меди, развивается главным образом по халькозину и по сравнению с ним имеет значительно меньшее распространение. Ковеллин или проникает в халькозин по трещинкам, или развивается в виде пластинчатых агрегатов в пирите размером от 0,1 х 0,1 до 0,2 х 0,6 мм. В отдельных случаях наблюдается развитие ковеллина по халькопириту.

Из рудных минералов в зоне окисления нами установлены и изучены гидроксиды железа (гетит, гидрогетит, лимонит, лепидокрокит), малахит, азурит и повеллит.

Гидроксиды железа, особенно гетит, значительно распространены в зоне окисления. Зерна гетита обычно неправильной формы, реже изометричные. Интенсивно замещают пирит, халькопирит, магнетит и гематит, образуя вокруг их выделений тонкие каемки.

Малахит является наиболее широко распространенным минералом окисленных зон месторождений. Обычная форма его проявления – тонкие пленочки, корочки, примазки на стенках трещин отдельности. Частично он выполняет промежутки между зернами минералов в породе, как бы цементируя их.

Азурит по характеру и форме отличается от малахита только своим меньшим распространением.

Повеллит пользуется наименьшим распространением. Он интенсивно, иногда нацело замещает молибденит, образуя псевдоморфозы по нему, сохраняя общий облик его. Размер выделений повеллита не превышает 0,05 х 0,2 мм (см. рис. 1, г). Макроскопически они зеленовато-желтые, имеют землистые агрегаты.

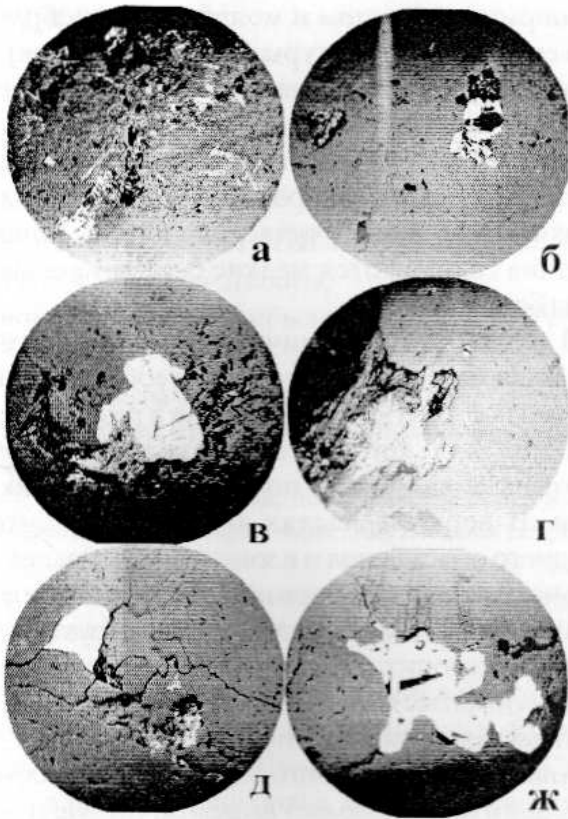


Рис. 1. а – характер отложения молибденита в кварце; б – молибденит корродирует пирит; в – молибденит корродирует рутил; г – псевдоморфозы повеллита по молибдениту; д – коррозия пирита молибденитом; ж – овальной и округлой формы выделения халькопирита и сфалерита в пирите

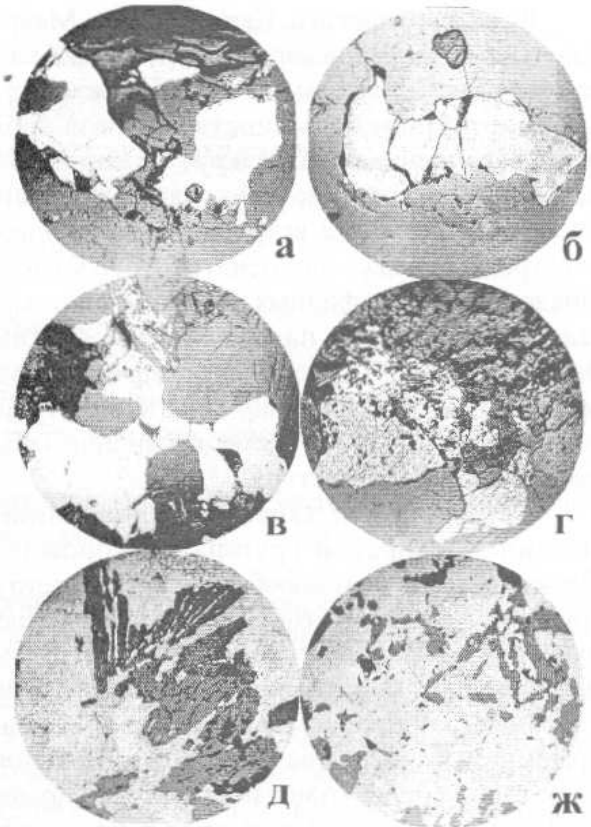


Рис. 2. а – срастание халькопирита с молибденитом, молибденит пронизывает выделения халькопирита; б – молибденит в кварце; в – молибденит корродирует пирит и халькопирит; г – коррозия пирита халькопиритом; д – отложение рудных минералов между зернами радиально-лучистого прозрачного минерала (волластонита); ж – характер рудоотложения

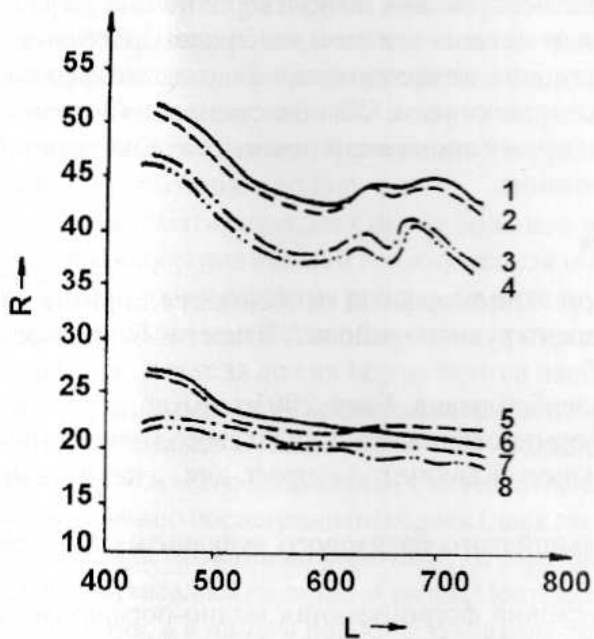


Рис. 3. Спектры отражения молибденита 4-*Ro*, 6-*Re*¹ – Хархарское месторождение для модификации 2Н2-*Ro*, 5-*Re*¹ – по данным Вяльсова для модификации 2Н3-*Ro*, 8-*Re*¹ – Хархарское месторождение – для модификации 3R1-*Ro*, 7-*Re*¹ – по данным Вяльсова – для модификации 3R

Руды Хархарского, Карадагского, Маарифского и Беюк-Калачинского месторождений характеризуются исключительным однообразием текстур.

В огромном большинстве случаев наблюдается вкрапленная текстура руд, представленная рассеянной вкрапленностью сульфидных минералов в породе. Реже встречается прожилковая текстура, еще реже – полосчатая, обусловленная выпадением из сульфидных растворов дисульфида железа (пирита) по параллельным системам трещин в породе. В сплошных сульфидных рудах, выполняющих раздувы и карманы, которые имеют крайне незначительное распространение, наблюдается массивная текстура.

Своеобразный характер рудной минерализации Хархарской группы месторождения обуславливает также однообразие структур его руд. В рудах изученных месторождений в большинстве случаев устанавливается вкрапленная структура: на общем фоне нерудных минералов выступают отдельные, чаще равномерно рассеянные мелкие вкрапленники сульфидных минералов. В сплошных рудах крайне редко отмечаются случаи проявления цементоподобной структуры, при которой изометричные зерна пирита цементируются более поздними рудными минералами – блеклой рудой, борнитом и т. д. В крайне редких случаях пирит, развиваясь по трещинам спайности плагиоклаза, образует структуры подобно полосчатой. Наблюдаются также решетчато-сетчатые структуры распада твердого раствора борнит-халькопирит, при этом на зернах борнита располагаются пластинки халькопирита по двум взаимно перпендикулярным направлениям или под косым углом. Наконец, значительно распространены структуры замещения. Так, благодаря разъеданию ранее выделившихся зерен пирита более поздним кварцем,

халькопиритом, рутилом и молибденитом образуются скелетные структуры (см. рис. 1, а, 2, ж), при которых остатки пиритовых зерен приобретают совершенно неправильные причудливые формы, сохраняясь в нерудной массе. Встречаются также руды с графической структурой замещения борнита халькозином, в этом случае на общем фоне халькозина сохраняются мелкие бесформенные реликты борнита.

В рудах зоны вторичного сульфидного обогащения часто встречаются нитеобразные и петельчатые структуры, возникшие в результате замещения халькопирита халькозином или халькозина ковеллином по сети мельчайших трещин. В верхних частях зоны вторичного сульфидного обогащения и в зоне выщелачивания, где уже частично имеет место развитие процессов окисления, наблюдаются колломорфные структуры отложений лимонита. Для зоны выщелачивания часты петельчатые структуры замещения гетита малахитом, халькопирита и пирита лимонитом.

Анализ вещественного состава руд Хархарского рудного поля позволяет выделить следующие парагенетические ассоциации минералов: 1). кварц-пиритовая; 2). кварц-магнетитовая; 3). кварц-молибденитовая; 4). кварц-молибденит-халькопирит-пиритовая; 5). кварц-пирит-халькопиритовая (редко с молибденитом); 6). кварц-пирит-гематитовая; 7). кварц-пирит-серицитовая.

Наиболее ранняя, кварц-пиритовая, ассоциация связана с ранним, по всей вероятности, диффузионным метасоматизмом минералообразования, последующие же ассоциации – с несколько поздним, инфильтрационным. Обычно смена этих ассоциаций отвечает временной последовательности их образования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аббасов Н. А., Рамазанов В. Г., Каландаров и др. Типоморфные особенности пиритов из медно- и молибден-порфириновых месторождений Ордубадского рудного района // Известия Бакинского университета. Сер. естеств. наук. 2004. № 2.
2. Баба-заде В. М., Рамазанов В. Г. и др. Золото Азербайджана. Баку, 2003.
3. Велизаде С. Ф. Минеральный состав и условия формирования руд, Кацдагского колчеданно-полиметаллического месторождения (южный склон Большого Кавказа): Автореф. дис.... канд. геол. наук. 1981.
4. Исмаил-заде А. Д. Геохимическая эволюция альпийского базитового вулканизма Малого Кавказа // Труды Института геологии АНА. 2000. № 28.
5. Масимов А. А. Геологические особенности и условия формирования медно-порфирированного оруднения северо-восточной части Малого Кавказа (Шамхорский антиклинорий): Автореф. дис.... канд. геол. наук. 1984.

УДК 552.322.

ДАЙКИ И МАЛЫЕ ТЕЛА БЕТПАК-ДАЛА – ШУ-ИЛИЙСКОГО РЕГИОНА

Е. А. ВИНОГРАДОВА, директор по геологии и экологии,
ТОО «Жамбыл Дидар»,
пос. Мирный, Жамбылская область, Республика Казахстан

Мақала ауданның дайқалар және кішкентай денелердің, соның ішінде алмасты, белгілі бағыттарының тектоникалық бұзылымдар орайластыруына, реттілігіне және енгізу уақытына, құрамның сипаттауына арналған.

Описаны состав, последовательность и время внедрения, приуроченность к тектоническим нарушениям определенного направления даек и малых тел региона, в том числе алмазоносных.

The article is devoted to the description of content, sequence and time of intrusion, association to the tectonic dislocations of the certain directions of dykes and small bodies of a region, including diamond-bearing directions.

Настоящая работа является продолжением статьи [1] и посвящена описанию даек и малых тел северной части Шу-Илийских гор, Северо-Западного Прибалхашья, Северной Бетпак-Далы и Шуйского «поднятия». В работе не рассматриваются субвулканические образования, тесно связанные со стратифицированными вулканогенными толщами, а только те виды даек и малых тел, которые не имеют излившихся аналогов. При изучении этих образований автором был также использован материал, собранный на сопредельных с описываемой территориях, а также в Курдайском и Кастекском хребтах, так как многие из видов даек являются редкими и проследить их взаимоотношения между собой и с другими геологическими объектами на ограниченной территории бывает достаточно сложно.

Систематизация даек имеет большое значение для получения важной геологической информации о истории развития района, а в ряде случаев и для металло- и минерагенических построений. Однако малые тела до сих пор являются наиболее малоизученными среди всех геологических образований не только Бетпак-Дала – Шу-Илийского региона, но и всего Казахстана. Систематическому исследованию послегранитных даек (даек второго этапа) была посвящена работа С. В. Ефремовой [2], но она касалась главным образом Центрального Казахстана, а в нашем регионе захватила только его северную часть – в основном Каибский и

Каракамысский гранитоидные массивы. В 1990-х гг. ПСЭ ПГО «Южказгеология» и СП «Алтынтас» при проведении в районе поисковых работ на алмазы изучались алмазо-носные породы [3].

Обычно при геолого-съёмочных работах на дайки должного внимания не обращается. Как правило, на всех видах карт дайки основного состава объединены в группу диоритовых порфиритов и (или) диабазов. В очень редких случаях бывают выделены лампрофиры. Дайки кислого состава обычно объединяются в единую группу гранит-порфиров, куда попадают как поясовые дайки, не связанные с формированием гранитоидных комплексов, так и жильные дериваты и гребневидные выступы мелкозернистых гранитоидных фаз. Малые тела большей частью определяются как субвулканические образования имеющихся в районе вулканогенных свит, часто невзирая на существенные различия в их составе. Такое отношение к «мелочам» привело и приводит к ряду ошибок и неясностей при решении как геологических, так и металлогенических задач.

Нами в основу выделения дайковых комплексов положен принцип общности вещественного состава пород, объединяемых в комплекс, и гомодромности развития комплекса во времени. Временная последовательность комплексов определялась с помощью полевых геологических наблюдений взаимоотношений даек между собой,

с гранитоидами и стратифицированными образованиями. В процессе работ были выявлены следующие закономерности: дайки определенного состава приурочены к разрывным нарушениям определенного направления; породы, слагающие дайки, наиболее легко коррелируются между собой по минеральному составу при просмотре шлифов. При этом в породах основного и среднего состава наиболее устойчивыми являются набор и характер темноцветных минералов. Другим важным признаком для идентификации пород различных комплексов служат специфические черты их химического состава, главными из которых, на наш взгляд, являются основность (пределы колебаний содержания SiO_2 по комплексу в целом), общая щелочность и отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (серия), а также содержание MgO и CaO и их соотношение.

В Бетпак-Дала – Шу-Илийском регионе прослеживаются четыре этапа внедрения даек: раннепермский, раннетриасовый, средне-позднетриасовый и наиболее поздний, вероятно, юрский. Каждый из них приурочен к переломным моментам в геологической истории региона, выраженным в изменении тектонической обстановки – сменой сжатия растяжением, о чем свидетельствует приуроченность любых даек к трещинам отрыва. При растяжении формируются расколы, постепенно с течением времени углубляющиеся, чем обусловлен обычный для дайковых серий антидромный характер внедрения.

Раннепермский этап внедрения даек завершает позднекаменноугольный – раннепермский цикл интрузивной деятельности. Он, вероятно, был кратковременным, так как дайки этого возраста являются малораспространенными образованиями. При этом количественно ранние дайки кислого состава резко преобладают над основными. Дайки этого этапа прорывают раннепермские лейкограниты сарыбулакского комплекса [1], а сами рвутся более поздними гранитоидами.

Серия даек гранит-порфиров – диоритовых порфиритов ранней стадии внедрения характеризуется общностью минерального состава с постепенным уменьшением содержания кремнезема. Серия представлена тремя генерациями даек.

Первая генерация – дайки гранит-порфиров приурочены к северо-восточным ($45-50^\circ$) разрывным нарушениям. Мощность даек достигает 5 м, протяженность – 6 км. Гранит-порфиры –

розовато-серые породы сериально-порфировой структуры с вкрапленниками плагиоклаза, щелочного полевого шпата и кварца. Основная масса – микрогипидиоморфнозернистая, сложенная плагиоклазом, щелочным полевым шпатом и кварцем с примесью разложенного темноцветного минерала. Дайки этого типа установлены в восточной части Жалгызского массива.

Вторая генерация – дайки гранодиорит-порфиров, приуроченные к меридионально-северо-западной ($320-0^\circ$) системе разрывных нарушений. Мощность даек колеблется от 0,5 до 10 м, протяженность 3–5 км. Дайки имеют многочисленные пережимы и раздувы, часто ветвятся. Гранодиорит-порфиры – серые, желтовато-серые породы сериально-порфировой структуры с вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки, редко кварца. Микрогипидиоморфнозернистая основная масса сложена плагиоклазом, роговой обманкой и биотитом с небольшим количеством щелочного полевого шпата и кварца. Дайки этого типа развиты в гранитных массивах Жалгыз и Могильный. На сопредельной с востока территории в массиве Акадыр наблюдалось срезание такой дайки субщелочными лейкогранитами майкульского комплекса, в массиве Жалгыз – дайкой кварцевых диоритовых порфиритов северо-восточного направления.

Третья генерация – дайки кварцевых диоритовых и диоритовых порфиров, приуроченные к северо-восточной ($60-70^\circ$) системе разрывных нарушений. Мощность даек колеблется от 1 до 5 м, протяженность от нескольких сотен метров до нескольких километров. Внешне это серые, красновато-серые, желтовато-серые тонкозернистые порфировые и афировые породы. Сложены плагиоклазом, обыкновенной роговой обманкой, биотитом и кварцем. В порфировых разностях вкрапленники представлены плагиоклазом, биотитом, реже кварцем. Структура основной массы микродиоритовая, иногда лампрофировая. Распространены в массивах Жалгыз и Жельтау.

В массиве Жалгыз дайка кварцевых диоритовых порфиров прорвана и смещена на 30 м дайкообразным телом мелкозернистых лейкогранитов майкульского комплекса.

Серия даек диоритовых порфиритов и амфиболсодержащих диабазов второй стадии внедрения приурочена к разрывам широтного

направления. Диоритовые порфириды – темно-зеленые породы, сложенные плагиоклазом и обыкновенной роговой обманкой, иногда замещающейся актинолитом. Спорадически в незначительных количествах присутствует кварц и щелочной полевои шпат. Из аксессуарных минералов характерны сфен, апатит и магнетит. Структура пород микродиоритовая. Мощность даек колеблется от 0,3 до 2 м, протяженность достигает нескольких сотен метров.

Обломки даек этого типа наблюдались в брекчиях трубки газового прорыва трангтылыкского комплекса, проявленного на границе нижней и верхней перми [1] в Жосандалинском массиве.

Темно-зеленые диабазы сложены плагиоклазом, бесцветным моноклинным пироксеном, буро-зеленой обыкновенной роговой обманкой, хлоритом и рудным. Иногда наблюдается мелкая вкрапленность пирита. Структура офитовая или порфировая с офитовой основной массой. Прорывают нижнепалеозойский тектонический меланж в районе выс. Когуртобе к северу от контакта Жосандалинского массива. Мощность даек от 0,5 до 3 м, падение на север под углом 65–70°.

Дайки авгитовых диабазов третьей стадии внедрения - крайне редкие образования. Встречено всего три такие дайки: одна в Жельтауском массиве и две, рвущие раннепалеозойский тектонический меланж. Приурочены к трещинам северо-восточного (60°) направления. Мощность даек 0,7–1,5 м, протяженность до 200 м. Диабазы сложены авгитом или титанавгитом, основным плагиоклазом, хлоритом, развитом по стекловатому базису и рудным минералом. Вкрапленники представлены хлоритизированным ортопироксеном. Наличие ортопироксена отличает эти породы от более поздней раннетриасовой серии долеритовых даек. Дайка в Жельтауском массиве прорвана дайкой раннетриасовых вогезитов.

Раннериасовый этап внедрения даек и малых тел проявлен после становления майкульского комплекса субщелочных лейкогранитов, завершающего орогенный цикл развития региона. Размещение даек этого этапа контролируется северо-восточной, субмеридионально-северо-западной и северо-западной системами разломов. Образование раннетриасового этапа пользуются наибольшим распространением – они слагают до 90% всех поясовых даек региона.

Серия даек гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров контролируется меридионально-северо-западной (350–0°) и, редко, северо-восточной (20–30°) системами разрывных нарушений и распространена практически во всех гранитоидных массивах. Мощность даек колеблется от 1 до 10 м, протяженность достигает иногда 15 км.

Породы, слагающие дайки, представлены крупнопорфировыми, гломеропорфировыми, сериально-порфировыми розовато-серыми, желтовато-серыми и розовыми гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами.

Гранит-порфиры сложены вкрапленниками плагиоклаза, кварца, щелочного полевои шпата, редко – биотита или изменённой роговой обманки с тонкозернистой сферолитовой, фельзитовой, микрогипидиоморфнозернистой кварц-плагиоклаз-щелочнополевошпатовой основной массой с примесью биотита, мусковита и рудного минерала. Иногда в основной массе присутствует шерл. Вкрапленники представлены двумя сериями: более крупные – размером до 1 см и более мелкие – до 1–2 мм. Плагиоклаз первой серии – андезин, второй – олигоклаз. Характерны гранофировые «короны», обрастающие вкрапленники первой серии.

Гранодиорит-порфиры близки по составу и структуре гранит-порфирам и отличаются меньшими содержаниями кварца и щелочного полевои шпата и большими – биотита и плагиоклаза.

Химический состав пород (вес. %) колеблется в пределах: SiO₂ – 65,6–77,7; TiO₂ – 0,11–0,24; Al₂O₃ – 12,5–15,1; Fe₂O₃ – 1,3–2,2; MgO – 0,5–1,1; CaO – 0,4–4,7; Na₂O – 3,8–4,6; K₂O – 1,6–3,9; P₂O₃ – 0,02–0,08.

Дайки прорывают граниты раннетриасового майкульского комплекса, а сами рвутся более поздними дайками вогезитов и долеритов.

Серия даек вогезитов контролируется разрывными нарушениями широтно-северо-восточного и субмеридионального направления. Установлены две генерации: ранняя, приуроченная к северо-восточным разломам и поздняя – к близмеридиональным. Мощность даек 0,5–10 м, протяжённость от первых сотен метров до 10 км. Вогезиты распространены во всех гранитоидных массивах, а также выходят за их пределы, являясь резко секущими по отношению ко всем складчатым структурам, включая и нижнекаменноугольные мульды.

В Тюкенском и Каракамысском гранитных массивах встречены двухфазные дайки, где первая фаза представлена вогезитом, а вторая, слагающая центральную часть – сиенит-порфиром.

В меридиональной дайке, секущей Каракамысскую мульду и имеющей коленчатую форму за счет заполнения сложной трещины отрыва, в пологих участках установлены постепенные переходы от вогезитов (в подошве) к кварцевым сиенитам (в кровле). В промежуточной зоне среди меланократовых сиенитов наблюдались светлые каплеобразные обособления размером 1–4 см, количество которых увеличивается по мере приближения к прикровельной части до полного слияния их с кварцевыми сиенитами кровли.

Макроскопически вогезиты представляют собой бурые, буро-зеленые, серо-зеленые, иногда темно-серые равномернозернистые мелко- и тонкокристаллические породы. Сиенит-порфиры окрашены в красновато-бурые до буровато-оранжевых тона и имеют порфировидную структуру.

Вогезиты сложены бурой роговой обманкой I – 10–60 %; сине-зеленой роговой обманкой II – 0–20 %; плагиоклазом – 40–60 %; щелочным полевым шпатом – 0–25 %; кварцем – 0–10 %, иногда биотитом – 0–10 %, рудным и акцессорными (апатит и сфен) минералами – до 5 %. Очень редко и в незначительных количествах появляется клинопиксид. Иногда отмечается редкая мелкая вкрапленность пирита. Структура вогезитов лампрофировая.

Сиенит-порфиры сложены щелочным полевым шпатом, плагиоклазом, роговой обманкой. Иногда наблюдается незначительная примесь кварца. Структура их порфировидная, с микродиоритовой и микросиенитовой основной массой.

По химическому составу (табл.1) вогезиты относятся к группе субщелочных диоритов – монзонитов. Характерны повышенные содержания Sr – 0,04–0,23 % и Ba – 0,05–0,19 % (количественный РСА, лаборатория ВСЕГЕИ).

Серия даек субщелочных титанавгитовых долеритов широко проявлена в пределах региона. Дайки долеритов образуют протяженные (до 200–300 км) широкие (20–25 км) пояса субмеридионального и широтно-северо-восточного направления, уходящие далеко за пределы исследованной территории. Дайки проявлены как

во всех гранитоидных массивах, так и вне их, являясь секущими по отношению к любым пликативным структурам. Мощность даек колеблется от 0,5 до 15 м, протяженность достигает 20 км. Падение крутое до вертикального, контакты четкие, ровные, часто с ярко выраженной зоной закалки.

Установлены две генерации долеритовых даек. Ранняя образует широтно-северо-восточные пояса, а поздняя – близмеридиональные.

Макроскопически субщелочные долериты – темно-зеленые, черные, темно-серо-зеленые тонко- и мелкозернистые, иногда порфировые породы. Сложены они лабрадором – 40–60%; титанавгитом – до 40%, магнетитом и титаномангнетитом – 20% и тонкочешуйчатым хлоритом или боулингитом, развитыми по стеклу – 5–20%. Акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном. Кроме того, в долеритах в переменных количествах могут присутствовать: темно-бурый баркевикит – до 10%, оливин – до 5%, тонкочешуйчатый бурый биотит, заключенный в разложившемся стекловатом базисе, – до 1–2% и немного (1–2%) кварца. Баркевикит встречается обычно в породах поздней генерации, а оливин наиболее характерен для пород ранней. В долеритах обеих генераций всегда содержится мелкая вкрапленность сульфидов (пирита и пирротина), часто в форме мелких (0,1–2 мм) шариков. На правом берегу р. Кояндыозек в одной из даек северо-восточного направления в зоне закалки встречены каплевидные сульфидные обособления, напоминающие сульфидные «капли» ликвационных руд, 0,4–1,5 см в диаметре. Центр таких капель сложен пирротинном, а внешняя кайма (1–2 мм) – пиритом. Структура пород долеритовая, офитовая, иногда порфировая.

В Каракамысском массиве встречена двухфазная дайка долеритов субмеридионального направления. Первая фаза представлена мелкозернистым темно-зеленым титанавгитовым долеритом с незначительной примесью баркевикита. Долериты первой фазы брекчированы. Долериты второй фазы цементируют брекчию и представлены черной тонкозернистой титанавгит-баркевикитовой разновидностью с большим количеством сульфидов.

В Кенгкикском массиве дайки долеритов северо-восточного направления иногда несут

множественные ксенолиты вмещающих гранитоидов и гнейсов.

В 10 км к северу от ст. Ушбалык в урочище Когенкамыс субщелочные долериты образуют несколько вытянутых дайкообразных или каплеобразных в плане тел мощностью до 300 м. В контактах местами наблюдаются автомагматические брекчии. Сложены тела темно-зелеными до черного тонкозернистыми субщелочными долеритами, содержащими титанавгит и баркевикит.

По химическому составу (см. табл. 1) породы принадлежат к субщелочным калиево-натриевым долеритам и лейкодолеритам. Породы несколько обогащены Sr – 0,04–0,08 % и F – 0,04–0,14 % (количественный РСА, лаборатория ВСЕГЕИ). В долеритах обеих генераций в ряде случаев отмечаются повышенные содержания Au (до 0,03 г/т).

Дайки субщелочных долеритов прорывают практически все известные в пределах территории стратифицированные и интрузивные образования, кроме лейкогранитов байкатынского и западно-майкульского комплексов, а сами прорваны дайками фергуситов. Взаимоотношения их с породами жалаир-найманского комплекса не установлены.

В бортах долеритовых даек широтно-северо-восточного направления локализуются кварцевые золоторудные жилы (месторождения Мынарал, Алтынсай, Гагаринское) [4]. На месторождении Белопятнышковое флюоритовая жила приурочена к борту субмеридиональной долеритовой дайки, а на месторождении Куланкетпес флюоритовые жилы иногда приурочены к бортам долеритовых даек северо-восточного направления.

Жалаир-найманский комплекс даек и малых тел субщелочных натриевых базальтоидов выделен автором сначала в Северной Бетпак-Дале под названием тузкольский, а затем по мере обнаружения подобных образований вдоль всей Жалаир-Найманской зоны и в пределах Шуйского «поднятия» был переименован в жалаир-найманский.

Для жалаир-найманского комплекса характерны дайки, силлы, дайкообразные и штокообразные тела, изредка встречаются диатремы. Протяженность даек обычно невелика (до 1–2 км), мощность от долей до 10–15 м. В редких случаях длина их превышает 10 км при

мощности сотни метров. Направление обычно зависит от структурного плана вмещающих пород. Площадь штокообразных и трубчатых тел колеблется от 0,01 до 20 кв. км.

Породы комплекса представлены субщелочными базальтами и долеритами, реже пикродолеритами. Сложены они лабрадором (40–60 %), клинопироксеном (авгитом, титанавгитом, реже диопсидом) до 40 %, рудными минералами (магнетитом, титаномagnetитом, ильменитом, иногда гематитом) и тонкочешуйчатым зеленым хлоритом, развитым по стеклу. Иногда присутствуют редкие зерна измененного оливина и ромбического пироксена. В более кислых разностях изредка наблюдается немного кварца. Акцессорные представлены апатитом и сфеном. Характерна мелкая вкрапленность сульфидов – пирита и пирротина. В Северной Бетпак-Дале в ряде тел установлены хромит, золото и очень редкие самородный свинец и стибнит свинца.

Структура пород офитовая, иногда порфирировая, с офитовой или интерсертальной основной массой. Характерны миндалекаменные, иногда брекчиевые текстуры.

В крупном дайкообразном теле («тарланатская дайка») северо-западного (310–320°) направления, имеющим протяженность около 30 км при мощности от 100–150 до 1000 м установлены [5] мелкие кристаллы алмаза и их обломки. Кристаллы алмаза имеют размеры 0,2–0,4 мм и представлены октаэдрами, кубооктаэдрами, большей частью бесцветными, прозрачными, реже слабо окрашенными в зеленовато-желтые и розоватые тона. Обломки кристаллов размером от 0,1–0,2 до 1 мм не отличаются по качеству и окраске от целых кристаллов. Всего извлечено 292 зерна, причем 125 из них были извлечены из одной пробы (все пробы имели примерно одинаковый вес 15–20 кг). Этот факт указывает на крайне неравномерное распределение алмаза в породе. В дайке установлены [5] участки брекчированных пород и ксенолиты интенсивно измененных – серпентинизированных и оталькованных ультрамафитов, которые, вероятно, детально не изучались. Судя по неравномерному распределению алмаза, он, скорее всего, сконцентрирован в мантийных ксенолитах, при дроблении и переплавке которых во время подъема магмы не сохранился в виде отдельных кристаллов,

Таблица 1. Химический состав раннегриасовых вогезитов (№№ 1–7) и долеритов (№№ 8–19)

№ п/п	№ пробы	Направление динк	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Σ
1	21 ^н /87	60°	52,06	1,531	15,26	4,34	3,28	0,126	4,14	7,48	4,00	3,43	1,174	0,26	2,86	99,96
2	81/88	90°	54,68	0,897	15,40	1,88	4,72	0,110	5,78	5,74	4,52	0,55	0,214	0,17	5,34	100,00
3	95 ^н /85	40°	54,96	1,520	15,92	3,46	4,27	0,130	3,58	5,28	3,81	2,13	0,920		3,66	99,65
4	107/85	0°	53,02	1,630	15,16	5,76	3,16	0,170	3,20	4,69	4,78	2,75	0,890		3,90	99,11
5	60 ^н /87	70°	52,59	1,533	15,77	3,26	5,05	0,142	4,36	5,53	2,96	3,10	0,423	0,19	5,07	100,02
6	18/89	10°	53,72	1,448	15,20	1,78	6,35	0,155	4,35	5,06	3,61	2,63	0,569	0,22	4,87	99,98
7	58 ^н /87	0°	53,38	1,472	15,83	4,10	4,23	0,123	4,32	6,22	3,68	1,87	0,523	0,29	3,96	100,00
8	61/88	90°	50,76	2,152	13,97	14,13		0,234	4,18	6,33	4,72	1,44	0,354	0,15	1,60	100,01
9	57/88	40°	48,20	1,991	16,08	10,18		0,133	3,60	6,91	5,12	1,50	1,377	0,27	4,66	100,02
10	60/88	40°	49,91	1,849	13,85	13,38		0,242	4,03	6,50	4,45	1,34	0,352	0,15	4,00	100,05
11	60 ^н /88	40°	51,01	1,915	14,26	13,68		0,275	4,85	4,26	5,00	1,75	0,357	0,48	2,24	100,08
12	20 ^н /89	0°	47,18	2,440	16,00	4,52	7,76	0,193	6,17	7,55	3,39	1,09	0,354	0,24	3,12	100,00
13	32 ^н /97	15°	51,16	2,13	13,89	12,86		0,21	5,51	7,08	2,33	1,06	0,73		3,02	99,98
14	32 ^н /97	15° I фаза	51,46	2,03	13,09	13,48		0,22	5,08	5,76	3,69	1,00	0,63		3,48	99,92
15	32 ^н /97	15° II фаза	51,71	2,36	13,56	13,36		0,23	4,91	5,41	4,02	0,84	0,72		2,90	99,98
16	101/88	0°	50,30	2,225	15,75	12,08		0,170	5,09	8,03	2,85	1,39	0,495	0,20	1,40	99,98
17	108/88	80°	51,80	1,628	16,12	9,40		0,265	5,90	8,88	2,73	0,99	0,373	0,28	1,61	99,99
18	32 ^н /87	0°	51,59	1,590	15,73	9,59		0,143	6,14	8,06	2,54	1,29	0,357	0,15	2,65	99,96
19	30 ^н /87	40°	52,14	1,945	15,03	10,47		0,150	4,03	5,42	4,13	1,28	0,467	0,19	4,74	99,99

а «сгорел» в высококислородной среде базальтовой магмы.

Наличие в окружающих дайки рыхлых отложениях [5] таких же мелких алмазов, как и в дайке, не оставляет надежды на находки более крупных кристаллов, так как пробы из рыхлых пород не подвергались дроблению и механическое воздействие на алмазы в этом случае сведено к минимуму.

По химическому составу породы жалаир-найманского комплекса (табл. 2) – субщелочные пикродолериты, долериты и базальты натриевой серии. По содержанию кремнезема состав пород варьирует от оливиновых долеритов и базальтов до лейкодолеритов и лейкобазальтов. По результатам количественного РСА (лаборатория ВСЕГЕИ) породы несколько обогащены (%) Ва – 0,03–0,1; F – 0,02–0,11 (среднее по 14 ан. – 0,06) и иногда Сг – до 0,04.

Тела долеритов прорывают отложения раннего карбона, а сами рвутся шонкинитовой дайкой (Северная Бетпак-Дала, район кол. Ергебулак).

В Северном Казахстане (северное обрамление Сарысу-Кокчетавского свода) подобные образования – дайки, штоки, силлы субщелочных оливиновых долеритов и пикритов – описаны М. А. Абдулкабировой [6]. Они приурочены к узким грабенам и тесно связаны с излившимися субщелочными натриевыми оливиновыми базальтоидами триасового возраста. Возраст этих отложений определен как ранне-среднетриасовый по остаткам пресноводной фауны и споро-пыльцевым методом.

В нашем регионе, вероятно, также существовали излившиеся аналоги пород этого типа. В пользу данного положения свидетельствуют наличие диатрем и состав базальтов, слагающих нижнечетвертичные шлейфы в Северной Бетпак-Дале, в местах массового развития даек жалаир-найманского комплекса в районе род. Ергебулак – кол. Ергешор.

Средне-позднетриасовый этап характеризуется внедрением малых тел и даек субщелочного и щелочного состава, размещение которых контролируется широтными линияментами, прекрасно дешифрирующимися на всех видах мелкомасштабных МАКС. Образования этого времени являются малораспространенными, что создает определенные трудности при выявлении последовательности их внедрения. Так, не совсем ясно положение субщелочных габброидов из-за

отсутствия их взаимоотношений с образованиями сарыкамысского комплекса. Пока остается под вопросом принадлежность пород, слагающих слабо изученную диатрему Шет-Ботаборум, к сарыкамысскому комплексу из-за некоторых различий в их составе. Возможно, что эта диатрема является более ранней и представляет субщелочной комплекс, либо являющийся инициальным в серии, либо относящийся к более ранней стадии внедрения и отделенный от сарыкамысского внедрением даек сиенит-порфиоров.

Дайки субщелочных ортоклазсодержащих габброидов являются малораспространенными образованиями. Установлены только четыре такие дайки: одна в центральной части Каракамысского массива; другая в силурийских отложениях, в 8 км к западу от ст. Мынарал; третья в Жельтауском массиве, в 4 км к северу от пос. Акбаккай; четвертая за пределами описываемой территории – в гранитоидном массиве Кызылтас IV. Дайки имеют мощность от 1 до 10 м и протяженность до 2 км. Направление даек широтное, форма извилистая, с раздувами и пережимами. Каракамысская дайка падает на юг под углом 65°. Дайки рвут гранитоиды сарыбулакского и трангылыкского комплексов, а также раннетриасовые вогезиты.

Внешне габброиды – мелкозернистые, темно-зеленые или серо-зеленые породы. Сложены бесцветным моноклинным пироксеном, основным плагиоклазом, буро-зеленой роговой обманкой, развивающейся по клинопироксену. Иногда присутствует биотит в виде скоплений мелких чешуек. Практически всегда присутствуют интерстиционный ортоклаз и кварц. Характерно обилие рудных минералов (до 10%), представленных титаномagnetитом и ильменитом и тонкоигольчатым апатитом. Постоянно присутствуют сульфиды – пирит и пирротин, причем преобладает последний. Структура пород габбро-офитовая, в отдельных участках микропоякитовая. Характерны интенсивные автометасоматические изменения, выраженные в сосюритизации плагиоклаза, замещении темноцветных волокнистым амфиболом, эпидотом, хлоритом, кварцем и кальцитом, лейкоксенизации титаномagnetита и ильменита.

В экзоконтактовой зоне Каракамысской дайки в более ранних вогезитах отмечаются зоны

Таблица 2. Химический состав пород жалаир-найманского комплекса

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{общ}	П.п.п.	Σ
1	22/85	46,58	2,42	15,68	6,69	5,17	0,15	7,89	3,52	5,79	0,49	0,64		5,41	100,42
2	23 ^в /85	43,10	2,66	15,63	5,42	7,59	0,21	7,19	7,04	3,91	0,74	0,59		6,30	100,39
3	31/85	49,71	1,66	11,74	7,88	9,03	0,26	4,09	6,94	4,02	0,00	0,13		4,16	99,63
4	31 ^м /85	47,56	1,98	16,16	9,10	3,45	0,16	6,74	5,13	4,34	0,92	0,24		4,63	100,40
5	4 ^в /84	50,01	2,02	15,45	13,54	1,58	0,07	3,95	3,93	4,75	0,56	0,62		3,60	100,09
6	5/84	50,38	2,09	16,03	9,93	2,02	0,12	4,22	6,14	3,68	0,59	0,62		4,89	100,72
7	39/84	47,74	1,96	15,84	6,07	4,75	0,18	5,32	5,68	4,39	0,79	0,48		7,23	100,42
8	40/84	46,83	2,78	12,58	1,98	8,64	0,17	5,71	11,60	4,82	0,05	0,28		3,98	99,42
9	42/84	42,58	3,28	16,01	3,12	11,01	0,25	6,10	8,16	3,32	0,94	0,66		4,66	100,09
10	94 ^в /84	48,52	1,43	15,93	2,83	8,19	0,18	5,32	11,52	3,37	0,41	0,31		2,00	100,81
11	95/84	45,53	1,40	16,64	1,72	9,08	0,19	7,98	11,23	2,73	0,41	0,27		3,13	100,31
12	140/84	48,74	0,98	13,20	3,34	5,44	0,15	9,36	7,38	3,07	0,00	0,12		8,61	100,40
13	141/84	49,24	2,39	16,97	5,64	3,96	0,16	4,77	9,06	3,54	0,91	0,51		3,51	100,66
14	2033 ^а	44,70	2,47	16,04	5,41	6,83	0,17	5,68	7,13	3,10	0,86	0,56	0,0019	7,21	100,16
15	116	45,78	2,50	15,87	6,18	4,86	0,17	5,40	7,68	3,22	0,78	0,46	0,005	6,78	99,69
16	46/84	44,03	2,60	15,83	5,40	5,04	0,23	4,89	9,21	4,21	0,53	0,44		7,72	100,14
17	45 ^в /84	42,95	2,20	15,24	3,44	9,36	0,65	6,82	9,50	2,54	0,63	0,33		5,12	98,77

хлоритизации с карбонатными прожилками, несущими сфалерит и галенит.

По химическому составу породы относятся к группе низкоглиноземистых высокотитанистых субщелочных габброидов. Содержания компонентов (вес. %) колеблются: SiO_2 – 44,77–49,69; Al_2O_3 – 14,68–16,42; TiO_2 – 1,93–4,78; Fe_2O_3 общ. – 8,33–14,19; MgO – 6,82–7,26; MnO – 0,18; CaO – 5,57–9,15; Na_2O – 2,93–4,85; K_2O – 0,1–1,98; P_2O_5 – 0,25–0,34. Сумма щелочей 4,5–4,9%, щелочность калиево-натриевая.

Сарыкамысский комплекс даек и диатрем щелочных калиевых мафит-ультрамафитов тяготеет к зонам широтных глубинных разломов и образует протяженные (до нескольких сотен километров) пояса, отстоящие друг от друга на расстоянии около 100 км. Один из них (Сарыкамыс-Илийский) прослеживается от западной оконечности Шуйского «поднятия» через Жельтауский и Жалгызский гранитные массивы в район ст. Ушбалык и далее в район устья р. Или. Он совпадает с космическим линейным элементом, четко фиксирующимся на мелкомасштабных МАКС. В пределах зоны известны Сарыкамысская группа диатрем и даек оливиновых мелилититов, Байгаринская и Ушбалыкская группы даек шонкинитов и фергуситов, дайки в Жельтауском массиве и в низовьях р. Или, выбуренные 37 ГРЭ Волковского ПГО при разведке медных месторождений.

Южнее находится второй широтный пояс (Северокаратауско-Бижейский), пока мало исследованный. К нему приурочены шонкинитовые дайки северо-западной оконечности хр. Б. Каратау [7], диатрема Шет-Ботаборум, расположенная в гранитном массиве Восточный Хантау, и не установленные в коренном залегании шонкиниты бассейна р. Биже в Жонгарии, галька которых, происходящая из Бижейского карьера, была найдена А. А. Торгунаковым (ГРЭ-21 Волковского ПГО) в насыпи железнодорожной линии.

В 100 км к северу намечается еще один совершенно не изученный пояс, представленный пока только одной дайкой шонкинитов в Северной Бетпак-Дале.

За пределами изученной территории прослеживаются еще два таких пояса: Ирисуйско-Кастекский на юге и Кушмурун-Чистопольский на севере. В первом установлены [7] многочисленные

дайки фергуситов и шонкинитов, развитые в Тадасском хребте и прорывающие Ирисуйский массив. Подобные дайки установлены В. Л. Клишевичем (ВСЕГЕИ) северо-восточнее Ирисуйского массива в хр. Большой Каратау. Характерной особенностью этих даек является наличие в них крупных (до 2–3 см) оплавленных ксенокристов неразложившегося оливина при общем сходстве минерального состава с дайками Ушбалыкской группы. В Кастекском хребте, в более молодой (юрской) диатреме щелочных базальтоидов («трубка Овчинникова»), автором в 1989 г. был найден крупный (0,5 м в диаметре) оплавленный ксенолит уплощенной формы бесфельдшпатоидного флогопитового эссексита, аналогичного по составу эссекситам диатремы Шет-Ботаборум.

Кушмурун-Чистопольский пояс прослеживается по находкам пород данной серии при ГТК, проведенном в 80-х гг. XX в. Западнее оз. Кушмурун выбурена дайка флогопитовых шонкинитов, аналогичных по составу шонкинитам Байгаринской группы (материалы О. К. Ксенофонтова, НИИЗК СПбГУ). В Чистопольском районе найдены интенсивно измененные пиропсодержащие брекчированные ультрамафиты (материалы В. Я. Чернова, ВСЕГЕИ).

Сведений о находках подобных пород на остальной территории автор не имеет. Однако, учитывая 100-километровый шаг между установленными поясами, можно предположить наличие еще нескольких таких поясов (с севера на юг): 1) г. Державинск – г. Астана – пос. Шоптыколь; 2) северная оконечность гор Улытау – ст. Жарык – бассейн р. Катон-Карагай; 3) в 30–40 км южнее г. Жезказган – пос. Акжал – пос. Аягуз; 4) зал. Сарышиганак (Арал) – Сев. Бетпакдала (найден одна дайка, см. выше) – пос. Гульшат – оз. Сасырколь; 5) г. Кентау – пос. Акколь – пос. Чилик.

Сарыкамысская группа тел оливиновых мелилититов, обнаруженная автором на основе сведений, сообщенных Э. С. Кичманом [8], расположена в центральной части Шуйского «поднятия». Она представлена двумя диатремами и соединяющей их изогнутой дайкой, прорывающими красноцветные песчаники бетпак-далинской свиты среднего – верхнего девона. Система контролируется трещиной отрыва северо-восточного направления (50°) и протягивается почти на 2 км. Площадь диатрем 0,17 га (Сарыкамыс I) и 0,4 га

(Сарыкамыс П). Мощность дайки колеблется от 0,2 до 3 м. Диатремы сложены автоксенобрекциями оливиновых мелилититов. Ксеноматериал представлен округлыми и угловатыми обломками вмещающих песчаников и алевролитов, реже оплавленными риолитами, гнейсами и гранитами, а также нодулями глубинных пород: шпинелевыми вебстеритами (подавляющее большинство), редко встречающимися мелкозернистыми клинопироксенитами и флогопитовыми глиммеритами. Встречен один нодуль амфиболового эклогита, содержащий псевдоморфозы кальцита по гранату. В работе [3] указываются также хромшпинельсодержащие дуниты, лерцолиты, гарцбургиты и верлиты. Цементом брекчий является кристаллический карбонатный агрегат, содержащий тонкую крошку вмещающих пород и многочисленные песчинки.

Мелилититы на 60–70 % состоят из вкрапленников темноцветных минералов, погруженных в измененную основную массу. Среди вкрапленников выделяются ксено- и фенокристаллы. Ксенокристаллы представлены корродированными, оплавленными, отороченными реакционной каймой зернами диопсида, энстатита, флогопита и бурой шпинели. Оливин отмечается спорадически, обычно замещен серпентином. Очень редко встречается буровато-розовый гранат.

Фенокристы представлены короткостолбчатым авгитом. В ряде автолитов во вкрапленниках присутствует измененный амфибол (керсутит?) наряду с флогопитом.

Основная масса сложена игольчатым авгитом, тошкочешуйчатым флогопитом и магнетитом, погруженными в разложенное двупреломляющее темное стекло. Иногда флогопит обрастает тонкой каймой тетраферрифлогопита.

При поисковых работах на алмазы [3] в породах установлены также в значительных количествах (15–25 %) монтичеллит и мелилит. Этими же авторами исследован состав карбонатной связующей массы брекчий – кальцит, доломит, брейнерит и халцедон. Газово-жидкие включения в минералах при этом не изучались, поэтому вывод авторов о кристаллизации ее из карбонатного расплава, по нашему мнению, является преждевременным.

По результатам исследования высокообъемной (2400 кг) пробы, отбранной из

близповерхностной части трубки Сарыкамыс-I 21 ГРЭ ВПГО в 1986 г. и исследованной в Керченской лаборатории Института минеральных ресурсов МинГЕО УССР (г. Симферополь) был изучен [9] состав тяжелой фракции. Установлены следующие минералы (вес. %, первая цифра – мономинеральные, вторая – в агрегатах): слюды – 45,6; 10,1; пироксены – 22,5; 5,0; серпентин – 6,8; 1,5; амфиболы – 4,9; 1,2; карбонаты – 6,4; 1,4; хромдиопсид – 0,9; 0,2; хромшпинелиды – 0,9; 0,2; ставролит – 0,4; 0,1; магнетит – 0,3; 0,1; гранаты – 0,3; 0,1; хлорит – 3,4; 0,7, оксиды и гидроксиды железа – 7,8; 1,7. В единичных знаках обнаружены ильменит, рутил, лейкоксен, эпидот, циркон, корунд, муассанит, апатит, коллофан, барит, гидрослюды, пирит, халькопирит. Процент сростков составляет 77,8 от веса тяжелой фракции. Гранаты представлены двумя разновидностями: розовым с фиолетовым или красным оттенком (N – 1,780) и значительно реже встречающимся оранжевым (N – 1,772). Поверхность более крупных зерен гранатов часто химически матированная, покрытая мелко-бугорчатой и мелкоямчатой скульптурой. Тяжелая фракция нерастворимого остатка после термохимического разложения представлена корундом, цирконом, хромшпинелидом, хромдиопсидом. Алмаз не был установлен.

Алмазы были диагностированы [3] только в пробах из эруптивных брекчий и представлены двумя разновидностями: гладкогранными полупрозрачными зеленовато-желтыми октаэдрами размером до 0,5–0,7 мм и бесцветными прозрачными осколками размером до 0,3–0,4 мм.

В работе [3] из важных акцессорных минералов указывается также перовскит, концентрирующийся совместно с рутилом и сфеном вокруг ксенокристов и нодулей. Перовскит является типоморфным акцессорием кимберлитовой серии и не характерен для лампроитовой и оранжевой. К сожалению, минерал определен только в шлифах и определение его не подтверждено рентгеноструктурным или микрозондовым анализом, что, по нашему мнению, необходимо было сделать, так как он достаточно трудно определяется оптическими методами и не был установлен в тяжелой фракции протолючных проб.

По химическому составу порода (табл. 3) соответствует оливиновому мелилититу и ближе всего к подобным породам Маймеча-Котуйской

провинции Сибири и Восточного рифта Африки [10]. Порода обогащена (%) редкими щелочами (Li_2O – 0,037–0,046; Rb_2O – 0,008–0,012; Cs_2O – 0,001–0,002) и F – 0,11–0,23 (метод пламенной фотометрии, лаборатория ВСЕГЕИ). Характерны также повышенные содержания (%): Ba – до 0,15; Sr – до 0,03; Cr – до 0,04; Ni – до 0,05; Nb – до 0,01; Pb и Zn – до 0,02; Cu – до 0,012; La – до 0,007; Y – до 0,003; Zr – до 0,03.

Байгаринская группа даек, установленная автором, представлена тремя достаточно хорошо обнаженными дайками шонкинитов, прорывающими каратальскую ($\text{O}_{1,2}$) и дуланкаринскую (O_3) свиты. Одна из них, расположенная в 12 км к югу от горы Байгара, имеет направление СЗ 340°, мощность 0,5–2 м, протяженность около 1 км, падение крутое. Еще две подобные дайки установлены в 14 км к юго-западу от горы Байгара. Они менее протяженные (до 0,2–0,5 км), северо-западного 280° направления, мощность 0,3–0,5 м, падение одной из них пологое, другой крутое. В 4 км к югу наблюдаются еще две спаренные дайки этого же комплекса, рвущие каратальскую свиту и имеющие протяженность до 1 км при мощности до 1 м. Эти дайки заражены обильным коровым ксеноматериалом (кристаллы роговой обманки), поэтому дать точное название породы, очень тонкозернистой до стекловатой, было затруднительно. Еще одна дайка шонкинитового состава была установлена автором в 20 км к юго-западу от горы Байгара по очень мелким высыпкам на склоне бугра, сложенного красноцветными песчаниками $\text{D}_{1,2}$. Вероятно, она имеет пологое залегание и маленькую мощность.

Помимо этого, при поисковых работах ВПГО на уран дайка ультраосновного состава была **выбурена** у юго-западного подножия горы Байгара (В. Л. Гончаров, устное сообщение). Дайка имела **очень сложную форму**, вероятно, коленчатую, за что получила название «парадоксальная». Дайка этого же комплекса, получившая местное название «рудная минетта», была вскрыта в 1977 г. подземной горной выработкой на месторождении Акбакай. Она по центру прорывает золотоносную, богатую сульфидами кварцевую жилу с друзовыми пустотами. Контакт с жилой извилистый, «обтекающий» крупные (до 5 см) кристаллы кварца. Наблюдается тонкая (до 0,5 см) зо́на **закалки**. Сложена флогопитом и тонкозернистой

основной массой, интенсивно измененной, окварцеванной за счет обмена веществом с кварцевой жилой, с тонкой сырью золотосодержащих сульфидов.

Ушбалыкская группа даек установлена автором в 1988 г. Она включает три дайки фергуситов. Северная дайка (Ушбалык-Прибрежная), расположенная к северу от ст. Ушбалык, имеет широтное направление и протяженность около 6 км при мощности 2–10 м. Ветвящаяся, изгибающаяся, субвертикальная, она прорывает породы верхнекембрийской – среднеордовикской теренкульской серии.

Южная дайка (Ушбалык-Кайракты) протягивается на 3 км (азимут 80° СВ) при мощности 0,5–10 м. Ветвящаяся, субвертикальная, она сечет образования майкульской свиты $\text{O}_{1,2}$ и дайки раннетриасовых вогезитов и долеритов.

Третья дайка фергуситов обнаружена западнее, в Жалгызском гранитоидном массиве, в 3 км к юго-западу от высоты Есенаман. Форма ее коленчатая, протяженность несколько десятков метров при мощности до 0,5 м. Прорывает лейкограниты сарыбулакского комплекса (P_1).

В юго-восточной части Жельтауского массива, в урочище Аккудук 21 ГРЭ Волковского ПГО в процессе геолого-съёмочных работ была канавой вскрыта дайка щелочных беспироксеновых пикритов. В дальнейшем канава была засыпана, а каменный материал, кроме одного шлифа, утерян. Дайка, скорее всего, широтная, малой мощности и протяженности.

Диатрема Шет-Ботаборум, установленная автором, А. Н. Лодыгиным и В. Д. Алексеенко в 1988 г., расположенная в гранитном массиве Восточный Хаптау, имеет в плане овальную форму. Площадь выхода около 25 кв. км, контакты крутые, субвертикальные. Прорывает граниты кызылрайского и жалгызского комплексов, сама сечется СВ дайкой кварцевых сиенит-порфиров. Диатрема двухфазная: первая фаза внедрения – перидотиты, вторая – эссекситовые брекчии. Площадь выходов перидотитов I фазы 0,2 кв. км. Диатрема разбурена 21 ГРЭ ВПГО пневмоударными скважинами глубиной до 50 м (по I фазе) и 25 м (по II фазе). Контакт между фазами сложный, извилистый. В зоне контакта развиты брекчии, гибридные породы и слабая серпентинизация по трещинам в перидотитах. В эссекситах на контакте с гранитами

четко прослеживается зона закалки (до 0,5 м), выраженная в уменьшении зернистости вплоть до стекловатой зоны непосредственно у контакта. Граниты в зоне экзоконтакта трубки не несут заметных вторичных изменений, кроме незначительного покраснения.

Диатрема в геофизических полях отражена резко положительными аномальными гравитационного и магнитного полей (аномалия 103 ГРЭ-21). По наличию этой нестандартной для гранитного массива аномалии она и была выявлена.

Перидотиты – визуально черно-зеленые полнокристаллические массивные породы. Сложены на 70–80 % оливином двух генераций. Ранняя генерация представлена идиоморфными зернами размером до 2 мм, поздняя – мелкими округлыми зернами до 1 мм. Моноклинный пироксен таблитчатый, ксеноморфный, развит в интерстициях зерен оливина и иногда содержит пойкилитовые вроски оливина II.

Пироксен зонален: внутренняя зона представлена розовато-зеленым титанавгитом, внешняя – бесцветным диопсидом (или диопсид-авгитом), причем нередко можно наблюдать коррозионные взаимоотношения между ними. Постоянно присутствует незначительная (3–5 %) примесь мелко таблитчатого флогопита, развитого по периферии зерен диопсида. Слюда иногда хлоритизирована. Наблюдается обилие рудных минералов, главным образом титаномагнетита.

Эссекситы – буро-зеленые породы, состоящие из керсутита, лабрадора, флогопита и оливина со значительной примесью титаномагнетита. Эссекситы бесфельдшпатоидные, относятся к группе субщелочных пород.

Щелочной беспироксеновый пикрит (дайка в Жельтауском массиве) – тонкозернистая порода, сложенная фельдшпатоидом (мелилитом?) и флогопитом с высоким (до 5 %) содержанием апатита.

Шонкиниты и фергуситы сложены лабрадором, титанавгитом, керсутитом, флогопитом, кальцитом и обильным рудным. Спорадически присутствуют лейцит, канкринит. Фенокристаллы представлены титанавгитом, реже плагиоклазом, иногда санидином. Ксенокристаллы образованы флогопитом, керсутитом, омфацитом, диопсидом, бурой шпинелью, оливином и очень редко периклазом. Шонкиниты отличаются от фергуситов

большим одержанием плагиоклаза и несколько меньшим темноцветных минералов.

В дайке Ушбалык-Кайракты присутствуют обильные глубинные ксенолиты крупнозернистых шпинелевых омфацит-флогопит-керсутитовых пород, диопсид-энстатитовых вебстеритов, мелкозернистых диопсидовых лерцолитов.

Химический состав пород приведен в табл. 3.

Породы сарыкамысского комплекса не обнаруживают признаков лампроитовой серии. В них не выдерживается главный диагностический тренд серии по слюдам. В лампроитах закономерно увеличивается содержание Mg от центра кристалла к краям, здесь же зависимость обратная (микрозонд САМЕСА, апалитик И. Г. Ляпичев). По вещественному составу, ведущим акцессорным минералам (титаномагнетит, ильменит), характеру граната, установленного в трубке Сарыкамыс и в аллювиальных отложениях р. Андасай, представленного пироп-спессартиновой разновидностью, эти породы ближе всего к недавно выделенной Р. Митчеллом оранжитовой («пироксеновых кимберлитов») серии, возникающей при частичном плавлении мантийного субстрата, отличного от тех, из которых выплавляются кимберлиты и лампроиты. Часть алмазоносных трубок Африки, отличающаяся нестандартным составом кимберлитов, принадлежит к этой серии.

Возраст комплекса по геологическим взаимоотношениям не древнее среднего триаса: дайки фергуситов прорывают раннетриасовые вогезиты и долериты, в том числе и жалаир-найманского комплекса, а сами рвутся дайкой кварцевых сиенит-порфиров.

Радиологический возраст оливиновых мелилититов, слагающих Сарыкамысскую группу тел, определялся [3] рубидиево-стронциевым методом по породе без ксенокристов (308±3 млн. лет) и по флогопиту и авгиту из ксенокристов (417 млн лет). Эти результаты, по нашему мнению, весьма далеки от истины. Во-первых, они противоречат геологическим наблюдениям. Во-вторых, практика показала, что определение Rb/Sr и K/Ar методами возраста пород, сформировавшихся в условиях быстрого подъема магмы с большой глубины и взрывного характера извержений, обычно не совпадает с геологическими наблюдениями. Поэтому с 80-х гг. прошлого века для таких пород используется более точный

Таблица 3. Химический состав пород сарыкамьского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	78-5/88 43,59	94/88 45,27	95/88 43,91	99/88 45,76	36/85 48,53	36/85 47,49	36/85 49,04	37/85 48,27	35/84 37,86	37/84 41,37	38/84 37,51	40/85 40,35	40/85 29,27	40/1 32,650	40/4 31,540
TiO ₂	2,434	2,217	2,362	2,323	2,14	2,53	2,46	1,00	2,46	2,16	2,59	1,70	2,69	2,620	2,650
Al ₂ O ₃	14,49	16,97	13,87	16,22	11,88	13,76	14,02	17,23	8,48	9,72	8,70	8,24	8,18	9,670	9,830
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,084	0,093
Fe ₂ O _{3, сум}	10,52	7,63	12,18	10,49	6,74	9,24	8,60	10,76	-	-	-	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	3,88	3,95	4,12	3,30	4,23	4,020	4,250
MnO	0,159	0,133	0,130	0,163	0,11	0,12	0,09	0,18	4,90	6,55	5,54	4,03	5,50	6,320	6,350
MgO	7,86	6,55	8,54	6,32	8,78	7,10	8,13	6,83	0,18	0,14	0,19	0,28	0,28	0,200	0,190
CaO	9,88	8,25	8,64	7,08	7,37	7,53	6,48	4,63	10,83	10,59	13,56	7,89	13,00	14,560	14,500
Na ₂ O	2,51	3,95	2,46	3,79	1,69	3,67	2,91	4,07	14,33	11,63	13,39	15,09	17,03	10,230	10,530
K ₂ O	2,05	2,59	1,61	1,12	4,63	2,33	3,62	2,68	0,56	0,53	0,34	0,21	0,13	1,470	1,340
P ₂ O ₅	0,799	1,155	0,675	0,794	1,53	1,19	1,34	0,20	2,23	2,71	2,23	2,08	1,26	1,530	1,690
H ₂ O ⁺	0,32	0,26	0,62	0,34	-	-	-	-	0,85	0,81	0,91	0,62	0,97	0,810	0,790
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,260	7,410
П.п.п.	5,4	5,01	5,01	5,59	6,63	4,14	3,45	3,70	12,61	9,49	9,78	16,52	16,83	0,890	1,030
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100,01	99,399	100,00	99,99	100,03	99,11	100,15	99,55	99,17	99,65	98,96	100,32	99,39	100,704	100,583

Примечание. Анализы: 1-3 – фергуситы Ушбалькской группы даек; 4-8 – шонкиниты Байгаринской группы даек; 9-15 – оливинные меллититы Сарыкамьской группы диаграм и даек.

Sm/Nd метод. В-третьих, анализ по породе в целом некорректен, о чем автор писала ранее [11]. Тем более он некорректен для породы, насыщенной ксеноматериалом. Если мегакристы теоретически возможно отделить, то, как выделить мелкий ксеноматериал размером до 1 мм? Например, мантйный гранат, который концентрируется в протопочках в виде целых кристаллов в классе $-0,5+0,1$ мм.

По данным Л. А. Мирошниченко [7] радиологический возраст поздних даек Ирисуйской структуры по биотиту 210–227 млн лет, что соответствует первой половине позднего триаса [12].

Дайки кварцевых сиенит-порфиров проявлены в Жосандалинском, Хантауском и по данным С. В. Ефремовой [2] в Каракамьском массивах. В последнем они прорывают все другие типы даек. В юго-восточной части Жосандалинского массива субширотная дайка прорывает граниты жалгызского комплекса и меридиональные дайки вогезитов. Мощность 3–10 м, протяженность около 2 км. В Хантауском массиве северо-западная (300°) дайка прорывает лейкограниты жалгызского комплекса, аляскиты кызылрайского и эссекситы диатремы Шет-Ботаборум. Мощность ее 1–3,5 м, протяженность 4 км.

Кварцевые сиенит-порфиры – розовые, серовато-розовые, в зоне закалки – светло-серые, сериально-порфировые, крупновкрапленные породы с тонкозернистой основной массой. Фенокристаллы образуют две серии: раннюю – крупные (1–3 см) лейсты и гломеры плагиоклаза и выделения щелочного полевого шпата неправильной формы с пойкилитовыми вросками плагиоклаза, и позднюю – более мелкие (до 3 мм) кристаллы плагиоклаза, щелочного полевого шпата, кварца, полностью разложенного амфибола и измененного бурого биотита. Основная масса имеет гранофировую или фельзитовую структуру, участками переходящую в пойкилитовую. Сложена щелочным полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем, биотитом, опацигированной роговой обманкой.

Дайка, залегающая в Хантауском массиве, несет массу темных оплавленных ксенолитов мелкозернистых монцодиоритов.

Юрский этап внедрения представлен только одной серией даек, развитой на ограниченной площади западнее и северо-западнее пос. Мирный.

Мирнинская серия сложных даек субщелочных долеритов – гранит-порфиров представлена двумя дайками, прорывающими девонские и нижнепалеозойские отложения. Одна из них, более протяженная, длиной около 18 км, прорывает девонские вулканогенные образования, слагающие Карасайскую синклираль и субщелочные гранит-порфиры позднедевонского карасайского комплекса. Дайка субмеридиональная, многократно смещается северо-восточными разломами. Мощность колеблется от 10 до 30 м. Контакты ровные, четкие, субвертикальные. Красвые части сложены авгитовыми долеритами темно-зеленого цвета. Центральная часть выполнена ярко-красным гранит-порфиром, сложенным на 50–55% щелочным полевым шпатом, остальное составляют кварц (до 30%) и альбит. Иногда присутствуют разложенный темноцветный минерал и рудный.

Химический состав долерита следующий (вес %): SiO_2 – 51,96; TiO_2 – 2,107; Al_2O_3 – 15,25; Fe_2O_3 общ. – 10,26; MnO – 0,174; MgO – 3,50; CaO – 4,51; Na_2O – 4,38; K_2O – 3,28; P_2O_5 – 0,874; H_2O – 0,45; п.п.п. – 3,25; Σ – 100,01.

Порода принадлежит семейству субщелочных лейкодолеритов калиево-натриевой серии.

Химический состав гранит-порфира (вес. %): SiO_2 – 77,07; TiO_2 – 0,181; Al_2O_3 – 12,04; Fe_2O_3 общ. – 1,42; MnO – 0,11; MgO < 0,5; CaO – 0,29; Na_2O – 2,90; K_2O – 4,97; P_2O_5 – 0,027; H_2O – 0,28; п.п.п. – 0,51; Σ – 100,00.

Порода принадлежит к семейству субщелочных микроклин-альбитовых лейкогранитов.

В 5 км к северо-западу от кол. Сарытума установлена еще одна такая же дайка. Направление ее северо-восточное, 30° , протяженность 6 км, мощность достигает 100 м. Дайка прорывает нижнепалеозойские отложения, развитые в юго-восточной части Сарытумской тектонической зоны.

Дайки мирнинской серии условно отнесены к юрскому этапу, хотя они не имеют геологических взаимоотношений с образованиями моложе франского возраста. Об их молодом возрасте свидетельствует, прежде всего, состав гранит-порфиров. Субщелочные микроклин-альбитовые лейкограниты проявляются обычно в активизационный этап тектонического развития территории и не характерны для орогенного. Вероятно,

эти дайки являются завершающими активизационный этап и внедрились после становления массивов западно-майкульского комплекса амазонитовых лейкогранитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградова Е. А.* Гранитоиды северной части Шу-Илийских гор и Юго-Западного Прибалхашья. // Горно-геол. журнал. 2008. № 3-4. С. 36-52.
2. *Ефремова С. В.* Дайки в гранитоидных комплексах Казахстана. М.: Наука, 1970. 236 с.
3. *Селиверстов К. В., Авдеев А. В., Ивлев Р. Р., Камеристова С. Г., Трецин Н.Н.* Элементы генетической модели алмазопоявления Сарыкамыс (Бетпак-Дала, Казахстан)//Геология Казахстана. 1996. № 2 (344). С. 24-32.
4. *Альперович Е. В., Виноградова Е. А., Кочкин Н. В. и др.* Отчет по геологическому заданию №745 «Составление комплекта прогнозно-металлогенических карт масштаба 1:500 000 на основе проведения глубинного геологического картирования (ГТК), геологического доизучения ранее заснятых площадей (ГДП) отдельных районов центральной части и восточного обрамления Чу-Илийских гор с целью их комплексной оценки на уран и другие полезные ископаемые, первая очередь» за 1988–1991 гг. ВСЕГЕИ. СПб, 1991. 238 с.
5. *Зейлик Б. С., Трецин Н. Н.* Программа поисков ювелирных алмазов в Казахстане. Алматы, 1996.
6. *Абдулкабиров М. А.* Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1975. 289 с.
7. Геология и металлогения Каратау. Алма-Ата: Наука КазССР, 1987. Т. 2. Металлогения. 248 с.
8. *Виноградова Е. А., Кичман Э. С., Альперович Е. В.* Диатремы Сарыкамысской группы (Центральный Казахстан)// Изв. АН Каз ССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 37-40.
9. *Кистина А. И., Комарова Н. Е., Оганисян А. В. и др.* Отчет по теме № 48-4/107 «Определение продуктивности пробы урочища Сарыкамыс». ИМР МинГео УССР, Симферополь-Керчь, 1986. 52 с.
10. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1985. Ч.1 и 2. 768 с.
11. *Виноградова Е. А., Кашиш С. В.* О радиологическом возрасте гранитоидов// Горно-геол. журнал. 2006. № 1(7). С. 22-25.
12. Стратиграфический кодекс России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 95 с.

УДК 622.519.87.553

РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СЫРЬЯ И ПОВЫШЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ ГОРНО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО ПРОИЗВОДСТВА

З. Дж. ЭФЕНДИЕВА, кандидат технических наук, доцент,
Азербайджанская государственная нефтяная академия,
г. Баку, Республика Азербайджан

Қазып шығаратын жұмыстардың қалдықтардың пайдаға асыру, сонымен бірге кен орнылардың және басқа қорлардың қайталама пайдаланымы, негізгі және олармен бірге жататын пайдалы кендер запастарың ең толық және экономикалықты жөнді пайдаланымың камсыздандыратың, шикізатты қайта шығаруына және алуына ыңғайын табуы - минералды-шикізаттық қорлардың тиімді пайдаланымың ең нақты жолдардың бірі.

Один из наиболее реальных путей рационального использования минерально-сырьевых ресурсов – комплексный подход к извлечению и переработке сырья, обеспечивающий наиболее полное и экономически целесообразное использование запасов основных и залегающих совместно с ними полезных ископаемых, утилизацию отходов добычных работ, а также вторичное использование месторождений и других ресурсов.

One of the most real ways of efficient use of mineral and raw material resources is an integrated approach to extraction and processing of raw, which provide the most full and economically expedient use of reserves of basic mineral resources and resources laying together with them, utilization of extractive wastes as well as secondary use of fields and other resources.

Для динамичного и эффективного развития горно-технологического производства необходимо по возможности учитывать важнейшие факторы, влияющие на количественные и качественные показатели добываемого и перерабатываемого сырья, а также выпускаемых товарных продуктов. Опыт работы многих обогатительных комбинатов (ГОК) показывает, что экономическая эффективность их деятельности, прежде всего, зависит от четкой и рациональной организации непрерывного завершеного цикла производства по схеме: добыча – сортировка – транспортировка – переработка полезного ископаемого и реализация товарных продуктов на внутреннем и внешнем рынках.

В настоящее время во всем мире в связи с бурным развитием горно-добывающей промышленности проблема рационального использования земельных ресурсов приобретает весьма большое значение.

Проблема рационального использования недр и формирования качества полезного ископаемого тесно связана с полнотой извлечения разведанных запасов и разубоживания полезного ископаемого в карьере [1].

Для полноты извлечения и управления качеством запасов сырья важным является рациональный порядок развития добычных работ на карьерах. При этом большое значение имеет определение подготовленных и готовых к выемке запасов, потерь и разубоживания сырья, календарных объемов добычи и подготовки запасов, а также вскрышных работ и погашение вскрыши.

Однако стремление к максимальной полноте извлечения запасов сопровождается определенным удорожанием полученной продукции. При невысокой полноте извлечения запасов предприятие несет безвозвратные потери разведанных запасов полезного ископаемого. Отсюда следует, что каждому этапу освоения месторождения соответствует определенная полнота извлечения запасов, отражающая действие технологических и экономических закономерностей при разработке месторождения. В горно-технической литературе полнота извлечения запасов оценивается коэффициентом извлечения количества запасов ($K_{\text{кол}}$) полезного ископаемого и коэффициентом извлечения полезных компонентов из недр (коэффициент извлечения качества $K_{\text{п}}$) по формуле

$$K_{\text{кол}} = \frac{A}{B},$$

где A – количество добытой массы полезного ископаемого, т; B – количество балансовых запасов полезного ископаемого, т [2].

Приведенная формула не раскрывает влияния технологических и экономических факторов на эффективность и полноту извлечения запасов. Сложность решения задачи по оценке полноты извлечения запасов полезного ископаемого применительно к бентонитовым глинам обусловлена тем, что она зависит от комплекса факторов: горно-геологических, технических, технологических, экологических и др.

Принципиальным положением в решении данной задачи является ценностный подход, основанный на учете ценностей технологического и экологического характера и рационального использования недр. Как известно, результатом разработки месторождения является получение ценностей, состоящих из бентонитовой глины – готовой продукции и вскрышных пород – попутно получаемой продукции (ППП) [3]. Вместе с тем при разработке месторождения происходит изменение компонентов окружающей среды: ландшафта, сельхозугодий, воды, воздуха и т. д., которые являются экологическими ценностями.

Взаимосвязь и взаимовлияние технологических параметров разработки месторождения и показателей полноты извлечения запасов по ценности легко раскрываются с помощью системы уравнений балансов ценностей:

$$1 - K_n^y + K_{\text{при}}^y = K_n^y, \quad (1)$$

$$1 - K_n^y + K_{\text{при}}^y - (1 - K_{\text{исп}})K_{\text{кол}}^y + K_{\text{кол}}^y + K_{\text{кол}}^y = K_n^y + K_{\text{исп}}K_{\text{кол}}^y, \quad (2)$$

$$1 - K_n^y + K_{\text{при}}^y - (1 - K_{\text{исп}})K_{\text{кол}}^y + K_{\text{кол}}^y + K_{\text{кол}}^y K_{\text{ж}}^y - K_{\text{ж}}^y = K_n^y + K_{\text{исп}}K_{\text{кол}}^y (1 + K_{\text{ж}}^e)K_{\text{эк}}^y. \quad (3)$$

Уравнение 1 показывает полноту извлечения ценностей из балансовых запасов полезного ископаемого (K_n^y) и примешивания ($K_{\text{при}}^y$) ценностей. Уравнение 2 демонстрирует полноту комплексного использования как балансовых запасов (K_n^y), так и попутно получаемой продукции ($K_{\text{исп}}^y K_{\text{кол}}^y$). Уравнение 3 раскрывает взаимосвязи между технологическими и экономическими параметрами разработки ($K_n^y, K_{\text{исп}}^y, K_{\text{кол}}^y$) и экологическими факторами $[(1 - K_{\text{ж}}^e)K_{\text{эк}}^e]$.

Анализ показывает, что уравнения (1) – (3) дают количественное описание всего многообразия горно-технических и производственных ситуаций разработки месторождения и раскрывают устойчивые существенные закономерности между технологическими, экономическими и экологическими показателями полноты извлечения и использования полезного ископаемого. Следовательно, эти уравнения являются математическими формулами законов полноты извлечения и использования запасов при разработке месторождения:

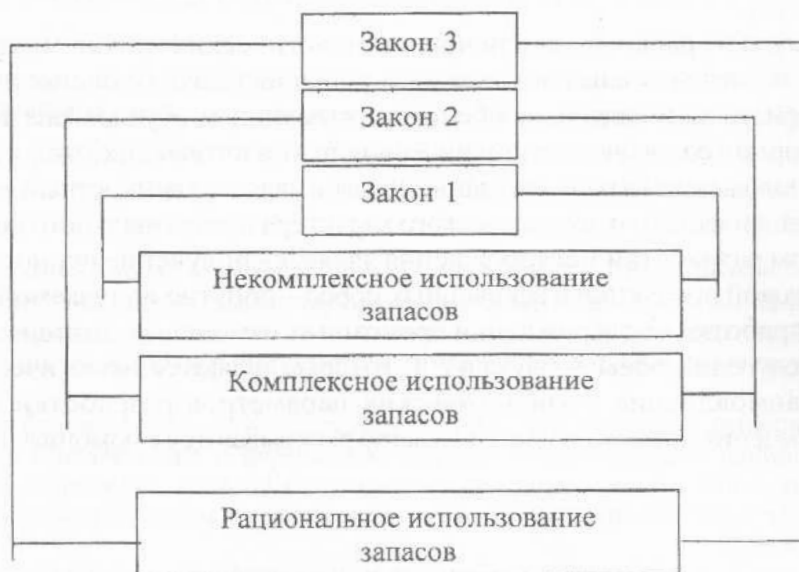
1. Закон полноты извлечения запасов при разработке месторождения. Область применения этого закона охватывает задачи оценки эффективности и полноты только балансовых запасов.

2. Закон комплексного использования запасов полезного ископаемого. Этот закон наряду с полнотой извлечения запасов предопределяет создание безотходной технологии и использование попутно получаемых продуктов.

3. Закон рационального использования запасов полезного ископаемого. Определяет выбор и использование рациональной технологии добычи, обеспечивающей сохранение компонентов окружающей

среды, т. е. наряду с комплексным использованием запасов минерального сырья сохранение и экологических ценностей окружающей среды.

Изложенное это можно выразить в виде следующей схемы:



Один из наиболее реальных путей рационального использования минерально-сырьевых ресурсов – комплексный подход к извлечению и переработке сырья, обеспечивающий наиболее полное и экономически целесообразное использование запасов основных и залегающих совместно с ними полезных ископаемых, утилизацию отходов добычных работ, а также вторичное использование месторождений и других ресурсов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Эфендиева З. Дж. Рациональное использование и охрана минерально-сырьевых ресурсов Азербайджана//Восьмой Бакинский конгресс «Экология. Экономия. Энергия». Баку, 2005.
2. Требования к комплексному изучению месторождений и подсчету запасов попутных полезных ископаемых и компонентов. М.: Изд. ГКЗ СССР, 1982.
3. Эфендиева З. Дж. Возможные области использования бентонитовых глин месторождений Азербайджана//Горный журнал. 2007. № 10.

УДК 577.4.330.114

МОНИТОРИНГ ПО ОХРАНЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ПРИ ВЕДЕНИИ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ГОРНОГО ПРОИЗВОДСТВА

З. Дж. ЭФЕНДИЕВА, кандидат технических наук,
Азербайджанская государственная нефтяная академия,
г. Баку, Республика Азербайджан

Кез келген кен орнының игеруінде айналадағы ортаны қорғау мәселені шешуі және қазып шығарған пайдалы кендермен жалғаспалы компоненттердің құрама пайдаланыммен, жер қойнауының тиімді пайдаланым мәселесі тығыз байланысты болуға тиіс.

Осы мәселені шешуінде қазіргі ғылымның жетістіктерге негізделген, тау-кен өндірістің аз қалдықтарды, әрі кетсе қалдықсыз технологияны жасауы - негізін қалайтың болады.

Решение проблемы охраны окружающей среды при освоении любого месторождения должно быть тесно связано с проблемой рационального использования недр комплексным использованием добытого полезного ископаемого и сопутствующих компонентов.

Основанное на достижениях современной науки, создание малоотходной, в лучшем случае безотходной технологии горного производства является главным при решении данной проблемы.

Solution of environmental protection problem at development of any field shall be closely connected with a problem of rational use of entrails, with integrated and complex use of extracted mineral resources and accompanying components.

Based on achievements of the modern science, creation of little waste, an in the best case, of no-waste mining technology is the fundamental factor in solution of this problem.

В современных условиях решение проблемы охраны окружающей среды широко проникает во все сферы человеческой деятельности. Гигантские масштабы современного производства горных работ вызывают поистине глобальные разрушения установившихся веками равновесных состояний земли.

Нарушение геохимических равновесий приводит вначале к глубоким локальным, а затем, по мере искусственного распространения естественных геохимических аномалий, характерных для разработки любых месторождений, в результате развития ореола загрязнения окружающей среды – к серьезным региональным нарушениям.

Что предпринимать в таком случае? Ограничивать развитие горнодобывающего производства? Разумеется, нет, поскольку это противоречило бы необходимости удовлетворения постоянно растущих потребностей человеческого общества в производстве минеральных и энергетических ресурсов.

Без добычи этих ресурсов немислимо существование всех отраслей промышленной инфраструктуры. Поэтому в первую очередь необходимо соблюдение приоритета интересов горного производства по отношению к другим видам промышленного производства.

Следует отметить, что ресурсы полезных ископаемых являются невозобновимыми и запасы их в недрах Земли постоянно сокращаются. Поэтому чрезвычайно важным вопросом снижения воздействия на окружающую среду является вопрос эффективного, полного и комплексного использования недр. Снижение потерь и разубоживания полезного ископаемого является основной задачей горного производства.

В основе загрязнения окружающей среды при ведении любых технологических процессов горного производства лежит, прежде всего, загрязнение земли, вод и воздуха отходами при нерациональном использовании недр. В связи с этим в основу инженерного решения задач охраны окружающей

среды должно быть положено, прежде всего, понятие о том, что при любом горно-технологическом производстве отходов как таковых не бывает, если их рассматривать как сырье для смежных или сопутствующих производств [1].

Действительно, если при добыче металлических полезных ископаемых пустые породы из горно-капитальных, горно-подготовительных или вскрышных работ являются отходами, то для производства строительных материалов это сырье; если вода, откачиваемая из карьера, может рассматриваться как отходы горнодобывающего производства, то при использовании ее в процессах обогащения или переработки полезного ископаемого она является сырьем и т. д. Развитие такой концепции в системе создания безотходных или малоотходных производств является одной из важнейших задач горной науки и производства.

Чрезвычайно важным вопросом решения современных проблем охраны окружающей среды является разработка внутри рассматриваемой системы комплекса контролируемых параметров, характеризующих состояние элементов окружаю-

щей среды: недр, земли, воды, воздуха, и т. д., создание методов и способов их измерения, а также приборов контроля и управления этими параметрами. При этом с точки зрения практической выполнимости мероприятий при оптимизации и реконструкции существующих и планировании размещения новых производств могут быть выделены, по крайней мере, три группы контролируемых параметров: 1) обязательных для выполнения независимо от связанных с этими затратами (некоторые загрязнения атмосферы, вод почв, например, тяжелыми металлами, радиоактивными элементами, цианистыми соединениями); 2) отклоняемых лишь в исключительных случаях; 3) желательных, но не обязательных параметров.

Представляется необходимым создание и использование на отдельных горнодобывающих и перерабатывающих объектах мониторинга по охране окружающей среды, т.е. специальной информационно-аналитической системы наблюдения, контроля и оценки состояния окружающей среды. Блок-схема мониторинга показана на рисунке.



При организации мониторинга необходимо получить ответы на следующие вопросы:

1. Каково состояние окружающей среды в настоящее время и какие изменения в среде ожидаются в будущем.

2. В чем причины возможных изменений в среде и что служит источником вредных воздействий.

3. Какие нагрузки на природную среду являются вредными на основе выработанных и принятых критериев.

4. Какой уровень воздействия считается для элементов окружающей среды допустимым и какими резервами обладает среда и т. д.

Мониторинг причин загрязнений учитывает следующие источники:

точечные стационарные (заводские трубы и т. д.);

точечные подвижные (карьерный транспорт и т. д.);

пространственные (отвалы вскрышных пород, хвостохранилища и т. д.)

В мониторинге могут использоваться наблюдения за физическими, химическими и биологическими показателями среды.

Степень загрязнения атмосферного воздуха регламентируется санитарными нормами проектирования промышленных предприятий, которыми установлена предельно допустимая концентрация (ПДК) вредных веществ в воздухе населенных пунктов и в рабочей зоне на производстве.

Для промышленных предприятий установлены предельно допустимые выбросы (ПДВ) каждого вредного вещества и источника загрязнения воздуха. Нормы ПДВ устанавливаются с таким расчетом, чтобы выбросы вредных веществ от данного источника и расположенных в непосредственной близости от него других источников загрязнения не создавали концентрации вредных веществ, превышающие ПДК.

Следует отметить, что ни одно производство не влияет на окружающую среду так сильно, как горное производство. Разработка месторождений полезных ископаемых оказывает воздействие на все аспекты окружающей среды: структуру природного ландшафта, земную поверхность, воздух, воду, растительный и животный мир и др.

При решении проблемы освоения каждого месторождения полезных ископаемых нужно всегда

помнить, что хрупкая горная экосистема легко уязвима и несвоевременно принятые основательные меры по бережному отношению к ней приведут в дальнейшем к значительным затратам сил и средств на ее восстановление.

При открытой разработке месторождения происходят наиболее существенные изменения структуры природных ландшафтов. Территории, занятые карьером, отвалами пустых пород и некондиционного сырья, в течение многих лет могут представлять собой голые, лишенные растительности участки, служащие источником загрязнения окружающей среды. Отходы переработки добытого полезного ископаемого, содержащие вещества, токсичные для живых организмов и растений, могут загрязнять атмосферу, воду и почву [2].

Решение проблемы охраны окружающей среды при освоении любого месторождения должно быть тесно связано с проблемой рационального использования недр, с комплексным использованием добытого полезного ископаемого и сопутствующих компонентов. Основанное на достижениях современной науки создание малоотходной, в лучшем случае безотходной технологии горного производства является главным при решении данной проблемы.

При разработке месторождения наряду с полезным ископаемым добывается значительное количество сопутствующей горной массы – вскрышных пород, которые подразделяются на:

1) вскрышные породы, непригодные для использования в народном хозяйстве;

2) вскрышные породы, пригодные для использования в народном хозяйстве;

3) некондиционное сырье (полезное ископаемое – бентонитовые глины).

Вскрышные породы, непригодные для использования в народном хозяйстве, размещаются в оврагах вне контура прогнозных ресурсов. Рыхлые вскрышные породы располагаются отдельно рядом и используются в дальнейшем для рекультивационных работ. Поверхности отвалов придается благоприятный рельеф с уклоном около 18°. По мере создания отвала поверхность его покрывается потенциально плодородными породами, получаемыми из верхних слоев карьера и других объектов.

Некондиционные бентонитовые глины размещаются в отдельном отвале в целях использования их в будущем.

Скальные вскрышные породы, пригодные для использования в народном хозяйстве, располагаются также во внешних отвалах вне контура прогнозных ресурсов. Расположение отвалов относительно карьера, их количество и параметры, а также порядок формирования выбираются исходя из рельефа местности и схемы вскрытия в целях обеспечения минимальных затрат на транспортирование породы и природоохранные мероприятия. Бутовый камень средних размеров используется в гражданском строительстве заборов и подсобных зданий. Здесь же организуется цех по производству щебня и песка, который приводит к росту годовой прибыли предприятия и способствует уменьшению площадей, отводимых под отвалы.

Горно-добывающая промышленность Азербайджана, ранее ориентированная на традиционные рынки бывшего СССР, испытывает ныне тяжелые последствия из-за развала этих рынков. Ряд предприятий прекратил свою деятельность, что привело к улучшению состояния окружающей среды в районах их расположения. Однако при этом десятки и сотни тысяч работников этих предприятий остались безработными.

Восстановление работы действовавших горных предприятий и освоение новых перспективных месторождений окажет значительное влияние на экономику республики, обеспечит работой и доходами десятки и сотни тысяч людей в районах и городах республики. Вместе с тем как восстановление старых предприятий, так и освоение новых месторождений необходимо осуществлять с новых позиций, с использованием современных машин, механизмов и технологий, с соблюдением

всех требований проблемы охраны окружающей среды.

Следует разработать широкий комплекс мероприятий по устранению или существенному снижению вредного воздействия горного и технического производства на окружающую среду. Этого можно достичь только путем создания безотходного и малоотходного производства с комплексным использованием всей продукции горного производства.

Защита поверхностных и подземных вод от загрязнения – вероятно, самая главная задача охраны окружающей среды. Необходимо планировать процесс с нулевым сбросом отработанных вод в открытые водоемы [3].

Необходимо переходить на замкнутые оборотные системы водоснабжения перерабатывающих фабрик с использованием в них карьерных вод. При выпуске отработанных вод в открытые водоемы необходимо провести предварительную очистку этих вод. Нужно разработать мероприятия, предотвращающие загрязнение воздушного бассейна техногенными выбросами рудников, карьеров и обогатительных фабрик. Необходимо предотвратить выбросы в атмосферу пылевидных частиц на всех стадиях добычи и обработки полезного ископаемого: отбойки, дробления, измельчения, грохочения, перевозки и т. д.

Особое внимание следует уделять обеспечению безопасности горных работ и контролю за использованием и охраной недр. Все это – важнейшая гарантия и стимул в деле рационального использования и охраны недр. Богатство недр – это часть природных богатств страны. И нужно их использовать эффективно, разумно, создавать хозяйственные запасы и государственный резерв на будущее.

ЛИТЕРАТУРА

1. Единые правила охраны недр при разработке месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра. 1987.
2. Дулямалиев Ф. А., Мухтаров Г. Г., Ширинов Ю. Р. Основы производства бентонитов Азербайджана. Баку: Адильоглы, 2004.
3. Эфендиева З. Дж. Охрана окружающей среды при открытых горных разработках // Бильги. Физика, математика, науки о Земле (Баку). 2005. № 3.

Бекмагамбетову Берды Исмукановичу – 60 лет



16 марта исполнилось 60 лет Берды Исмукановичу Бекмагамбетову, члену-корреспонденту Академии минеральных ресурсов Республики Казахстан, руководителю МТД «Севказнедра» Комитета геологии и недропользования МЭМР РК.

После окончания в 1972 г. нефтяного факультета, Казахского политехнического института им. В. И. Ленина по специальности «технология и техника разведки месторождений полезных ископаемых» Б.И. Бекмагамбетов до 1974 г. работал буровым мастером Стенной геолого-разведочной экспедиции (далее ГРЭ) ПГО «Севказгеология» (г. Костанай).

В 1974 –1979 гг. работал буровым мастером, техруком, начальником партии Темирской ГРЭ ПГО «Севказгеология» (г. Костанай). С 1979 по 1984 г. работал начальником партии, и. о. главного инженера Тургайской ГРЭ ПГО «Севказгеология» (г. Костанай). В 1984 –1986 гг. – начальник участка, начальник партии буровых работ Васильковского ГОКа (г. Кокшетау). В 1986–1997 гг. работал начальником участка, ст. инженером-технологом, и.о. начальника отдела снабжения, зам. начальника, начальником Кокчетавской ГРЭ ПГО «Севказгеология» (г. Кокшетау).

Б.И. Бекмагамбетов в 1997 г. был назначен на должность начальника Северо-Казахстанского территориального управления охраны и использования недр, а с 1 февраля – руководителем реорганизованного Северо-Казахстанского межрегионального территориального департамента геологии и недропользования, где работает и поныне.

В июне 2008 г. прошел обучение в Региональном центре переподготовки и повышения квалификации государственных служащих при акимате Акмолинской области.

Берды Исмуканович умело организывает и руководит всем комплексом работ департамента, связанных с осуществлением функций, обеспечивающих реализацию государственной политики в области геологического изучения, рационального и комплексного использования недр, разработки и реализации государственных и отраслевых программ, а также

функций государственного контроля за соблюдением недропользователями законодательства РК в области недропользования. Являясь председателем комиссии по запасам полезных ископаемых (ТКЗ), осуществляет ее руководство в соответствии с действующими положениями.

В августе 2001 г. Б.И. Бекмагамбетов организовал и провел крупную горно-геологическую конференцию с участием ученых и практиков-геологов Казахстана и Урала. С 6 по 15 августа 2008 г. принимал участие в 33-м Международном геологическом конгрессе и как один из соавторов выступил со статьей «Кокшетауский срединный массив – крупная золоторедкометаллическая и алмазоносная провинция». Является автором десятков научных трудов и статей.

В 2000 г. Б.И. Бекмагамбетов был награжден юбилейной медалью «100 лет казахстанской нефти». В 2001 г. в связи с 10-летием независимости Казахстана ему вручено благодарственное письмо Президента РК. С мая 2002 г. Берды Исмуканович является членом-корреспондентом Академии минеральных ресурсов РК. В 2002 г. ему присвоено звание «Почетный разведчик недр». В феврале 2007 г. Б.И. Бекмагамбетову была объявлена благодарность за искреннюю и бескорыстную помощь в деле подготовки геологических кадров, обучающихся в Семипалатинском геологическом колледже. В апреле 2008 г. Берды Исмуканович признан первооткрывателем комплексного оловянистого месторождения Сырымбет в Северо-Казахстанской области с вручением диплома и нагрудного знака «Первооткрыватель месторождения Республики Казахстан». В июне 2008 г. он награжден знаком «Кенші Данқы» II степени.

За время пребывания в должности руководителя МТД «Севказнедра» Б.И. Бекмагамбетов зарекомендовал себя как руководитель, имеющий большой практический опыт в области горно-геологического производства, компетентный и владеющий нормативно-правовыми актами в области недропользования. Организован, целенаправленно и последовательно продвигается к запланированному результату в работе, своевременно выполняет распоряжения руководства.

Сердечно поздравляем Берды Исмукановича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, творческих успехов, счастья, благополучия!

*Коллеги
Редколлегия*

Татьяна Михайловна Каскевич



13 марта 2009 г. исполнилось 50 лет Татьяне Михайловне Каскевич, главному геологу ТОО «Асбестовое геолого-разведочное предприятие». Всю свою трудовую биографию Татьяна Михайловна посвятила любимому делу – геологии родного края – Житикаринского района, где она родилась, росла и живет по сей день.

В 1984 г. Татьяна Михайловна окончила Томский политехнический институт по специальности «горный инженер-геолог».

Трудовую деятельность начала в Асбестовой геолого-разведочной партии экспедиции «Центргеолшеруд» в 1979 г. в качестве техника-геолога, с 1985 г. геолога.

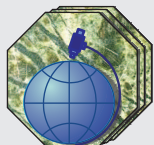
В 1995 г. была приглашена на работу в АО «Кустанайасбест» в качестве геолога I категории, где работала до 2001 г., после продолжила свою трудовую деятельность в ТОО «Асбестовое ГРП» геологом, а с 2003 г. главным геологом. Занималась изучением Джетыгаринского (РК) и Киёмбаевского (РФ) месторождений хризотил-асбеста, Джетыгаринского месторождения нефрита, Комаровского и Элеваторного месторождений золота, Милютинского месторождения силикатных кобальт-никелевых руд, Джеты-Каринского и Аршалысайского месторождений строительного камня, ряда месторождений кирпичных глин и т. д. Является автором 12 геологических отчетов и многочисленных отчетов по инженерно-геологическим работам. Некоторые из отчетов утверждены в ГКЗ СССР, ТКЗ, ГКЗ РК. Татьяна Михайловна – автор более десяти опубликованных научных трудов по проблемам геологического изучения месторождений полезных ископаемых Казахстана. Является ответственным секретарем

республиканского «Горно-геологического журнала» со дня его основания. В 2006 г. за заслуги в геологии ей вручен нагрудный знак «Отличник разведки недр РК».

Т.М. Каскевич обладает глубокими знаниями теории и практики, отличается высокой работоспособностью.

Сердечно поздравляем Татьяну Михайловну с юбилеем, желаем счастья, творческих успехов, здоровья и благополучия.

*Коллеги
Редколлегия*



ТОО “АСБЕСТОВОЕ ГРП”

- **Изучение геологического строения месторождения, горно-геологических и инженерно-геологических условий, гидрогеологических характеристик**
- **Проектирование горных выработок, геологическое трехмерное моделирование, прогноз и оценка запасов в программе Micromine**
- **Разработка ТЭО, пересмотр и утверждение локальных технических проектов по горным работам**
- **Бурение скважин на все виды полезных ископаемых**
- **Геолого-маркшейдерское обслуживание при пользовании недрами**
- **Инженерно-геодезические и инженерно-геологические изыскания**
- **Проектные и строительно-монтажные работы**
- **Инжиниринговые услуги при выполнении работ для строительства**

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

1. Статьи в “Горно-геологический журнал” принимаются набранными в текстовом и электронном вариантах MS Word-97/2003 на русском языке.
2. Статьи должны сопровождаться аннотациями, содержащими не более 10 строк. Название статей и аннотаций к ним следует давать на государственном, русском и английском языках.
3. В верхней части статьи по центру строчными буквами жирным шрифтом без переноса - название статьи, на следующей строке полужирным шрифтом - инициалы и фамилии авторов, ученая степень, на следующей строке - полное название организации, где выполнена работа, город, страна.
4. Максимальный объем материала 7 страниц формата А4. Материал печатается через 1,5 интервала, шрифт №12, Times New Roman, выравнивание по ширине, красная строка 0,7 см. Поля - верхнее, нижнее, справа и слева - 2,5 см. Страницы статьи обязательно нумеруются.
5. Рукопись должна иметь индекс УДК.
6. В конце рукописи приводится список литературы, в тексте указываются номера ссылок в порядке цитирования. Таблицы (Word, Excel) и графические материалы (Jpg, Tiff) располагаются по тексту статьи. Графические материалы представляются в черно-белом варианте с условными обозначениями (крап). Цветные иллюстрации печатаются за отдельную плату.
7. Сданные в редакцию статьи авторам не возвращаются.

Адрес редакции:

110700 г. Житикара Костанайской обл., 4 мкр., д. 5а
ТОО “Асбестовое ГРП”

E-mail: nizamid@mail.ru, asbestgrp@mosk.ru

Контактные телефоны: 8 (714 35) 2-22-72; 2-35-60. Факс 8 (714 35) 2-22-72.

**Журнал
распространяется в
Республике Казахстан,
Российской Федерации**

**Ответственность
за достоверность
фактов и сведений,
содержащихся в
публикациях, несут
авторы**

**Ответственность
за содержание рекламы
несут рекламодатели**

**При перепечатке
материалов ссылка на
“Горно-геологический
журнал” обязательна**



ТОО “АГРП”

110700, г. Житикара, Республика Казахстан

тел./факс: 8 (71435) 2-22-72

e-mail: nizamid@mail.ru, asbestgrp@mosk.ru