

ISSN 2224-5278

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ
ҰЛТТЫҚ ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫНЫҢ

Х А Б А Р Л А Р Ы

ИЗВЕСТИЯ

НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

NEWS

OF THE ACADEMY OF SCIENCES
OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

ГЕОЛОГИЯ ЖӘНЕ ТЕХНИКАЛЫҚ ҒЫЛЫМДАР
СЕРИЯСЫ



СЕРИЯ
ГЕОЛОГИИ И ТЕХНИЧЕСКИХ НАУК



SERIES
OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

1 (409)

ҚАҢТАР – АҚПАН 2015 ж.
ЯНВАРЬ – ФЕВРАЛЬ 2015 г.
JANUARY – FEBRUARY 2015

ЖУРНАЛ 1940 ЖЫЛДАН ШЫҒА БАСТАҒАН
ЖУРНАЛ ИЗДАЕТСЯ С 1940 г.
THE JOURNAL WAS FOUNDED IN 1940.

ЖЫЛЫНА 6 РЕТ ШЫҒАДЫ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
PUBLISHED 6 TIMES A YEAR

АЛМАТЫ, ҚР ҰҒА
АЛМАТЫ, НАН РК
ALMATY, NAS RK

Б а с р е д а к т о р

ҚР ҰҒА академигі

Ж. М. Әділов

Р е д а к ц и я а л қ а с ы:

геогр. ғ. докторы, проф., ҚР ҰҒА академигі **Бейсенова А.С.**; хим. ғ. докторы, проф., ҚР ҰҒА академигі **Бишімбаев У.К.**; геол.-мин. ғ. докторы, проф., ҚР ҰҒА академигі **Ерғалиев Г.Х.**; техн. ғ. докторы, проф., ҚР ҰҒА академигі **Қожахметов С.М.**; геол.-мин. ғ. докторы, проф., академик НАН РК **Оздоев С.М.**; техн. ғ. докторы, проф., ҚР ҰҒА академигі **Рақышев Б.Р.**; геогр. ғ. докторы, проф., ҚР ҰҒА академигі **Северский И.В.**; техн. ғ. докторы, проф., ҚР ҰҒА корр. мүшесі **Әбішева З.С.**; техн. ғ. докторы, проф., ҚР ҰҒА корр. мүшесі **Бүктүков Н.С.**; геогр. ғ. докторы, проф., ҚР ҰҒА корр. мүшесі **Медеу А.Р.**; геол.-мин. ғ. докторы, проф., ҚР ҰҒА корр. мүшесі **Өмірсеріков М.Ш.** (бас редактордың орынбасары); геол.-мин. ғ. докторы, проф., ҚР ҰҒА корр. мүшесі **Сейітмұратова Э.Ю.**; техн. ғ. докторы, проф., ҚР ҰҒА корр. мүшесі **Тәткеева Г.Г.**; геол.-мин. ғ. докторы, проф. **Байбатша Ә.Б.**

Р е д а к ц и я к ең е с і:

Әзірбайжан ҰҒА академигі **Алиев Т.** (Әзірбайжан); геол.-мин. ғ. докторы, проф. **Бакиров А.Б.** (Қырғызстан); Украинаның ҰҒА академигі **Булат А.Ф.** (Украина); Тәжікстан ҰҒА академигі **Ганиев И.Н.** (Тәжікстан); доктор Ph.D., проф. **Грэвис Р.М.** (США); Ресей ҰҒА академигі РАН **Конторович А.Э.** (Ресей); геол.-мин. ғ. докторы, проф. **Курчавов А.М.** (Ресей); Молдова Республикасының ҰҒА академигі **Постолатий В.** (Молдова); Ph.D. докторы, проф. **Хамфери Дж.Д.** (АҚШ); доктор, проф. **Штейнер М.** (Германия)

Главный редактор

академик НАН РК

Ж. М. Адилов

Редакционная коллегия:

доктор геогр. наук, проф., академик НАН РК **А.С. Бейсенова**; доктор хим. наук, проф., академик НАН РК **В.К. Бишимбаев**; доктор геол.-мин. наук, проф., академик НАН РК **Г.Х. Ергалиев**; доктор техн. наук, проф., академик НАН РК **С.М. Кожакметов**; доктор геол.-мин. наук, проф., академик НАН РК **С.М. Оздоев**; доктор техн. наук, проф., академик НАН РК **Б.Р. Ракишев**; доктор геогр. наук, проф., академик НАН РК **И.В. Северский**; доктор техн. наук, проф., чл.-корр. НАН РК **З.С. Абишева**; доктор техн. наук, проф., чл.-корр. НАН РК **Н.С. Буктуков**; доктор геогр. наук, проф., чл.-корр. НАН РК **А.Р. Медеу**; докт. геол.-мин. наук, проф., чл.-корр. НАН РК **М.Ш. Омирсериков** (заместитель главного редактора); доктор техн. наук, проф., чл.-корр. НАН РК **Э.Ю. Сейтмуратова**; докт. техн. наук, проф., чл.-корр. НАН РК **Г.Г. Таткеева**; докт. геол.-мин. наук, проф. **А.Б. Байбатша**

Редакционный совет

академик НАН Азербайджанской Республики **Т. Алиев** (Азербайджан); доктор геол.-мин. наук, проф. **А.Б. Бакиров** (Кыргызстан); академик НАН Украины **А.Ф. Булат** (Украина); академик НАН Республики Таджикистан **И.Н. Ганиев** (Таджикистан); доктор Ph.D., проф. **Р.М. Грэвис** (США); академик РАН **А.Э. Конторович** (Россия); доктор геол.-мин. наук **А.М. Курчавов** (Россия); академик НАН Республики Молдова **В. Постолатий** (Молдова); доктор Ph.D., проф. **Дж.Д. Хамфери** (США); доктор, проф. **М. Штейнер** (Германия)

«Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук». ISSN 2224-5278

Собственник: Республиканское общественное объединение «Национальная академия наук Республики Казахстан (г. Алматы)

Свидетельство о постановке на учет периодического печатного издания в Комитете информации и архивов Министерства культуры и информации Республики Казахстан №10892-Ж, выданное 30.04.2010 г.

Периодичность: 6 раз в год

Тираж: 300 экземпляров

Адрес редакции: 050010, г. Алматы, ул. Шевченко, 28, ком. 219, 220, тел.: 272-13-19, 272-13-18,
<http://nauka-nanrk.kz/geology-technical.kz>

© Национальная академия наук Республики Казахстан, 2015

Адрес редакции: Казахстан, 050010, г. Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69а.

Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева, комната 334. Тел.: 291-59-38.

Адрес типографии: ИП «Аруна», г. Алматы, ул. Муратбаева, 75

E d i t o r i n c h i e f

Zh. M. Adilov,
academician of NAS RK

E d i t o r i a l b o a r d:

A.S. Beisenova, dr. geogr. sc., prof., academician of NAS RK; **V.K. Bishimbayev**, dr. chem. sc., prof., academician of NAS RK; **G.Kh. Yergaliev**, dr. geol-min. sc., prof., academician of NAS RK; **S.M. Kozhakhmetov**, dr. eng. sc., prof., academician of NAS RK; **S.M. Ozdoyev**, dr. geol-min. sc., prof., academician of NAS RK; **B.R. Rakishev**, dr. eng. sc., prof., academician of NAS RK; **I.V. Severskiy**, dr. geogr. sc., prof., academician of NAS RK; **Z.S. Abisheva**, dr. eng. sc., prof., corr. member of NAS RK; **N.S. Buktukov**, dr. eng. sc., prof., corr. member of NAS RK; **A.R. Medeu**, dr. geogr. sc., prof., academician of NAS RK; **M.Sh. Omirserikov**, dr. geol-min. sc., corr. member of NAS RK (deputy editor); **E.Yu. Seytmuratova**, dr. eng. sc., prof., corr. member of NAS RK; **G.G. Tatkeeva**, dr. eng. sc., prof., corr. member of NAS RK; **A.B. Baibatsha**, dr. geol-min. sc., prof.

E d i t o r i a l s t a f f:

T. Aliyev, NAS Azerbaijan academician (Azerbaijan); **A.B. Bakirov**, dr.geol-min.sc., prof. (Kyrgyzstan); **A.F. Bulat**, NAS Ukraine academician (Ukraine); **I.N. Ganiev**, NAS Tajikistan academician (Tajikistan); **R.M. Gravis**, Ph.D., prof. (USA); **A.E. Kontorovich**, RAS academician (Russia); **A.M. Kurchavov**, dr.geol-min.sc. (Russia); **V. Postolatiy**, NAS Moldova academician (Moldova); **J.D. Hamferi**, Ph.D, prof. (USA); **M. Steiner**, dr., prof. (Germany).

News of the National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan. Series of geology and technology sciences. ISSN 2224-5278

Owner: RPA "National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan" (Almaty)

The certificate of registration of a periodic printed publication in the Committee of information and archives of the Ministry of culture and information of the Republic of Kazakhstan N 10892-Ж, issued 30.04.2010

Periodicity: 6 times a year

Circulation: 300 copies

Editorial address: 28, Shevchenko str., of. 219, 220, Almaty, 050010, tel. 272-13-19, 272-13-18,
<http://nauka-nanrk.kz/geology-technical.kz>

© National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan, 2015

Editorial address: Institute of Geological Sciences named after K.I. Satpayev
69a, Kabanbai batyr str., of. 334, Almaty, 050010, Kazakhstan, tel.: 291-59-38.

Address of printing house: ST "Aruna", 75, Muratbayev str, Almaty

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 1, Number 409 (2015), 5 – 13

METHODS OF DETERMINING THE FORMATIONAL APPURTENANCES OF VARIETIES OF MAGMATIC ROCKS OF ANCIENT FOLDED STRUCTURES BY COMPARING THEM WITH MODERN COUNTERPARTS

(Article 1. PRACTICED TECHNIQUES, THEIR LIMITED CAPACITY TO FULLY ACHIEVE THEIR OBJECTIVES)

N. Seitov, K. Yerubayev, D. Korneva

Kazakh national technical university named after K. I. Satpayev, Almaty, Kazakhstan

Key words: formational analysis; geological maps; paleotectonic reconstruction; geodynamic nature; object and reference standard; "ancient" and modern igneous rocks; comparison of composition and structure.

Abstract. The leading role of formational analysis in geological studies is noted. It is told that from the perspective of the geosynclinal concept formational analysis was performed nominally. From the perspective of the concept of "Tectonic plates" it is assumed to move the geological substance horizontally and their "mixing" between them. If so, the formational analysis must have completely different content. The composition and structure of magmatic formations of folded structures of continents, which are the subject of the research, should be compared with those of modern products of magmatic manifestations, geodynamic nature of which is to be known and playing the role of a kind of reference standard. Composition and structure of modern magmatic formations, playing the role of a kind of reference standard, are given in the works of recent years of a number of Russian colleagues. Although these data are far insufficient to conduct a qualitative analysis within ancient structures.

УДК 551.26.037

ПРИЕМЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ РАЗНОВИДНОСТЕЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД «ДРЕВНИХ» СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР ПУТЕМ СРАВНЕНИЯ ИХ С СОВРЕМЕННЫМИ АНАЛОГАМИ **(Статья 1. ПРАКТИКУЕМЫЕ ПРИЕМЫ, ОГРАНИЧЕННОСТЬ ИХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ДЛЯ ПОЛНОГО ДОСТИЖЕНИЯ ПОСТАВЛЕННЫХ ЦЕЛЕЙ)**

Н. Сеитов, К. Ерубайев, Д. Корнева

Казахский национальный технический университет им. К. И. Сатпаева, Алматы, Казахстан

Ключевые слова: формационный анализ, геологические карты, палеотектоническая реконструкция, геодинамическая природа, объект и эталон, древние и современные магматические породы, сравнение состава и строения.

Аннотация. Метод формационного анализа является самым распространенным и широко используемым методом в геологии. В бытность, господства геосинклинальной концепции, формационный анализ

проводился номинально – без проведения специальных исследований на предмет однозначного определения формационной природы выделяемых при исследовании многочисленных свит и серий. С введением в геологическую практику концепции «Тектоники литосферных плит» в качестве главной парадигмы, которая предполагает перемещение геологического вещества по горизонтали и «перемешивание» их в ходе развития сложно дислоцированных складчатых структур континентов, возникла настоятельная необходимость проведения таких исследований. Методическим приемом таких специфических исследований может оказаться сравнение состава и строения магматических образований складчатых структур континентов в качестве объекта изучения с их современными аналогами-эталоном, что позволяет однозначно решить генетическую и геодинамическую сущность образования объектов исследования, поскольку геодинамическая обстановка формирования сопоставляемых с ними эталонных аналогов заведомо известна. Исходные данные для сравнения с объектами исследования эталонные данные магматитов современных геодинамических обстановок в последние годы были опубликованы в ряде обобщающих работ российских коллег, хотя и эти данные далеко недостаточны для проведения полноценного формационного анализа «древних» структур.

Общеизвестно, что формационный метод исследования в геологии является самым востребованным и широко используемым методом при проведении геологической съемки определенных участков земной коры, в результате которой составляются геологические карты различного масштаба. Геологическая карта является альфой и омегой геологических исследований, призванных решить целый перечень региональных вопросов практической геологии и глобальных проблем теоретической геологии. Именно обобщение отраженных на геологических картах геологических данных дает возможность обеспечить корректность прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых в практическом плане, тогда как корректность проведения палеотектонической (геодинамической) реконструкции отраженного на карте участка земной коры является основной задачей теоретической геологии. На этих картах отображаются, обычно, особенности геологического строения площадей, начиная от территории отдельного региона (региональные карты), кончая поверхностью отдельных континентов или даже всего земного шара (обзорные и глобальные карты). Соответственно, в теоретическом плане, если геологическое содержание региональных карт дает возможность поэтапно восстановить историю геологического развития отдельно взятой тектонической структуры земной коры (например, отдельно взятой структурно-формационной зоны), то содержание обзорных и глобальных карт позволяет исследователю предположить основные особенности развития целых континентов, а то и всего земного шара в целом (земной коры континентов, переходных зон и океанов).

Содержание геологических карт, в первую очередь, определяется совокупностью геологических формаций, каждая из которых представляет собой «закономерное и устойчивое сочетание определенных генетических типов горных пород, связанных с общностью (близостью) условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных элементов земной коры» [5, с. 61]. Иными словами, главным объектом отображения на геологических картах являются не отдельные разновидности горных пород, а их совокупности, объединенные в формации. В процессе геологического картирования региональных участков земной коры (тектонических структур различных порядков) эти формации выделяются обычно в виде отдельных свит и серий или их совокупностей с последующим отнесением их в те или иные конкретные геологические формации. От степени достоверности обособления каждой формации (свиты, серии) от соседствующей и правильной диагностики геодинамического условия ее образования зависит, в конечном счете, качество геологической съемки и, соответственно, корректность выводов исследователя по решению практических и теоретических вопросов геологии. Если конкретная геологическая формация в виде конкретных стратиграфических единиц (свит и серий или их совокупностей) выделена ошибочно и неправильно диагностирована исследователем, то прогноз и поиск месторождений также будет малоэффективен, поскольку каждая конкретная минерагеническая формация является, в принципе, производным конкретной же геологической формации. Что касается качества решения теоретических вопросов геологии на основе формационного анализа, то от этого качества будет зависеть весь вывод исследователя по восстановлению истории геологического развития объекта, будь он отдельная тектоническая структура земной коры или же вся Земля в целом.

Общеизвестно, что любая вновь созданная геологическая карта регионального масштаба всегда сопровождалась соответствующей стратиграфической колонкой, которая в понимании авторов этих карт представляла собой совокупность геологических формаций и служила основой для проведения геотектонической реконструкции отображенного на карте участка земной коры, т.е. поэтапного восстановления истории его геологического развития. Так же известно, что определяющее большинство геологических карт, созданных в течение XX столетия, основывалось на фиксистском представлении, исключающим, практически, роль горизонтальных тектонических движений в развитии структур земной коры (литосферы) и возможность совмещения геологического вещества в пространстве в результате вызванного этим перемещением стресса (бокового сжатия). Вероятно, никто не может отрицать, что до четвертой четверти XX столетия, т.е. до становления новой парадигмы в геологии в лице концепции «Тектоники литосферных плит (ТЛП)», составители геологических (тектонических) карт различного масштаба не особо утруждали себя качественным формационным анализом. Нет, формационный анализ при составлении геологических карт так или иначе проводился, поскольку без такого анализа не было возможности «проследить историю развития «заснятой» тектонической структуры»! Однако этот анализ проводился номинально – как бы «на глазок»: присутствие в разрезах пород начального этапа развития структуры базальтов и сравнительно тонкозернистых осадочных пород свидетельствовало о «собственно геосинклинальной стадии» развития структуры (заложение активно развивающейся структуры путем «прогибания» определенного участка бывшей платформы с появлением глубоководных бассейнов), увеличение в разрезе андезитов и риолитов + появление одновозрастных с ним флишевых и флишеоидных осадков – о «инверсионной стадии» развития структуры в условиях поднятия геосинклинального участка и обмеления бассейна осадконакопления, а появление моласс и красноцветных вулканитов – об орогеническом этапе развития геосинклинали с наземным или же мелководно-морским условиями осадконакопления и вулканизма т.д. При этом никакие специальные исследования по уточнению формационной природы толщ (свит и серий) и их составных частей, заложенных в основу палеотектонической реконструкции откартированного участка земной коры, никогда не проводились.

С появлением новой парадигмы в геологии в лице концепции ТЛП необходимость проведения таких исследований приобретает *статус обязательного элемента геологической съемки*, ибо перемещение геологического вещества по горизонтали с течением геологического времени (в ходе развития структуры), конечно же, должно привести к совмещению в пространстве фрагментов разных формаций, что не дает возможность правильно выделить стратиграфические единицы (свиты и серии) и определить формационную сущность их составных частей согласно имеющемуся опыту, т.е. «на глазок». Впрочем, при допущении решающей роли горизонтальных движений в формировании сильно дислоцированных складчатых структур земной коры (литосферы) и перемещений геологического вещества по горизонтали (латерали), трудности возникают так же в отображении результатов этих перемещений на статическом листе бумаги, что из себя представляет любая карта. Этот вопрос так же требует своего корректного решения.

В связи с изложенным выше обстоятельством, самым трудным и самым ответственным моментом в вопросе геологической съемки вообще, в проведении формационного анализа, в частности, является правильное обособление и корректная диагностика геотектонической (геодинамической) сущности обособленной формации. Такие трудности особенно проявляются в ходе обособления конкретных геологических формаций и проведения формационного анализа при геологическом картировании *весьма сложно дислоцированных складчатых структур земной коры*, геологическое развитие которых обусловлено совмещением в пространстве представителей разных формаций под воздействием стресса. Именно в результате послеаккумуляционного стресса (бокового сжатия) нередко происходят, вероятно, перемещение геологического вещества по горизонтали, надвигание фрагментов одних формаций на другие и «перемешивание» представителей различных, далеких друг от друга в буквальном и переносном смысле, формаций. Такому «перемешиванию фрагментов разных формаций» и образованию «ложной толщи», состоящей из представителей различных формаций способствует, вероятно, продолжающийся стресс в орогенический (коллизийный) этап развития структуры, этот стресс приводит к проявлению изоклинальной складчатости вновь образованной ложной толщи в качестве «единого целого».

В таких случаях проведение формационного анализа, основанного на построении опорных разрезов выделенных свит и серий, может привести к ложным выводам, поскольку за конкретные формации будут приниматься не цельные стратиграфические (геохронологические) единицы, характеризующие тот или иной этап развития структуры, а «сборные толщи», составные части которых отлагались в разных геодинамических (геотектонических) условиях в разное время. Учет указанных выше сложностей в строении интенсивно дислоцированных структур требует качественно нового подхода к формационному анализу, который позволил бы определить генетическую и геодинамическую сущность образования не самих свит и серий в целом, а их отдельных составных частей, т.е. конкретных геологических тел. В данном контексте, наиболее приемлемым и довольно эффективным приемом определения генетической и геодинамической сущности формирования отдельно взятых представителей горных пород может оказаться метод актуалистического сопоставления вещественного состава и структурно-текстурных особенностей «древних образований» с таковыми современных их аналогов, генетическая природа и геодинамическое условие формирования которых известны заведомо. При этом сопоставлению должны подвергаться преимущественно магматические породы «древности» (объект) и современности (эталон), поскольку каждая геотектоническая (геодинамическая) обстановка, в принципе, уникальна и поэтому каждая из этих обстановок должна извергать идентичные по составу и строению магмы вне зависимости от времени проявления этого магматизма. Сопоставление осадочных отложений «древности» и современности с целью проведения формационного анализа не имеет перспектив, поскольку состав и строение осадочных пород определяется, в основном, не палеотектонической (геодинамической) обстановкой, а физико-географическим условием осадконакопления. В частности, состав терригенных (обломочных) осадочных пород определяется, как известно, составом области сноса, тогда как состав и структурно-текстурные (фациальные) особенности хемогенных и органогенных отложений определяются физико-географическими особенностями области аккумуляции.

Само собой разумеется, что наиболее доступными и широко распространенными, а также более информативными эталонными магматическими образованиями оказываются кайнотипные эффузивные породы современности, изливающиеся в пределах земного шара в различных, заведомо известных специалисту-геологу, геодинамических обстановках. Объектом же сопоставления с эталонами с целью проведения формационного анализа, конечно же, является весь набор магматических пород фанерозойского (палеозойско-мезозойско-кайнозойского) возраста, обнажающихся в пределах складчатых структур земной коры континентов. Эти образования в большинстве случаев оказываются палеотипными породами, поскольку в течение десятков и сотен млн. лет после своего образования они претерпели те или иные изменения своего состава под воздействием эндогенных и экзогенных агентов. Тем не менее, именно магматические породы неогей могут оказаться наиболее подходящими объектами для сопоставления, ибо они, за редким исключением, не подвергнуты глубокой метаморфической переработке и способны, вероятно, сохранить основные типоморфные (специфические) признаки своего состава, тем более строения. Что касается магматических образований докембрийского (архейско-протерозойского) возраста, то они оказываются не пригодными в рассматриваемом аспекте из-за их глубокой метаморфической переработки.

Эталонные данные по магматическим образованиям современности приведены в ряде обобщающих работ, изданных в течение последних двадцати пяти лет. Так, три обобщающие работы, увидевшие свет в последнем десятилетии прошлого столетия, заложили начало нового подхода к геодинамической реконструкции древних структур на основе сравнения их геологического вещества с современными аналогами [1, 3, 4]. В этих изданиях имеется много сведений об особенностях состава и строения магматических пород сегодняшних геодинамических обстановок и их некоторых индикаторных свойствах в качестве однозначного трассера геодинамической обстановки своего образования. Так, учебное пособие двух преподавателей Московского государственного университета (МГУ) им. М. В. Ломоносова Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой [4] посвящено, в основном, всеобщей характеристике особенностей петрохимического состава и строения магматических образований, извергающихся на современном этапе развития планеты в различных геодинамических условиях. В частности, в пособии охарактеризованы магматические

комплексы континентальных рифтов, срединно-океанических хребтов океанов, океанического ложа, глубоководных желобов, островных дуг, континентальных окраин океанов Андского типа, окраинных морей, внутриконтинентальных орогенических поясов. В книге приведены результаты сотен химических анализов практически всех разновидностей магматических пород, извергающихся в разных же геодинамических обстановках. В пособии приведено также немало данных, касающихся некоторых геохимических особенностей таких пород (в частности, данные о соотношениях некоторых разновидностей редкоземельных элементов и их изотопов), а также структурно-текстурных особенностей наиболее ярких представителей вулканогенных образований. Так или иначе, данное учебное пособие изобилует первичным материалом, необходимым для корректного решения вопроса по сопоставлению петрохимии и особенностей строения эталонных магматитов с их древними (фанерозойскими) аналогами с целью проведения качественного формационного анализа складчатых структур континентов. Другие две книги [1, 3], наоборот, посвящены, в основном, вопросам определения трассеров и меток магматических пород различных геодинамических обстановок и идентификации их с помощью различных классификационных диаграмм. В 2011 году увидело свет еще одно учебное пособие ученых-преподавателей МГУ – Н. В. Короновского и Л. И. Деминой – под названием «Магматизм как индикатор геодинамических обстановок» [2]. В этом пособии основной упор сделан на геохимические особенности магматических образований различных геодинамических обстановок современности и вопросам их диагностики по магматическим комплексам-индикаторам. Поэтому в этой работе в качестве основного индикатора геодинамической обстановки образования магматитов предложены так называемые мультиэлементные диаграммы (спайдер-диаграммы) и спектры редких земель.

Многие из этих диаграмм довольно информативны и вполне пригодны для определения геодинамической природы образования исследуемых магматитов путем сравнения особенностей их геохимии с таковыми эталонов. В доказательство сказанного можно привести несколько примеров. Так, на рисунке 1.1 показано изменение содержания целого перечня разнообразных химических элементов в составе магматических пород различной геодинамической природы в зависимости от глубин дифференциации магмы, здесь особенно важны показатели содержания элементов в магматитах СОХ, островных дуг и внутренних областей континентов.

Довольно высокий диагностический потенциал имеет рисунок 1.2, в треугольной диаграмме которого четко разграничены поля развития толеитовых и известково-щелочных базальтов. Известно, что океаническим структурам характерны в целом толеитовые базальты, тогда как континентальные структуры, в том числе островные дуги, характеризуются в большинстве случаев известково-щелочными разностями базальтов, соответственно, с помощью данной диаграммы без особого труда можно будет расчленить указанные разновидности базальтов в исследуемых складчатых структурах, что является архиважным при проведении палеотектонических реконструкций. Этих же вопросов очень легко можно решить с помощью использования двуосной диаграммы, приведенной на рисунке 1.3.

На рисунках 1.4–1.6 приведены примеры мультиэлементных спектров магматических пород континентальных рифтов, СОХ и островных дуг, которые также могут быть использованы при проведении формационного анализа складчатых структур континентов в качестве трассеров и меток геодинамической природы образования соответствующих объектов.

Таким образом, материалы указанных выше обобщающих работ могут быть использованы в качестве своеобразных справочных данных для определения, с определенной долей условности, формационной принадлежности и геодинамической обстановки формирования магматических образований фанерозойских складчатых структур Земли путем сравнения их с современными аналогами при помощи предложенных в этих обобщениях диагностических (классификационных) диаграмм. Однако эти диаграммы «в большинстве случаев по количеству используемых элементов являются бинарными, тройными или, в редких случаях, четверными, на них отражается *только некоторая часть особенностей геохимии магматитов*» [2, с. 204]. Такое обстоятельство, к сожалению, все же ограничивает эффективность и достоверность результатов сравнительных исследований по решению обсуждаемых проблем, поскольку для сопоставления предлагаются не весь петрохимический состав магматических пород, а ряд особенностей их элементного (геохимического) состава и лишь отдельные показатели их петрохимии. Данное обстоятельство требует, на

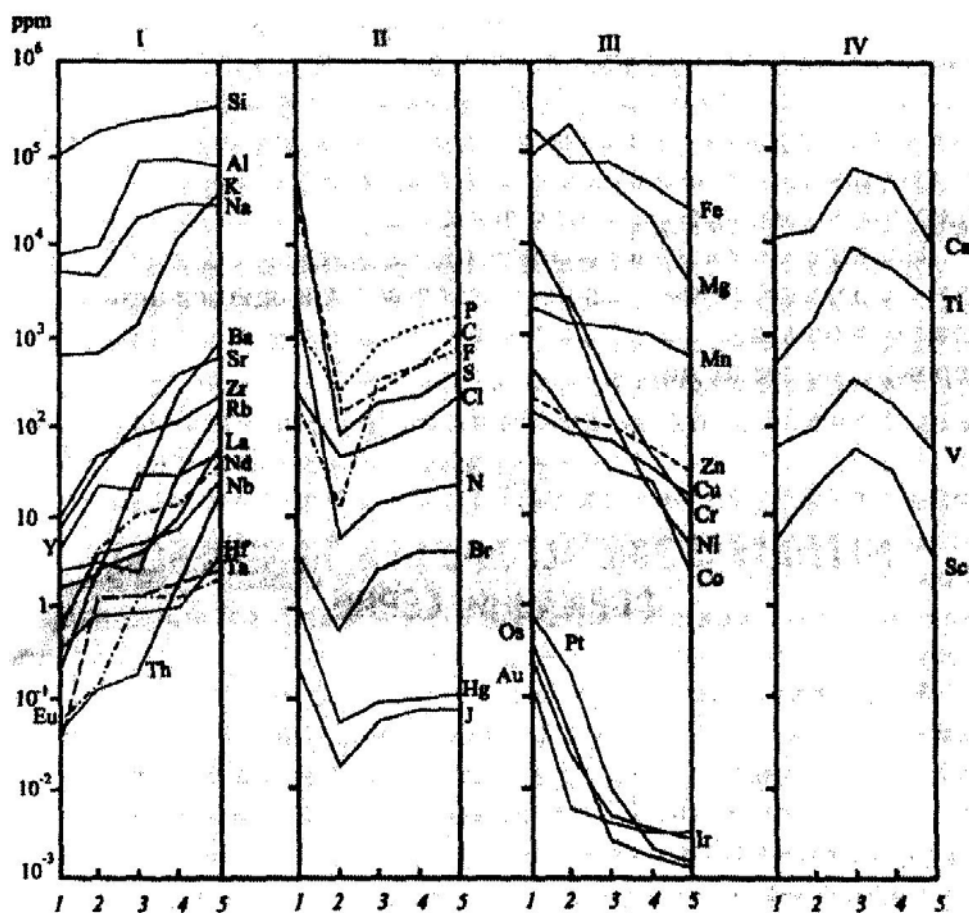


Рисунок 1.1 – Поведение химических элементов в ряду глубиной дифференциации вещества Земли (Шульц и др., 1991).

I–IV – Группы элементов: I – центробежных; II – центробежных летучих; III – центростремительных; IV – элементов-океанитов. 1–5 – Содержание элементов (ppm): 1 – в хондритах; 2 – в гранатовых лерцолитах астеносферы; 3 – в базальтах и габбро срединно-океанических хребтов; 4 – в андезитобазальтах и андезитах островных дуг; 5 – в гранитах континентов. (Рисунок взят из [2])

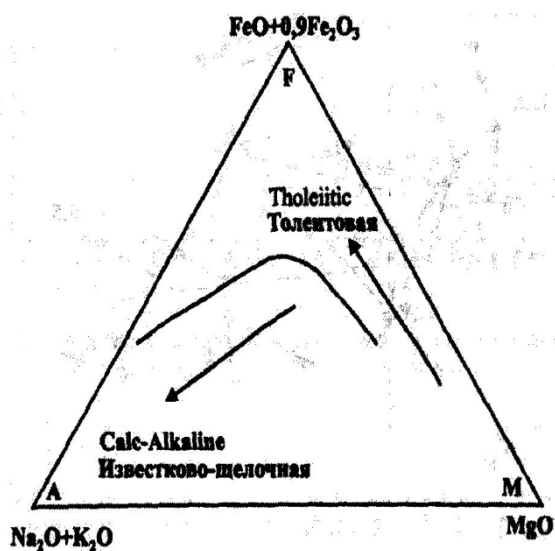


Рисунок 1.2 – Диаграмма AFM. Стрелками показано направление дифференциации магмы толентовых и известково-щелочных серий. Линия раздела между сериями по Т. Ирвайну и В. Барагару (1971). (Рисунок взят из [2])

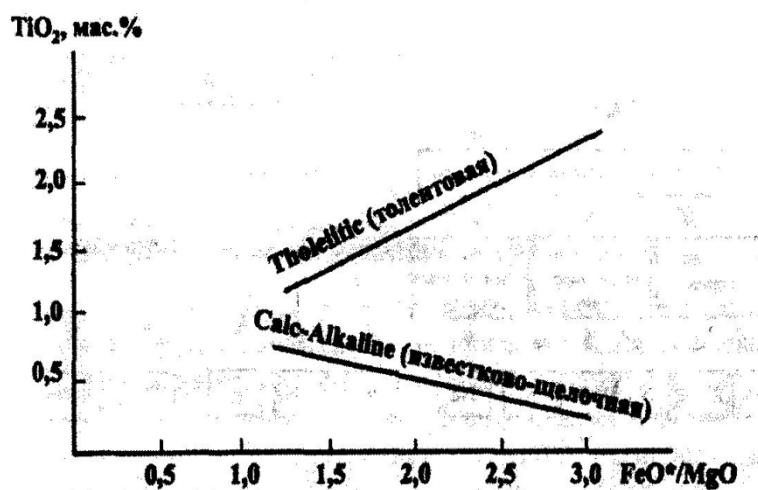


Рисунок 1.3 – Линии дифференциации вулканитов известково-щелочной и толеитовой серий (Miyashiro, 1974).
(Рисунок взят из [2])

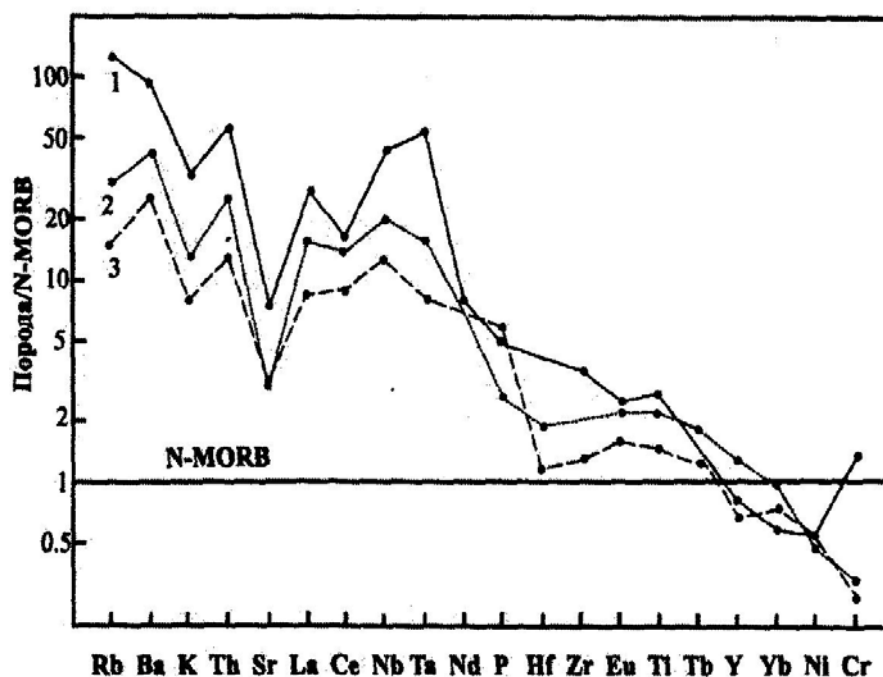


Рисунок 1.4 –Мультэлементные спектры базальтов континентальных рифтов
(составы пород по Thompson et al., 1984; Baker et al., 1977):
1 – щелочной базальт (западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой зоны); 2 – ферробазальт (южная часть рифта Грегори); 3 – базальт (южная часть рифта Грегори).
N-MORB по Дж.Тарни и др. (Tarney et al., 1981). (Рисунок взят из [2])

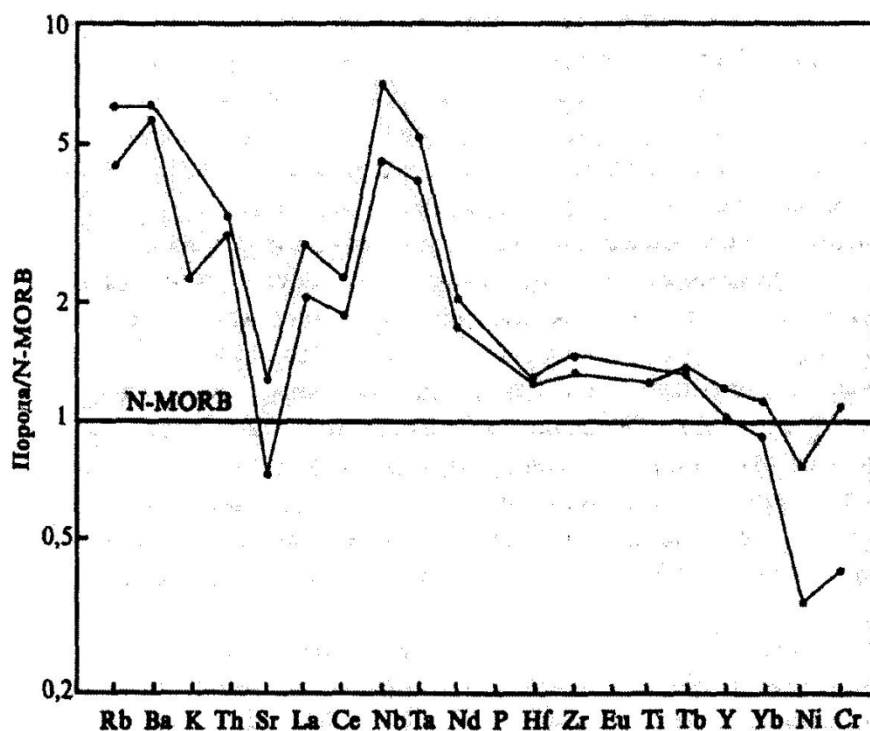


Рисунок 1.5 – Мультиэлементные спектры обогащенных базальтов (E-MORB), хр. Рейкьянес. Диаграмма построена по данным Ch.Walker, 1991. (Рисунок взят из [2])

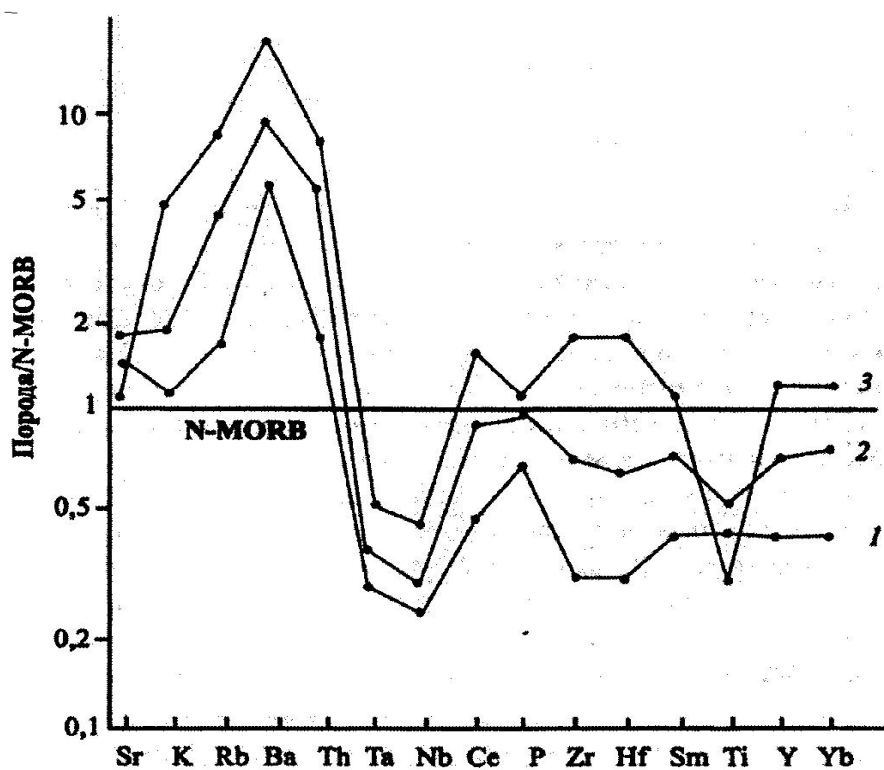


Рисунок 1.6 – Распределение микроэлементов в породах толеитовой серии комплекса платобазальтов о-ва Кунашир Курильской островной дуги (Фролова, Бурикова, 1997), эталон N-MORB по Pearce, 1983: 1 – базальты; 2 – андезиты; 3 – дациты. (Рисунок взят из [2])

наш взгляд, каких-то новых, более эффективных приемов сравнения объектов изучения с эталонами, где бы использовался весь петрохимический состав исследуемых и эталонных магматических образований.

Этот вопрос будет предметом обсуждения следующей статьи на заданную тему.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Геодинамические реконструкции. Методическое пособие для региональных геологических исследований. – Л.: Недра, 1989. – 278 с.
- [2] Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. – Изд-во «КДУ», 2011. – 233 с.
- [3] Основы геодинамического анализа при геологическом картировании / Сост. Абрамович И.И., Залепугин Н.В., Аплоннов С.В. и др. – МПРРФ. ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1997. – 518 с.
- [4] Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геодинамических обстановок. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 319 с.
- [5] Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. – М., 1985. – 327 с.

REFERENCES

- [1] Geodynamic reconstruction. Manual for regional geological studies. L.: Nedra, 1989. 278 p. (in Russ.).
- [2] Koronovskii N.V., Demina L.I. Magmatism as an indicator of geodynamic environments. Publ. «KDU», 2011. 233 p. (in Russ.).
- [3] The Basics of geodynamic analysis in geological mapping / Comp. Abramovich I.I., Zalepugin N.V., Aplonov S.V. and oth. – MPRRF. VSEGEI, GEOKART, MANPO, 1997. 518 p. (in Russ.).
- [4] Frolova T.I., Burikova I.A. Magmatic formations of modern geodynamic conditions. M.: publ. MSU, 1997. 319 p. (in Russ.).
- [5] Hain V.E., Mikhailov A.Ye. Total Geotectonics. M., 1985. 327 p. (in Russ.).

КӨНЕ ҚАТПАРЛЫ ҚҰРЫЛЫМДАРДАҒЫ МАГМАЛЫҚ ТАУЖЫНЫС ӨКІЛДЕРІНІҢ ФОРМАЦИЯЛЫҚ ТАБИҒАТЫН ОЛАРДЫҢ ҚАЗІРГІ ТАҢДАҒЫ ӨКІЛДЕРІМЕН САЛЫСТЫРУ АРҚЫЛЫ АНЫҚТАУ ТӘСІЛДЕРІ (1-мақала. ҚАЗІР ҚОЛДАНЫЛЫП ЖҮРГЕН ТӘСІЛДЕР, ОЛАРДЫҢ АЛҒА ҚОЙЫЛҒАН МАҚСАТ-МҮДДЕНІ ШЕШУГЕ ЖЕТКІЛІКСІЗДІГІ)

Н. Сейітов, Қ. Ерубаяев, Д. Корнева

Қ. И. Сәтбаев атындағы Қазақ ұлттық техникалық университеті, Алматы, Қазақстан

Тірек сөздер: формациялық талдау; геологиялық карталар; палеотектоникалық қалыпқа келтіру; геодинамикалық табиғат; нысан мен төлнұсқа; көне және қазіргі магмалық таужыныстар; құрамы мен құрылысын салыстыру.

Аннотация. Геологиялық зерттеулердегі формациялық талдаудың жетекші рөлі айтылған. Геосинклинер тұжырымдамасы тұрғысынан формациялық талдау шаралары шартты түрде жүргізілгендігі аталып көрсетілген. «Литосфералық тақталар тектоникасы» тұжырымдамасы геологиялық заттардың көлбеу бағытта жылжитындығын, осылайша олардың бір-бірімен «араласып кететіндігін» дәлелдейді. Олай болса, бұл тұжырымдама тұрғысынан формациялық талдау мүлдем жаңа мазмұнда жүргізілуі тиіс. Ол үшін зерттеу нысандары болып табылатын қатпарлы құрылымдардағы магмалық жаралымдардың құрамы мен құрылысы геодинамикалық табиғаты алдын-ала белгілі, сондықтан да төлнұсқа рөлін атқара алатын қазіргі кезде атқылап жатқан магматиттердің осы көрсеткіштерімен салыстырылуы тиіс. Қазіргі магматиттердің төлнұсқа рөлін атқаратын құрам және құрылыс ерекшеліктері кейінгі жылдары жарық көрген ресейлік әріптестердің еңбектерінде келтірілген. Бірақ олар да көне құрылымдар аумағында сапалы формациялық талдау жүргізуге жеткіліксіз.

Поступила 04.02.2015 г.

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 1, Number 409 (2015), 14 – 35

METALLOGENY OF KAZAKHSTAN WITH THE POINT OF VIEW OF THE NEW GLOBAL TECTONIC

M. Sh. Omirserikov, N. M. Zhukov, Kh. A. Bespayev

Institute of geological sciences named after K. I. Satpaev, Almaty, Kazakhstan

Key words: metallogeny, geodynamic situation, Kazakhstan, oceanic crust, continental crust, ore minerals.

Abstract. Metallogeny of Kazakhstan is determined by paleogeodynamic situation. Each paleogeodynamic situation have its own specific set of mineral deposits, which completely determines the choice of areas to search for each of them.

УДК 553.078(574)

МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАЗАХСТАНА С ПОЗИЦИИ НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ

М. Ш. Омирсериков, Н. М. Жуков, Х. А. Беспаяев

Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева, Алматы, Казахстан

Ключевые слова: металлогения, геодинамические обстановки, Казахстан, океаническая кора, континентальная кора, рудные полезные ископаемые.

Аннотация. Металлогения Казахстана определяется палеогеодинамическими обстановками. Каждой палеогеодинамической обстановке отвечает свой, характерный только ей набор месторождений полезных ископаемых, что полностью определяет выбор площадей для поисков каждого из них.

Введение. Территория Казахстана по своему геологическому строению делится на две части. Запад и юго-запад ее сложены мощным чехлом платформенных мезозой-кайнозойских осадочных пород, а в восточной части обнажаются домезозойские образования, среди которых выделяются отдельные, часто довольно обширные межгорные впадины (Сырдарьинская, Шу-Сарысуйская, Тенизская, Илийская и др.), выполненные мезозой-кайнозойскими отложениями. Геологическая история палеозоя обнаженной части Казахстана определялась взаимодействием докембрийских континентальных блоков (Русская платформа, Уральский, Казахстанский и Сибирский палеоконтиненты) с разделявшими их субокеаническими бассейнами, приведшим к созданию единого континента.

Первым закрылся Сакмарский кембрий-силурийский бассейн океанического типа, отделявший Уральский субконтинент от Русской платформы. «Осколками» этого субконтинента являются Восточно-Мугоджарский антиклинорий и Эбетинская антиклиналь, продолжающая на территории

Казахстана антиклинорий Уралтау. В раннем девоне Уральский субконтинент был разделен на ряд блоков рифтами, самый западный из которых превратился в бассейн океанического типа, представленный Зеленокаменной зоной, являющейся южным продолжением Магнитогорского синклинория Урала. Зеленокаменная зона Мугоджар – одно из немногих мест, где полностью обнажен базальтовый слой океанической коры, в том числе и подстилающий подушечные лавы горизонт «дайка в дайке». В среднем девоне в этом бассейне возникла молодая энсиматическая островная дуга, с которой связаны цинково-медно-колчеданные месторождения.

В западной части бассейна, отделявшего Уральский субконтинент от Казахстанского, последовательно со смещением на восток существовали Денисовская ордовик-силурийская и Федоровская средне-позднедевонская энсиматические островные дуги. В раннем-среднем карбоне здесь образовалась энсиматическая Валерьяновская островная дуга с ее многочисленными железорудными месторождениями. Смещенным к западу южным продолжением этой дуги является Иргизская зона Мугоджар.

В бассейне, разделявшем Казахстанский и Сибирский палеоконтиненты, в кембрии возникла Шингиз-Тарбагатайская энсиматическая островная дуга, превратившаяся в силуре в континент, отделивший от бассейна его Джунгаро-Балхашскую часть. В ордовике на западной и южной окраине бассейна существовала Степняк-Кендыктасская энсиматическая островная дуга, фрагменты которой среди более молодых образований прослеживаются к востоку до территории Китая.

В послесилурийское время Джунгаро-Балхашская и остальная части бывшего единого Сибирского океанического палеобассейна развивались по разному. По обрамлению Джунгаро-Балхашского бассейна возник девонский окраинно-континентальный вулканический пояс. На границе девона и карбона здесь произошло смещение зоны субдукции к югу и образовался позднепалеозойский карбон-пермский окраинно-континентальный вулкано-плутонический пояс. Развитие этих поясов отразилось на всей территории Центрального, Северного и Южного Казахстана, повлияв на их металлогению. На западной окраине остальной части бассейна, по границе с Чингиз-Тарбагатаем возникла в девоне и существовала вплоть до перми Жарма-Манракская энсиматическая островная дуга, а на востоке – Рудно-Алтайская девон-карбоновая энсиматическая островная дуга. Закрытие обеих ветвей бассейна произошло в карбоне.

Закрытие бассейнов заканчивалось последующими коллизионными процессами, в которые вовлеклись как блоки с океанической корой (энсиматические зоны коллизии), так и прилегающие участки с континентальной корой (энсиматические зоны коллизии). Коллизия сопровождалась преимущественно интрузивным магматизмом, гранитоидным в сиалических блоках и основным в симатических, а также соответствующим рудообразованием.

Активные геотектонические процессы, сопровождавшиеся магматизмом, практически полностью завершились на территории Казахстана в раннем триасе. В мезозое и кайнозое на территории Казахстана установился платформенный этап развития, которому отвечает свой набор полезных ископаемых.

Таким образом, на протяжении всего фанерозоя на территории Казахстана происходила закономерная смена в пространстве и времени геотектонических обстановок, согласующаяся с построениями новой глобальной тектоники. Каждому типу геодинамической обстановки, независимо от места и времени ее проявления, соответствует свой набор геологических и рудных формаций, т.е. металлогенических формаций, что и позволяет в региональном плане выделять площади, перспективные на тот или иной вид полезных ископаемых. Докембрийская история геологического развития Казахстана, из-за сильного метаморфизма пород и трудности определения их исходного состава и формационной принадлежности, поддается расшифровке значительно труднее. С определенной долей вероятности диагностируется геодинамическая природа некоторых формаций позднего протерозоя. Архейские и раннепротерозойские блоки пород рассматриваются нами как срединные массивы.

Металлогения образований океанического дна. При металлогеническом анализе к образованиям океанического дна отнесены структуры, сложенные подушечными лавами с редкими линзами кремнистых пород (базальтовый слой) и перекрывающими их пелагическими осадками, иногда с прослоями базальтов (осадочный слой). По современным представлениям базальтовый слой океанического дна образуется в океанических рифтах, на что указывают залегающие под

подушечными лавами пакеты сближенных параллельных даек основного состава. По мере удаления от рифта он перекрывается пелагическими осадками.

Базальтовый слой слагает отдельные блоки в энсиматических островодужных системах, аккреционных призмах, зонах трансформных разломов. Сплошные поля он образует в Сакмарской зоне, где островодужные образования отсутствуют, и в Зеленокаменной зоне Мугоджар, где последние распространены ограничено. В мире к базальтовому слою приурочены колчеданные месторождения кипрского типа. В Казахстане промышленные месторождения этого типа неизвестны, но их выявление не исключается. Пока же металлогения базальтового слоя в Казахстане ограничивается мелкими проявлениями медноколчеданных преимущественно прожилково-вкрапленных руд, наиболее представительным из которых является мелкое месторождение Тесиктас.

Наиболее древний кембрий-среднеордовикский возраст имеют образования базальтового слоя океанического дна Казахстан-Сибирского палеокеана и задугового бассейна, располагавшегося западнее Степнякской энсиалической островной дуги. Их выходы связаны с энсиматическими островодужными системами Шынгиз-Тарбагатай и Селеты-Бозшакольского района, с аккреционными призмами девонского и позднепалеозойского краевых вулcano-плутонических поясов и Жалаир-Найманской зоной коллизии. Океаническое дно задугового бассейна обнажено в Ишимской луке и в виде отдельных мелких выходов в западной части Сарысу-Тенизского поднятия. Месторождение Тесиктас расположено в Итмурундинской зоне аккреционной призмы позднепалеозойского вулcano-плутонического пояса. Среднеордовикский возраст имеют образования базальтового слоя океанической коры Сакмарской металлогенической зоны Мугоджар. Руды всех известных здесь колчеданных проявлений (Кызылтам, Каргалинское, Бимрат и др.) прожилково-вкрапленные с единичными линзами сплошного колчедана мощностью 0,3-0,4 м и промышленного интереса не представляют. Ранне-среднедевонский базальтовый слой океанического дна слагает основную часть Зеленокаменной зоны Мугоджар. С ним связаны мелкие медно-колчеданные проявления Аккырпык I, Аккырпык II, Жангана и др.. Выходы базальтового слоя океанического дна девонского возраста имеются также в Жарма-Саурской металлогенической зоне юго-западнее Чарской сутуры.

Осадочный слой океанического дна распространен в тех же структурах, что и базальтовый слой, а также слагает обширные площади в Северо-Жонгарской и Ерементау-Ниязской металлогенических зонах. С ним связаны проявления и мелкие месторождения марганца и железа.

Кембрий-среднеордовикский возраст имеют образования осадочного слоя океанической коры в Ерементау-Ниязской металлогенической зоне и в Ишимской луке. Разрозненные выходы осадочного слоя океанической коры этого возраста распространены также в Чингиз-Тарбагатайской энсиматической островодужной системе и в аккреционных призмах девонского и позднепалеозойского краевых вулcano-плутонических поясов. В Ерементау-Ниязской зоне оруденение марганцовисто-железное (Косагалинская, Бодуновская и Кумдыкольская группы проявлений) и железо-марганцевое (Айгыржальская группа). Приурочено оно к породам кембрий-среднеордовикской акдымской серии, сложенной кремнисто-терригенными породами с редкими прослоями базальтов. Рудные зоны прослеживаются на 25-30 км при протяженности отдельных месторождений на 800-4500 м. На каждом месторождении выделяется 2-5 рудных пласта мощностью 2-32 м каждый, разделенных безрудными прослоями в 2-20 м. Содержание железа в рудах 18-42% при среднем содержании 21-35%. Среднее содержание марганца от 1,3-5,3% в марганцовисто-железных до 19% в железо-марганцевых рудах. Все месторождения недоизучены, что объясняется тем, что в других районах СНГ подобные месторождения не имеют промышленного значения в связи с небольшими размерами и низким качеством руд [1].

В Ишимской луке марганцевое оруденение приурочено к отложениям тасобинской свиты ордовика, представленным аргиллитами, кремнистыми аргиллитами и алевролитами. Тасобинская свита подстилается яшмами кумайской свиты нижнего ордовика. На площади развития тасобинской свиты известно более 25 объектов марганцевых руд, в том числе месторождения Тасоба, Жаксы, Жюньжен с запасами руд до 2 млн. т и рудопроявления Подгорное и Арбасоккан с запасами руды до 90 тыс. т. На всех объектах марганцевые руды формируют марганцево-рудные горизонты протяженностью от десятков метров до 3 км при мощности от первых метров до 10-12 м. Рудные

горизонты представлены чередованием рудных пачек мощностью до 2-3 м и безрудных аргиллитов и глинисто-кремнистых сланцев. Сами рудные пачки сложены чередующимися пластами браунитовой руды мощностью 2-15 см и глинистых сланцев мощностью 1,5-45 см. Протяженность рудных пластов от десятков до первых сотен метров. Содержание марганца в рудах 7,8-53,6% (среднее 24,7%), содержание железа 6,2-7,1%. Выше марганцевых руд на месторождениях залегают железистые сланцы и аргиллиты мощностью 1,5-2 м с содержанием железа до 24% при содержании марганца 0,17%.

В других районах распространения осадочного слоя океанической коры кембрий-ордовикского возраста значимых проявлений марганца и железа неизвестно.

Силурийский возраст имеют кремнистые породы сакмарской свиты Сакмарской зоны Мугоджар. Марганцевые руды в них (рудопоявления Косистек и Каргалинское) конкреционные. На рудопоявлении Косистек оруденелый горизонт яшм мощностью 10 м прослежен на 2,5 км. Оруденение представлено конкрециями размером 3-14 см. Плотность конкреций 1-3 на квадратный метр. Содержание марганца в конкрециях 21-48%, составляя в среднем 34%. По составу вмещающих пород (яшмы с многочисленными остатками радиолярий) и характеру оруденения (конкреции) проявления комплекса напоминают современные конкреционные руды океанического дна. Низкая концентрация конкреций в твердых литифицированных породах делает освоение проявлений комплекса нерентабельным.

Среднедевонский возраст имеют породы осадочного слоя океанического дна на юге Мугоджар по обрамлению Берчогурской мульды. Проявления марганца (Шуулдак, Милыаша, Караадыр) приурочены к горизонту кремнистых сланцев и яшм, разделяющему эффузивы Зеленокаменной зоны и залегающие выше туфогенно-осадочные породы живета. По стратиграфическому положению и строению этот горизонт сопоставляется с бугулыгирским горизонтом Магнитогорского синклинория Урала, в котором также известны проявления марганца. Наиболее изучено месторождение Шуулдак, расположенное в северо-восточном борту Берчогурской синклинали. Выявлено два рудных тела. Длина их 250 и 350 м, мощность от 0,4 до 3,6 м при средней мощности около 1 м. Выделяются две разновидности руд: плотные пирролюзитовые и рыхлые вад-пирролюзитовые. Содержание марганца достигает 41% при среднем содержании 25,7%. Содержание железа в руде составляет 6,6-13,7%. Запасы марганца свыше 30 тыс. т.

Позднедевонско-раннекарбонный осадочный слой океанической коры распространен в Северо-Жонгарской и Горностаевско-Чарской металлогенических зонах. В Северо-Жонгарской зоне он представлен верхний девон-турнейской тастауской свитой, сложенной тонкозернистыми терригенными породами с прослоями кремнистых сланцев, яшм, линзами рифовых известняков и вулканитов средне-основного состава. Марганцевое оруденение приурочено к горизонтам и линзам яшм среди кремнистых сланцев, алевролитов и андезито-базальтов, слагающих среднюю часть свиты. Известно более 30 проявлений марганца, наиболее изученным из которых является мелкое месторождение Карамола. Размеры рудных тел составляют десятки-первые сотни квадратных метров при мощности 0,5-7,0 м. Содержание марганца достигает 25-28%. Руды пирролюзитовые и псиломелановые, реже браунитовые и гаусманитовые. Геологические запасы руд месторождения Карамола около 1 млн. т.

В Горностаево-Чарской металлогенической зоне проявления марганца (Аркалыкское, Аркалыкское 1, Чарское, Косканган) связаны с кремнистыми породами аркалыкской свиты среднего-верхнего визе, сложенной андезитовыми и базальтовыми порфиритами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками и известняками в нижней части и кремнистыми и глинистыми сланцами, алевролитами, яшмами, туфопесчаниками, полимиктовыми песчаниками, известняками и диабазовыми порфиритами в верхней. Все проявления марганца однотипны. Наиболее изученное месторождение Аркалыкское занимает площадь 8х2 км². Рудные тела линзо- и пластообразной формы залегают согласно с вмещающими породами. Мощность их 0,6-2,5 м, протяженность по простиранию до 200 м, содержание (в %): MnO – 3-40, Fe₂O₃ – 3-30, SiO₂ – 18-82, Co – 0,02-0,62. На западе участка руды железо-марганцевые, в центре и на юге – марганцевые. Особенностью руд является высокая кобальтоносность, что делает их сходными с кобальтоносными марганцевыми корками современных океанических подводных гор и гайотов, которые обогащены также платиной, редкими землями и молибденом [2].

Нерасчлененные отложения океанического дна выделены в протерозойских блоках, где из-за их тесной перемежаемости их разделение затруднительно. В Карсакпайской подзоне Улытау они представлены вулканогенно-осадочной карсакпайской серией нижнего-среднего рифея, включающей горизонты железистых кварцитов. Выделяется до девяти горизонтов железистых кварцитов. Большинство их связано с верхними осадочными частями макроритмов, нижняя наиболее мощная часть которых сложена базальтами. Мощность горизонтов железистых кварцитов – от долей метра до 20-25 м. Известно более десяти месторождений и проявлений железистых кварцитов: Балбраун, Карсакпайское, Жаркудук, Ащитасть и др. Запасы железных руд наиболее крупного из них месторождения Балбраун составляют 125 млн. т при содержании железа 41-48%. Руды месторождений гематитовые. Только на месторождении Ащитасть, приуроченному к ксенолиту железистых кварцитов в девонских гранитоидах, руды гематит-магнетитовые. Имеются эпизодические сведения о присутствии в рудах месторождений золота.

Кроме Улытауской металлогенической зоны значительные запасы железистых кварцитов известны на юге Казахстана (месторождение Гвардейское).

Металлогения островных дуг. Островодужные палеосистемы Казахстана подразделены на энсиматические и энсиалические. Первые возникли на океанической коре, часто вне связи с зонами субдукции и в таком случае параллелизуются с цепями современных океанических островов, подводных гор и гайотов. Они всегда включают блоки океанической коры, подстилающей вулканогенно-осадочные островодужные образования. На ранних этапах развития островодужных систем эти образования представлены эффузивами и туфами основного и среднего состава при подчиненной роли кислых вулканитов и незначительном развитии терригенных пород. На более поздних этапах возрастает роль кислых вулканитов и терригенных морских отложений. Увеличивается общая щелочность магматических пород при сохранении натриевого профиля. Интрузии энсиматических островных дуг относятся к габбро-плагиогранитному ряду, субвулканические тела имеют дацитовый и более основной состав.

Энсиалические островные дуги всегда связаны с зонами субдукции и соответствуют современным островодужным системам активных континентальных окраин. Они обычно включают блоки более древней континентальной коры, состав которой во многом определяет характер магматизма, отличающийся от такового энсиматических островных дуг большим разнообразием. На симатических блоках он по составу интрузий приближается к магматизму энсиматических островных дуг. В островных дугах, возникших на сиалическом основании, распространены преимущественно кислые магматические породы с увеличенным калий-натриевым отношением. Меняется также состав терригенных пород: если в энсиматических островодужных системах он вулканомиктовый, то в энсиалических островных дугах присутствуют продукты размыва и переотложения континентальных блоков.

Энсиматические островодужные системы Казахстана характеризуются золоторудной и медно-цинковой минерализацией. В островных дугах со значительным количеством осадочных пород распространена также минерализация свинца. Поздний девон-карбоновые энсиматические островодужные образования распространены в Западно-Жарминской зоне и в хребтах Манрак, Саур, Сайканы. Они вмещают меднопорфировое (Кызылкаин, Кенсай, Дарнаозеньское, Осеннее), золото-меднопорфировое (Бескауга) и золото-медное кварцево-жильное (Арсентьевская и Хабанчадская группы проявлений) оруденение, связанное с натровыми гранитоидными интрузиями карбонового возраста. Наибольший интерес представляет разведываемое сейчас золото-медно-порфировое месторождение Бескауга, установленные запасы которого составляют порядка 1 млн. т условной меди.

В Федоровской средне-позднедевонской островодужной зоне, образовавшейся на силурийской океанической коре, оруденение порфировое, но при наложении рудных процессов, связанных с карбоновым магматизмом, проявленным преимущественно в соседней Валерьяновской зоне, месторождения приобретают сложный комбинированный характер, что хорошо видно на примере руд Варваринского месторождения, в котором основными элементами, сопутствующими золоту (содержание в рудах 2,1-10,0, среднее 6,2 г/т), являются медь (1,57%), никель (0,14%), серебро (4,6 г/т), висмут, селен, теллур, мышьяк, сурьма.

В Зеленокаменной зоне Мугоджар среднедевонские островодужные образования представлены мылашинской свитой вулканитов среднего состава с подчиненным количеством базальтов, дацитов и осадочных пород, залегающих на подушечных лавах мугоджарской и куркудукской свит, представляющих собой базальтовый слой океанической коры. Вулканиты прорваны интрузиями габбро-плагитогранитного комплекса, являющегося комагматом островодужных вулканитов. Оруденение цинково-медное колчеданное. Среднее содержание меди в рудах месторождений 0,99-1,95%, цинка – 0,47-3,67. Запасы меди достигают 800 т. т (50 лет Октября), цинка – 1400 т. т (Приорское). Руды содержат кобальт (0,03-0,07%), серебро (7-50 г/т), золото (0,06-0,9 г/т). Обращает на себя внимание тот факт, что коэффициент концентрации свинца в рудах того же порядка, что и коэффициент концентрации меди и цинка [3]. Так, в рудах месторождения Приорское коэффициент концентрации (отношение среднего содержания элемента в руде к его содержанию в неизменных вмещающих породах, в г/т) составляет для меди $9900:35,2 = 281,2$, для цинка $36700:113,7 = 322,8$, а для свинца $400:0,77 = 519,5$. И только в тех случаях, когда в строении месторождений существенная роль принадлежит осадочным породам, содержание свинца в рудах повышается (месторождение Лиманное), а иногда в верхней части рудных тел появляется заметная примесь галенита (Ойсылкара). Все это свидетельствует о том, что характер оруденения предопределен составом вмещающих пород.

Денисовская зона Восточного Зауралья представляет собой ордовик-силурийскую энзиматическую островодужную палеосистему. В ее ордовикской части породы представлены основными эффузивами, яшмами, кремнистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, известняками, залегающими на алевролито-кремнистой пачке нижнего ордовика. В силурийской части разреза вулканиты преимущественно среднего состава, возрастает роль пирокластики и осадочных пород. Оруденение золотое (месторождение Тохтаровка) и медно-порфировое (месторождение Спиридоновка).

Селеты-Шингиз-Тарбагатайская ордовикская энзиматическая островная дуга Кендектинской зоной офиолитов, которая трассирует, по-видимому, трансформный разлом, разделена на две части, Шингиз-Тарбагатайскую и Селеты-Бозшакольскую, имеющие различную металлогению. Если для Шингиз-Тарбагатайской части характерно колчеданное оруденение (Майкаин, Алпыс, Акбастау, Кусмурун и др.) то в Селеты-Бозшакольской части распространено меднопорфировое оруденение (Бозшаколь, Селеты, Кызылту, Ешкеольмес и др.). Вулканиты Шингиз-Тарбагатайской части имеют преимущественно средний состав при подчиненной роли базальтов и дацитов. Характерно закономерное увеличение к верхам разреза туфогенной и терригенной составляющих вмещающих пород. Интрузивные породы представлены плагитогранитами, гранодиоритами и диоритами. Магматические породы обладают преимущественно натровой щелочностью. Распространенность осадочных пород обусловила наличие в рудах наряду с медью и цинком повышенных содержаний свинца. Средние содержания полезных компонентов в рудах составляют: меди от 1,21 (Майкаин) до 3,48% (Сувенир), цинка от 1,00 (Космурун) до 6,92% (Сувенир), золота от 0,6 (Акбастау) до 6,6 г/т (Абыз). Среднее содержание свинца в рудах обычно не превышает десятых долей процента и только на Александровском месторождении оно составляет 2,9%.

Руды наиболее изученного в Селеты-Бозшакольской части меднопорфирового месторождения Бозшаколь молибдено-медные. Среднее содержание меди составляет 0,72%, молибдена – 0,014%. Подсчитаны также запасы золота (среднее содержание 0,28 г/т), серебра (9,26 г/т), кобальта (50 г/т). Основной состав вмещающих пород обусловил присутствие в рудах платиноидов. К этой же зоне приурочены месторождения золота Бестобе, Торткудук, Бегим и др. Как и для Шингиз-Тарбагатайской части, здесь характерно уменьшение к верхам разреза количества вулканитов при одновременном увеличении в их составе доли туфов и смена базальтоидов вулканитами среднего состава.

Энсиматические островные дуги Казахстана содержат полиметаллическое, железорудное и золотое оруденение. Неодинаковое строение основания различных островных дуг обусловило различие их металлогении. Валерьяновская и Холзунская дуги выделяются крупными скоплениями железных руд, в Рудноалтайской профилирует колчеданно-полиметаллическое оруденение, а в Степнянской - золотое.

Валерьяновская ранне-среднекарбоновая энсиалическая островная дуга занимает Валерьяновскую зону западного борта Торгая и Иргизскую зону Мугоджар. Рудная часть ее представлена крупными и уникальными месторождениями железа (Алешинское, Качарское, Сарбайское и др.) и богатых цинковых руд (Шаймерден). Все месторождения железа локализованы в вулканогенно-осадочной толще визе-намюра (Валерьяновская серия), прорванной интрузиями комагматического вулканитам соколово-сарбайского интрузивного комплекса. Толща разделена на три свиты. Нижняя свита сложена вулканокластами с подчиненным количеством андезито-базальтов, базальтов, андезитов, редкими прослоями туфитов, известняков и туфопесчаников [4]. Средняя свита отличается высокой карбонатностью. Она сложена известняками, известковистыми туфитами и туфами с прослоями андезито-базальтов, андезитов, базальтов. В верхней части свиты встречаются дациты и риолиты. Именно к этой свите приурочены все железорудные месторождения комплекса. Верхняя свита представлена туфами андезито-базальтов с редкими прослоями базальтов, андезито-базальтов и красноцветных песчаников.

Железные руды скарново-магнетитовые с содержанием железа 40-55%, серы до 4%, фосфора до 0,4% и ванадия 0,12-0,3%. Запасы руд на отдельных месторождениях достигают миллиардов тонн (Качарское, Сарбайское).

На генезис руд имеется две основных точки зрения – контактово-метасоматическая [5-8 и др.] и вулканогенно-осадочная [9-11]. Фактический материал (связь месторождений с карбонатными пачками и скарнами, приуроченность их к обширным полям альбитизации вулканитов, сопровождавшейся выносом железа) больше свидетельствует в пользу первой точки зрения.

Цинковое месторождение Шаймерден приурочено к карстовой воронке. Руды месторождения каламиновые, только в самой нижней части его встречены сплошные сфалеритовые руды без признаков окисления. Месторождение выработано и осталось неизученным.

С интрузиями соколово-сарбайского интрузивного комплекса, прорывающими вулканогенно-осадочные породы нижнего карбона, связаны меднопорфировые (Бенкала, Баталы) и молибден-порфировые (Смирновское) месторождения. Они изучены недостаточно. Руды выявленных объектов относительно бедные. На наиболее изученном месторождении Бенкала среднее содержание меди составляет 0,42%, а содержание молибдена – 0,003%. Закрытость площади мезозой-кайнозойскими отложениями затрудняет выявление новых и оценку известных рудных объектов.

Рудноалтайская энсиалическая островная дуга возникла на северо-восточной окраине девонского океана, разделявшего Казахстанский и Сибирский континенты. Основанием дуги служили мощные осадочные толщи нижнего палеозоя. Островодужные образования представлены контрастной терригенно-базальт-риолитовой формацией, среди вулканитов которой преобладают кислые разности (75%). Осадочные породы составляют не менее 50% формации. Оруденение колчеданно-полиметаллическое и имеет стратифицированное размещение. Четко проявлено узловое размещение месторождений. Основными рудными узлами являются Лениногорский, Зыряновский и Прииртышский. Содержания металлов в рудах составляют (средние по 6 месторождениям, в %): цинка – 5,2, меди – 2,1 и свинца – 1,3. Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая являлись основным источником попутного золота в Казахстане.

Для позднего фамен-карбонового этапа развития Рудноалтайской энсиалической островной дуги характерны большие перерывы в вулканизме и, соответственно, преобладание осадочных формаций, в вулканитах увеличение доли средне-основных разностей, широкое распространение интрузивных пород (змеиногорский интрузивный комплекс). Оруденение этого этапа золотое (месторождение Секисовское) и полиметаллическое с преобладанием свинца при незначительной роли меди (месторождения Парыгинское, Заводинское I и Заводинское II). Оруденение развивается или в змеиногорских гранитоидах (месторождения Секисовское и Парыгинское), или в вулканогенно-осадочных породах карбона (месторождения Заводинские).

В Белоубинско-Сарымсактинской (Холзунской) структурно-формационной зоне Рудного Алтая вулканиты подразделены на два комплекса: эмский андезит-базальтовый и эмс-эйфельский риолитовый [12]. Они перемежаются с мелководными известково-терригенными отложениями. Вулканогенно-осадочные породы прорваны девонскими субвулканическими телами граносиенит-порфиров, кварцевых сиенитов и сиенитов и пермскими гранитами. Оруденение зоны марганцево-железорудное (месторождения Холзунское, Коробихинское, РодионовЛог и ряд проявлений) и

цинково-свинцовое (мелкие месторождения Пневское, Кызыл-Сайырское, Ушкынгийское и ряд проявлений).

В Северо-Западном Прибалхашье среди более молодых пород имеются отдельные выходы силурийских островодужных образований, сложенных глинисто-кремнисто-карбонатными породами, основными и кислыми эффузивами, туфами, туфопесчаниками. С ними связаны среднее свинцово-цинковое месторождение Кокзабой и мелкие месторождения свинца и цинка Кызылэспе, Гульшад, меди и цинка Акчагыл, железа Бапы и ряд проявлений этих металлов. При незначительных запасах (5-20 тыс. т до 500 тыс. т на месторождении Кокзабой) руды отличаются относительно высоким (порядка 10%) содержанием суммы металлов.

Степняк-Кендыктасская ордовикская энсиалическая островная дуга протягивается от Степнякской металлогенической зоны через Сарысу-Тенизское поднятие (отдельные блоки среди более молодых пород) до Кендыктаса и далее в Киргизию. Отдельные ее выходы имеются на восточном окончании Заилийского Алатау и в хребтах Кетмень и Терской. Сложена она вулканитами преимущественно средне-основного, реже кислого состава, часто перемежающимися с терригенными нередко битуминозными породами. Распространены интрузии габбро-диорит-плагиогранитного ряда. Оруденение ее преимущественно золотое. На севере оно представлено месторождениями Васильковское, Степняк, Аксу, Жолымбет и др., а на юге – Кендыктасской группой месторождений и проявлений. Помимо золота в Степнякской зоне распространены проявления железных руд (проявления Жолдыбайское, Тлеген, Атансор и др.), а в Кендыктасской – золото-медные месторождения (Шатырколь, Жусалы) и уран (месторождение Курдай).

Металлогения окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов. В Казахстане выделяется два краевых вулканоплутонических пояса: девонский и карбон-пермский (позднепалеозойский). По современным представлениям краевые вулканоплутонические пояса образуются на деструктивных границах плит там, где океаническая кора по зонам Заварицкого-Беньофа погружается в астеносферу под кору континентального типа. В их составе выделяется ряд структур [13]: внешние дуги, включающие аккреционные призмы, внешние прогибы, магматические дуги, задуговые (междугровые) прогибы, тыловодужные магматические пояса. Все эти структуры присутствуют и в краевых вулканоплутонических поясах Казахстана.

Аккреционные призмы обоих казахстанских поясов сложены морскими и прибрежно-морскими осадочными преимущественно терригенными породами, включающими блоки офиолитов, которые древнее вмещающих пород. В аккреционной призме девонского пояса офиолиты представлены меланжированными базальтами и спилитами карамендинской свиты нижнего-среднего ордовика, телами перидотитов, пироксенитов, серпентинитов по дунитам и гарцбургитам, а также кремнистыми породами тектурмасской свиты среднего-верхнего ордовика. Терригенная толща включает оложения силура, образующие собственно аккреционную призму, и породы девона, отложившиеся, по-видимому, в краевом прогибе. Для силурийских пород характерны олистостромовые горизонты, считающиеся одним из признаков аккреционных призм. В девонских отложениях распространены туфогенные породы, указывающие на поступление материала с вулканической дуги. Металлогения девонской аккреционной призмы ограничивается мелкими линзами хромитов в ультрабазитах, связанными с ними проявлениями силикатного никеля, а также мелкими проявлениями золота жильного и зон минерализации типов, происхождение которых обусловлено последующими коллизионными процессами.

В аккреционной призме позднепалеозойского пояса офиолиты также имеют ордовикский возраст: это меланжированный комплекс толеитовых и субщелочных базальтов, спилитов итмурундинской свиты нижнего-среднего ордовика, тела ультрабазитов и кремнистые породы казыкской свиты верхнего ордовика. Осадочные породы аккреционной призмы имеют силурийский и девонский возраст. Для первых характерны олистостромовые толщи, а для вторых – присутствие туфогенного материала, что обусловлено, по-видимому, близостью девонского вулканоплутонического пояса, который в своей северо-восточной ветви перекрыт образованиями пояса позднепалеозойского. Породы, которые бы определялись как отложения внешнего прогиба, отсутствуют. С офиолитами позднепалеозойского пояса связано мелкое колчеданное месторождение кипрского типа Тесиктас, охарактеризованное в металлогенических комплексах океанического дна. К осадочным породам приурочены месторождения и проявления золота Пустынное, Долинное, Кызыл и др., обусловленные пермской коллизией.

Магматические дуги вулканоплутонических поясов Казахстана характеризуются широким распространением вулканитов, перемежающихся с континентальными, а в фронтальной, примыкающей к палеоокеану области, и с морскими отложениями, и интрузивных пород. Преобладают магматические породы кислого, умеренно кислого и среднего состава. Менее распространены основные и щелочные породы.

Магматическая дуга девонского пояса охватывает Шу-Илийские горы (юго-западное звено), Сарысу-Тенизское поднятие, Карагандинский и Баянаульский районы (северное субширотное звено), юго-западную и частично центральную части Шынгизских гор (северо-восточное звено). Фрагментарные выходы образований девонского пояса отмечаются на севере Тянь-Шаня, в Джунгарии и хребте Тарбагатай, где он в основном перекрыт породами позднепалеозойского пояса.

В фронтальной части магматической дуги, включающей Ортаускую и Моинтинскую синклинали, западную часть Успенской зоны, Спасскую и Кояндинскую зоны, наблюдается чередование морских и континентальных отложений. Вулканиты имеют основной и средний состав и относятся к субщелочной, реже к толеитовой сериям. Девонские интрузии в фронтальной области отсутствуют за исключением мелких субвулканических тел, связанных с вулканитами. С фронтальной областью магматической дуги девонского пояса связаны мелкие месторождения и проявления меди. В некоторых медных проявлениях в качестве попутного компонента присутствует золото. Оруденение связано с субвулканическими телами кислого (месторождение Коктасжартаc) или средне-основного состава (месторождения Хаджиконган, Шайтанды, Жетымшоки и большинство более мелких проявлений). Все объекты мелкие и относятся к порфировому типу или типу манто. Известно также одно колчеданно-полиметаллическое проявление Шоптыколь. Большинство проявлений не доизучено. Учитывая высокие (первые проценты) содержания меди в проявлениях, связанных со средне-основными вулканитами, некоторые из них после доизучения могут представлять промышленный интерес.

Вся остальная часть магматической дуги сложена континентальными вулканитами и комагматичными им интрузиями при подчиненной роли вулканомиктовых осадочных пород. Вулканогенная толща имеет трехчленное строение. В нижней ее части, относящейся к нижнему девону, преобладают вулканиты основного и среднего состава. Реже встречаются дациты и, иногда, липариты. Журавлев и др. [14] отмечают возрастание калийности нижнедевонских кислых вулканитов от фронтальной зоны к тыловой. В средней части вулканогенной толщи, относящейся к раннему-среднему девону, преобладают кислые разности. Широко распространены игнимбриты. В Приатасуйском районе распространены калиевые субщелочные трахилипариты. Верхняя часть толщи сложена вулканитами андезит-базальт-липаритовой формации и осадочными породами среднего девона.

Наиболее ранними интрузивными породами девонской магматической дуги являются плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты и диориты нижнедевонского карамендинского комплекса в северном звене и среднедевонского кызылжартасского – в юго-западном. Менее распространены граносиениты, щелочные граниты и монцониты карасайского комплекса в юго-западном, коккудуктюбинского – в северном и кайнарского – в северо-восточном звеньях. Завершается интрузивный магматизм внедрением верхнедевонских гранитов, лейкократовых гранитов, аляскитов кызылчинского и шунакского комплексов в юго-западном, теректинского и корнеевского комплексов в северном и акадырского комплекса в северо-восточном звеньях.

Металлогения девонской магматической дуги довольно разнообразна. Наибольшим распространением пользуются рудные объекты меднопорфирового и золоторудного типов. Меднопорфировые месторождения и проявления (Нурказган, Сатпаевское, Сарышаган, Каскырмыс, Восток и др.) связаны преимущественно с порфировыми интрузиями плагиогранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов. Присутствуют месторождения как мологлубинных, так и глубинных порфировых систем. Для первых (Нурказган, Восток) характерно присутствие вторичных кварцитов, распространенность медно-мышьяковой минерализации, содержания меди до 1% и выше, отсутствие пренит-халькопиритовой рудной ассоциации. В месторождениях глубинных порфировых систем, к которым относится большинство известных месторождений и проявлений пояса, содержания меди редко превышают 0,5% для систем в кислых породах и 0,8% – в основных

породах. Медно-мышьяковая минерализация для них не характерна и халькопирит щелочной стадии гидротермалитов тесно связан с пренитом, образуя пренит-халькопиритовую рудную ассоциацию [15]. Золотоносность медно-порфировых руд также зависит от состава вмещающих пород – на месторождениях в средне-основных породах она, как правило, выше, особенно если в порфировую систему попадают ультраосновные породы. Так, в рудах месторождения Нурказган, расположенном в интрузии плагиогранодиоритов, прорывающей андезитовую толщу, в порфировой системе которого присутствуют серпентиниты, среднее содержание золота составляет 0,44 г/т. Распространены и собственно золотые и золото-серебряные месторождения и проявления (Мынарал, Найзанта, Жосалы, Коккия и др.), а также проявления молибдена (Байтал, Аккудук Западный).

В Шуилийской металлогенической зоне встречаются мелкие месторождения и проявления свинца и цинка. Все они (Родниковое, Дружное, Куялы) связаны с зонами серицитизации и окварцевания вулканогенных образований средне-верхнедевонской формации. При незначительных размерах они обладают относительно высоким содержанием металлов. На наиболее изученном месторождении Родниковом среднее содержание свинца составляет 6,2%, а цинка – 1,19%. Особенностью руд является высокие содержания молибдена (до 0,8%) и ванадия (до 8%).

Молибденово-урановые месторождения распространены в юго-западном звене магматической дуги, в фундаменте которого присутствуют блоки докембрийских пород. Большинство месторождений (Кызылсайская группа, Ботабурум, Жидели и др.) локализованы в вулканитах в пределах вулканических построек и характеризуются молибден-урановым оруденением. И только некоторые (Жусандалы, Джери) расположены в эндоконтактах интрузий лейкократовых гранитоидов; оруденение таких проявлений монометальное урановое.

Магматическая дуга позднепалеозойского вулканоплутонического пояса представляет собой незамкнутый полуовал, открытый к юго-востоку и вложенный в девонский пояс. В северной части она оделена от девонского вулканоплутонического пояса аккреционной призмой последнего, а на юге, юго-западе и северо-востоке частично перекрывает его. Строение и металлогения позднепалеозойской магматической дуги в общих чертах аналогичны таковым девонского пояса.

Бахтеев М. К. [16] выделяет в магматической дуге позднепалеозойского пояса Илийское, Токрауское и Каркаралинско-Алакольское звенья. Фронтальная область пояса отличается от основной его части наличием морских осадочных пород и более основным составом вулканитов. Трехчленное строение позднепалеозойской магматической дуги выражено менее четко, чем девонской. К нижней толще относятся нижнекарбоновые каркаралинская, кетменская, мукринская и алтынэмельская свиты. Средняя толща состоит из калмакэмельской и батпакской свит среднего карбона, кергетасской и дигересской свит среднего-верхнего карбона, колдарской и кугалинской свит верхнего карбона – нижней перми. Верхняя толща включает чабарайгырскую и бескайнарскую свиты нижней перми, караирекскую свиту нижней-верхней перми, бакалинскую, жалгызагашскую и жельдыкоринскую свиты верхней перми и малайсаринскую свиту верхней перми-нижнего триаса. В нижней и верхней толщах преобладают трахитоидные вулканогенные формации, в средней толще они имеют подчиненное значение. В целом в позднепалеозойском поясе преобладают кислые вулканиты, доля которых от их общего количества составляет 69,6% [16].

Первыми внедрялись интрузии диорит-гранодиорит-плагиогранитных комплексов: балхашского и музбельского ранне-среднекарбоновых, топарского и колдарского раннепермских. В поздней перми внедрялись щелочные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, монцониты, монцодиориты кокдомбакского и ушобинского интрузивных комплексов, а потом лейкократовые и биотитовые граниты акшатауского (калдарминского) интрузивного комплекса. Завершился интрузивный магматизм аляскитами и лейкократовыми гранитами кызылрайского (баканасского) пермского интрузивного комплекса.

Металлогения позднепалеозойской магматической дуги столь же разнообразна, как и девонской. Основу ее составляют медно-порфировые месторождения. К фронтальной зоне магматической дуги, отличающейся повышенной основностью вулканитов, приурочены наиболее крупные медно-порфировые месторождения: Конырат, Саякская и Актогайская группы, Коксай, а также ряд более мелких месторождений. На остальной площади дуги известны средние и мелкие месторождения и многочисленные проявления (Борлы, Каратас, Озерное, Байское и др.). В обеих зонах

имеются месторождения, связанные с малоглубинными порфировыми системами (Коньрат, Бесшоки, Сокуркой, Каргантас), но большинство известных объектов относится к глубинным. Среди последних выделяются месторождения, на которых наряду с порфировым распространено скарновое оруденение (Саяк, Каратас). Скарны обладают более высокими по сравнению с порфировыми рудами содержаниями полезных компонентов и представляют на сегодня основную ценность этих месторождений. Руды Саякской группы месторождений наряду с медью обогащены золотом, серебром, молибденом, кобальтом. Руды Каратаса медно-молибденовые, золото присутствует в них в качестве попутного компонента.

Молибден и золото являются обычными попутными компонентами всех медно-порфировых месторождений и образуют самостоятельные месторождения. Для молибдена они представлены кварцевожильно-грейзеновым и порфировым типами (Восточный Коунрад, Саран, Жанет), а для золота – эпitherмальным золото-серебряным типом (Таскора, Архарлы, Слушоки, Иглик и др.). С магматической дугой позднепалеозойского пояса связаны также месторождения меди типа манто (Ай, Темерлик) и свинцово-медные типа зон минерализации (Туюк, Камирчи).

Для **тыловодужных магматических поясов** Казахстана характерны крупные интрузии гранитов, с которыми связано редкометальное и редкоземельное оруденение. Средне-основные породы появляются только в виде малых интрузий на заключительных этапах развития поясов. Вулканыты в тыловодужных магматических поясах почти не встречаются.

Девонский тыловодужный магматический пояс отделен от одновозрастной магматической дуги междуговым прогибом и практически непрерывной дугой протягивается через горы Улутау, Кокшетауский блок, северные части Степнякского синклинория и Ерементау-Ниязского антиклинория. По-видимому, к нему же относится часть гранитных интрузий Шу-Илийских гор, в которых в связи с формированием Жалаир-Найманской шовной зоны перемешаны террейны додевонского фундамента и различных областей девонского вулканоплутонического пояса. Отдельные выходы девонского тыловодужного магматического пояса имеются в окнах позднепалеозойского пояса в восточном окончании Заилийского Алатау и на северных склонах хр. Терскей.

Наибольшим распространением интрузии девонского тыловодужного магматического пояса пользуются в пределах Кокшетауского докембрийского блока. Здесь выделяется два типа гранитов: ранне-среднедевонский крупно-среднезернистых лейкократовых и средне-позднедевонский порфировидных лейкократовых. М. А. Абдулкабиров [17] относил их к единому орлиногорскому (золотоношскому) магматическому комплексу, считая порфировидные граниты его второй фазой, но более поздние исследования [18] доказали, что они представляют собой самостоятельные магматические комплексы. В Улутау аналогом орлиногорского является жуанкаский комплекс аляскитовых гранитов, также имеющий ранне-среднедевонский возраст. В Терскей Алатау и Заилийском Алатау интрузии девонского тыловодужного магматического пояса сложены лейкократовыми субщелочными высокоглиноземистыми гранитами. В Кокшетауском районе, Приишимье и Улутау довольно широко распространены интрузии щелочных пород, в том числе и нефелиновых сиенитов, составляющих резервную сырьевую базу алюминия [19].

Оруденение девонского тыловодужного пояса преимущественно редкометальное, включающее месторождения и проявления олова Сарымбет, Донецкое, Сопочное и др. в Кокшетауском районе, Карагайлыктас в Терскей Алатау, месторождения и проявления вольфрама Баян, Аксоран, Станиславское в Кокшетауском блоке, Богуты, Курозек и др. в восточном окончании Заилийского Алатау. Все они связаны с девонскими интрузиями гранитов, прорывающими более древние осадочные, вулканогенно-осадочные или метаморфогенные толщи. В Улытау-Арганатинском антиклинории известен ряд мелких вольфрам-оловянных проявлений, связанных с девонскими интрузиями гранитов, прорывающими амфиболиты и амфиболовые сланцы бектурганской серии протерозоя. При очевидной связи редкометальных месторождений с лейкократовыми гранитами намечается зависимость состава оруденения от пород, вмещающих эти интрузии. Особенно четко эта зависимость выражена в Кокшетауском блоке, в котором все оловорудные месторождения (Сарымбет и др.) связаны с интрузиями гранитов, прорывающими углеродистые сланцы шарыкской свиты рифея, а все вольфрамовые месторождения (Баян и др.) – с гранитами, прорывающими амфиболиты архея. В целом оловянная минерализация связана с интрузиями, прорывающими осадочные толщи, содержащие пачки углеродистых отложений. В рудах месторождений, не связанных с углеродистыми терригенными породами, преобладает вольфрам.

В рудах отдельных редкометальных месторождений присутствуют редкие земли (Карагай-лыактас), титал и ниобий (Сарымбет). Имеются также самостоятельные месторождения этих элементов, также связанные с девонскими интрузиями лейкократовых гранитов – Акбулакское месторождение и ряд проявлений редких земель в Улытау, Лосевское месторождение ниобия в Кокшетауском блоке. Редкоземельная металлогения тыловодужных магматических поясов находится на начальной стадии изучения и перспективы открытия здесь новых месторождений редких земель значительны.

В Кокшетауском блоке распространены крупные и уникальные фосфорно-урановые и молибден-урановые месторождения позднедевонского возраста. Они локализованы в породах различного возраста и разного литологического состава. К гнейсам архея приурочены месторождения Славянское и Дубровское, к рифейским породам – Дергачевское, Аккан-Бурлук, Восход, к венд-кембрийским – Грачевское, Косачино, Февральское, Чаглинское, к ордовикским – Ишимское, Шокпак, Камышовое и др., к девонским – Балкашинское, Ольгинское, Шат, Глубинное. Рудные тела наиболее часто локализуются в осадочных терригенных породах и известняках, реже – в вулканитах и интрузивных образованиях. Размещение рудных полей и месторождений контролируется тектоническими зонами различных порядков, а позиция рудных залежей и рудных тел – локальными структурными неоднородностями и литолого-геохимическими барьерами.

С девонскими гранитоидными интрузиями Шу-Илийских гор, прорывающими осадочно-терригенные породы ордовика, связаны месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации (Акбакай, Светинское, Олимпийское и др.).

Позднепалеозойский тыловодужный магматический пояс на большей части совпадает с девонской магматической дугой. Лейкократовый гранитоидный магматизм проявлен здесь менее интенсивно, чем в девонском поясе, и концентрируется не столько за тыловым прогибом, сколько между ним и магматической дугой. Оруденение пояса преимущественно молибден-вольфрамовое. Позиция месторождений определяется связью с интрузиями, расположенными в тыловой области позднепалеозойской магматической дуги на стыке с терригенным Жамансарыуским антиклинорием (Акшетау, Верхнее Кайракты и др.) и Атасу-Моинтинским поднятием (Караоба). Выделяется два типа оруденения: бериллий-молибден-вольфрамовое (Акшатауский тип) и олово-молибден-вольфрамовое (Караобинский тип). Рудная минерализация приурочена к грейzenам, кварцевым жилам и прожилкам в гранитах и во вмещающих породах.

Междуговые (задуговые) прогибы окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов Казахстана пространственно совмещены в юго-западной части и разобщены в северной. Отложения междугового девонского прогиба окаймляют девонскую магматическую дугу с юго-запада, запада и севера. В раннем девоне в его пределах в отдельных субмеридиональных зонах отлагались лавы преимущественно основного и среднего субщелочного состава, перемежающиеся с континентальными терригенными осадками. В среднем девоне вулканизм в междуговом прогибе прекратился и до франа включительно накапливались континентальные красноцветы, слагающие основание Шу-Сарысуиской и Тенизской депрессий и широко распространенные в Улытау-Арганатинском районе, в Вишневском и Шидертинском синклиниях. В фаменском веке в южной части Шу-Сарысуиской депрессии накапливалась гипсоносная и соленосная толща песчаников и алевролитов, местами с прослоями доломитов [20]. В северной части Шу-Сарысуиской депрессии, в Сарысу-Тенизском поднятии, Тенизской впадине и впадинах Ерментауского района накапливались морские карбонатные осадки, сменяющиеся терригенными породами по мере приближения как к магматической дуге, так и к тыловому магматическому поясу.

В фамен-турнейское время произошло смещение зоны субдукции к югу, сопровождавшееся образованием системы континентальных рифтов. В результате девонская и позднепалеозойская магматические дуги оказались разобщенными, в северной части полностью, а на юго-западе и северо-востоке – со значительным перекрытием. Позднепалеозойский задуговой прогиб в Шу-Сарысуиской и Тенизской депрессиях унаследовал девонский междуговой, а на севере он вслед за магматической дугой сместился к югу, образовав Карагандинский бассейн. В турне-серпуховское время в Шу-Сарысуиской и Тенизской депрессиях отлагались морские терригенно-карбонатные осадки с обильными органическими остатками, часто битуминозные, перекрытые средним карбон-пермской верхней красноцветной молассой. В Карагандинском бассейне накапливалась угленосная толща.

Красноцветные терригенные отложения девонского междугового прогиба бедны полезными ископаемыми, здесь известны только мелкие проявления медистых песчаников (Уйтас, Кызылтас и др.), не представляющие практического интереса, и мелкие месторождения марганца (Жезды, Жаксы-Котор)..

Месторождения позднепалеозойского задугового прогиба имеют важное практическое значение. На севере, где девонский и позднепалеозойский прогибы разобщены, это каменные угли Карагандинского бассейна. В Шу-Сарысуйской и Тенизской впадинах, где прогибы совмещены, сложилась обстановка, благоприятная для образования месторождений медистых песчаников – это уникальное месторождение Жезказган, месторождения Северной группы (Сарыоба, Итауз, Кипшакпай), Жаман-Айбат в Шу-Сарысуйской и ряд мелких проявлений (Кенен, Владимировское и др.) в Тенизской впадинах. Все они приурочены к верхней красноцветной молассе, подстилаемой фамен-серпуховскими битуминозными отложениями. Именно совместная разгрузка металлоносных рассолов красноцветной молассы и газовых эманаций подстилающей битуминозной толщи, подобная наблюдаемой ныне в Челекенской антиклинали в Туркмении, привела к образованию месторождений Жезказган и Жаман-Айбат [21]. Высока вероятность выявления новых месторождений Жезказганского типа как на закрытых территориях Шу-Сарысуйской депрессии, так и в Тенизской впадине. Не исключается вероятность выявления здесь месторождений типа медистых сланцев на границе нижней красноцветной молассы с перекрывающей битуминозной толщей.

Металлогения аккреционных призм. Аккреционные призмы окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов и большинства островных дуг Казахстана были вовлечены в последующие коллизионные процессы и их металлогения определялась в основном этими процессами, а присущие офиолитам призм месторождения хромитов разрушались и распадались на ряд мелких тел, обычно не представляющих промышленного интереса. И только среднеордовикские Кемпирсайский, Хабарнинский и Даульско-Кокпектинский массивы с примыкающими к ним метаморфизованными осадками раннепалеозойского океанического дна в последующих процессах коллизии не участвовали. В Хабарнинском и Даульско-Кокпектинском массивах пока известны только мелкие проявления хромитов, а промышленная хромовая минерализация связана с Кемпирсайским массивом. Всего в пределах массива выявлено более 160 месторождений, проявлений и точек хромитовой минерализации. Промышленные месторождения (Алмаз-Жемчужное, Миллионное, 40 и 20 лет Казахской ССР и др.) сосредоточены в юго-восточной части массива, слагая две субмеридиональные полосы, сходящиеся на юге. Среднее содержание оксида хрома в рудах 51,1%, утвержденные запасы руды около 290 млн. т.

Металлогения пассивных континентальных окраин. Особенностью пассивных континентальных окраин является накопление мощных осадочных толщ при неразвитости магматизма. Поэтому для них характерны осадочные сингенетические или гидрогенные эпигенетические месторождения. На территории Казахстана условия осадконакопления, соответствующие современным пассивным окраинам, на протяжении всего палеозоя существовали в Каратау. В кембрии в Курумсакской зоне Большого Каратау, в северо-западных отрогах Таласского хребта и в Байконурской зоне Улытау накапливались ванадиеносные отложения. По данным С. Г. и Е. А. Анкиновичей [22] ванадиеносная пачка имеет одинаковое внутреннее строение на всей площади распространения комплекса. Мощность ее колеблется от 4 до 10 м, редко опускаясь до 2 м или возрастая до 15 м. Она представлена чередованием фтанит-лидитовых прослоек с углисто-кварцево-глинистыми сланцами. К пачке приурочены крупные месторождения Курумсак и Баласаускондык и целый ряд более мелких объектов (Талдык, Джебаглы, Улытау и др.). Содержание пятиоксида ванадия в рудах составляет 0,7-1,4 %. Руды также содержат молибден – 0,02%, уран – 0,01%, серебро – 4-10 г/т, редкие земли – 0,03-0,07%

В девоне и раннем карбоне в Большом Каратау накопились карбонатные толщи, включающие крупные (с миллионными запасами) месторождения свинца (Миргалимсай) и цинка (Шалкия) и ряд средних и мелких (Ачисай, Талап, Бугуньское и др.) месторождений этих металлов. Фаменские карбонатные отложения, вмещающие оруденение, состоят из известняков, доломитов, мергелей и кремнисто-доломитово-углеродистых горизонтов. Все месторождения и многочисленные рудопроявления строго стратифицированы. Промышленные скопления руд связаны с углеродисто-

кремнисто-доломитовыми ритмитами (Шалкия, Талап, Бурабай) и тонкослоистым углеродисто-известково-доломитовым горизонтом мощностью 60-160 м. Состав руд связан с литологическим составом вмещающих пород. С кремнистыми ритмитами ассоциируют существенно цинковые руды (Шалкия, средние содержания свинца 0,89% и цинка 3,32%). В месторождениях в тонкослоистых карбонатных породах преобладает свинец (Миргалимсай, средние содержания свинца 1,01% и цинка 0,6%). Наряду со стратиформными имеются месторождения карстового типа (Ачисай, Аралтау). По запасам металлов они значительно уступают стратиформным месторождениям (не более 5 % общих запасов комплекса), но отличаются более высокими содержаниями металлов – 10-20 % их суммы. Некоторые исследователи [23,24] связывают эти месторождения с выделяемым ими здесь континентальным рифтом.

Металлогения рифтов. На территории Казахстана выделены рифты океанические, в которых сформировался базальтовый слой океанического дна и металлогения которых рассмотрена при его характеристике, и континентальные рифты. Отдельно выделен океанический рифт красноморского типа. Рифты красноморского типа располагаются между относительно сближенными континентальными блоками вследствие чего их металлогения приближается к таковой континентальных рифтов. Выделенный *рифт красноморского типа* представлен Сарытумской структурно-формационной зоной Юго-Западного Прибалхашья. Оруденение его свинцово-цинковое. Оно приурочено к продуктивной пачке бурултасской свиты нижнего ордовика, сложенной углисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами, песчаниками, доломитами, известняками, яшмов-кварцитами и редкими прослоями базальтов. Руды бедные. На разведанном месторождении Бурултас они содержат 1,37% свинца и 1,19% цинка. Встречаются небольшие пластовые тела железных и железо-марганцевых руд с содержанием железа 10-15% и марганца 8-24%. Положение рифта в зоне девонского тылового магматического пояса обусловило последующую регенерацию руд с образованием мелких богатых проявлений с содержанием свинца до 9% и цинка до 8,5%, обогащенных оловом до 1% и серебром до 380 г/т (рудопроявление Такырное).

Континентальные рифы в Казахстане образуют две рифтовые системы – Атасуйскую девон-карбовую и Текелийскую ордовикскую.

Атасуйская фамен-турнейская система континентальных рифтов возникла при смещении зоны субдукции и связанного с нею окраинно-континентального вулканоплутонического пояса к югу. Она охватывает Жайылма-Талкудукскую, Успенскую, Сарысу-Тенизскую, Мынаральскую, Аксоран-Акжалскую и Акбастаускую зоны и включает крупные промышленные месторождения свинца и цинка (Жайрем, Ушкатын I, Ушкатын III, Бестюбе, Акжал, Узунжал) и железа и марганца (Каражал, Кентюбе, Ушкатын III). Размещение месторождений контролирует верхнедевонская вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатная формация с различным количеством углеродистого вещества, терригенного материала и вулканитов базальт-риолитовой формации, подстилаемая красноцветной базальтово-риолитово-молассовой формацией франа и перекрываемая углисто-карбонатными и терригенно-карбонатными породами нижнего карбона. Характерно положение свинцовых и особенно железо-марганцевых руд стратиграфически выше цинковых. Содержания полезных компонентов в рудах составляют (в %): железа – 49,8-61,1, марганца – 23-27, цинка – 1,63-3,7 и свинца – 1,36-3,37. Более высокие содержания свинца и цинка характерно для рудных тел в термокарстах (Акжал, Рифовое).

Текелийский рифт расположен в Текелийском антиклинории Жонгарии. Рудоносны две ордовикские [25] свиты: текелийская и сууктюбинская. Текелийская свита, к которой приурочены наиболее крупные месторождения Текели и Большой Озек и ряд мелких месторождений и проявлений свинцово-цинковых (Яблонево) и медно-свинцово-цинковых (Коксу) руд, сложена преимущественно карбонатным материалом с глинистым и углеродистым веществом и сульфидами. Встречаются прослои базальтов, андезитов, туфов. Руды стратиформные пирит-галенит-сфалеритовые (Текели, Яблонево) и халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовые. Они содержат 2,8% свинца и 4,2% цинка. Сууктюбинская свита, залегающая на текелийской, сложена карбонатными турбидитами. Она включает мелкие месторождения Сууктюбе, Тельмановское и ряд рудопроявлений, Месторождения и проявления сложны по строению рудных полей и рудных тел с широким диапазоном содержаний свинца и цинка – от первых до десятков процентов. В отличие от руд в текелийской свите они сопровождаются ореолом окolorудных изменений – тремолитизацией, флогопитизацией, оталькованием, реже окварцеванием и баритизацией.

Металлогения зон коллизии. Коллизионные зоны образовались при закрытии океанов при столкновении континентов или закрытии задуговых бассейнов при столкновении континентов и островных дуг. При этом в коллизию вовлекались как несубдуцированные остатки океанической коры с перекрывающими морскими и субаэральными осадочными толщами, так и фрагменты прилегающих континентов. В первом случае образовались блоки на симатическом основании, а во втором – сиалические блоки. Эти блоки различаются между собой как магматизмом, связанным с коллизией, так и металлогенией.

Симатические блоки коллизионных зон сложены флишеидными и молассовыми толщами, часто углеродистыми, среди которых иногда присутствуют блоки островодужных образований. К центральным частям зон приурочены офиолитовые пояса, фиксирующие сутурные швы. Магматизм представлен мелкими интрузиями габбро-диорит-плагиогранитного состава и дайками преимущественно средне-основного состава. В углеродистых толщах в связи с зонами динамометаморфизма и интрузиями габбро-гранодиорит-плагиогранитов сформировались золоторудные месторождения. В интрузиях габбро-норитов образовались медно-никелевые руды и руды титана и железа.

Медно-никелевое оруденение приурочено к Спасско-Успенской и Бакырчик-Суздальской пермским коллизионным металлогеническим зонам. В первой зоне выявлены месторождение Камкор и проявление Кенши, а во второй – месторождение Максут и ряд проявлений. В Жонгаро-Североприбалхашской коллизионной металлогенической зоне установлены только геохимические ореолы никеля и кобальта. Наиболее широко габбро-норитовые интрузии, связанные с коллизией, проявлены в Бакырчик-Суздальской коллизионной зоне, являющейся частью Зайсан-Гобийской складчатой зоны, протягивающейся от Южной Монголии через Китай и Казахстан в Россию [26]. В ней насчитываются сотни габбро-норитовых (пикрит-долеритовых) интрузий [27]. В китайской части зоны в связи с ними выявлен ряд промышленных медно-никелевых месторождений (Колотонк и др.). Ряд объектов известен в российской части зоны. В Казахстане, как отмечено выше, известны только мелкое месторождение Максут и ряд проявлений.

Золоторудное оруденение наиболее развито в пределах Западно-Калбинской зоны, сложенной углеродисто-терригенными флишевыми и молассовыми отложениями карбона, смятыми в крутые складки и прорванными мелкими интрузиями кунушской габбро-плагиогранитной серии и дайками габбро-диоритового состава. С интрузиями кунушской серии связаны многочисленные кварцево-жильные и березитовые месторождения золота, расположенные в над- и околоинтрузивных зонах или непосредственно в теле интрузии (Жумба, Кулуджун, Лайлы, Сентас, Балажал и др.). Несмотря на свою многочисленность, эти месторождения заключают не более 8-12% учтенных запасов зоны. Основные запасы сосредоточены в месторождениях, локализованных в Кызыловской зоне смятия и составляющих единое рудное поле (Бакырчик, Промежуточное, Глубокий Лог и др.). Золоторудное оруденение распространено также в Жонгаро-Балхашской коллизионной зоне, где оно представлено мелкими месторождениями и проявлениями кварцево-жильного и штокверкового типа (Пустынное, Долинное, Кызыл и др.), локализованными в девон-карбоновых терригенных часто углеродистых отложениях, прорванных штоками и дайками диоритов, гранодиоритов и гранитов карбон-триасового возраста.

В девон-карбоновой зоне коллизии расположены золоторудные месторождения Жетыгаринского рудного района Троицкой металлогенической зоны (Жетыгаринское, Кутюхинское, Аккаргинское и др.) связанные с диорит-гранитными карбоновыми интрузиями, прорывающими углеродистые сланцы докембрия и девон-карбоновые серпентиниты, а также золоторудные месторождения Западной зеленокаменной зоны Мугоджар и Восточно-Мугоджарского антиклинория (Юбилейное, Мынжасар, Акпан и др), также связанные с коллизионными карбоновыми гранитоидами, прорывающими разновозрастные палеозойские базальтоиды или мафические и углеродистые породы докембрия.

С закрытием в силуре Сакмарской океанической зоны и внедрением интрузий габбро, габбро-норитов и габбро-пироксенитов связаны титан-магнетитовые месторождения (Велиховское Южное, Горюновское, Херсонское), характеризующиеся низкими содержаниями железа (до 17%) и титана (2%). Бедность руд частично компенсируется легкой обогатимостью и возможностью открытой разработки.

В связи с разрозненными выходами кембрийских пород базальтового слоя океанической коры и энсиматической островной дуги в юго-восточной части Жалаир-Найманской коллизийной зоны выявлено и оценено крупное месторождение титан-магнетитовых Тымлай, расположенное в массиве габбро. Руды представляют собой оливиновое габбро, насыщенное титаномagnetитом, а в подошве рудного тела – и апатитом. Содержание железа в рудах достигает 40%, а содержание двуоксида титана превышает 10%.

Сиалические блоки коллизийных зон включают Калба-Нарымскую и Жарминскую металлогенические зоны, а также Восточно-Мугоджарский антиклинорий. Оруденение Калба-Нарымской зоны связано с нормальными и лейкократовыми плюмазовыми гранитами, прорывающими углеродистые песчано-сланцевые отложения верхнедевонско-нижнекарбоновой такырской свиты. Оно представлено альбитит-грейзеновым олово-танталовым, пегматитовым редкометальным и кварцево-жильным олово-вольфрамовым типами [28]. Практически значимым является вольфрамово-оловянно-ниобиево-тантало-редкощелочное оруденение Бакенного и Аксу-Булакского пегматитовых рудных полей. Средние содержания полезных компонентов в рудах составляют (в%): Sn – 0,01-0,08, Ta₂O₅ – 0,011, Nb – 0,01-0,67, BeO – 0,03-0,68, Li, Rb, Cs – 0,09-0,30. Редкометальное оруденение Жарминской зоны связано с интрузиями пермских лейкократовых гранитов повышенной щелочности кергетас-эпинского интрузивного комплекса. К этому комплексу относятся Верхне-Эпинская, Кергетасская, Йсорская, Биесемесская, Кандыгатайская и Акжайляуская интрузии. Наиболее изученной и наиболее рудоносной на сегодняшний день является Верхне-Эпинская интрузия. Выделяется два типа руд: альбитизированные минерализованные граниты и метасоматиты по вмещающим породам – фтаниты. Содержание редких земель в минерализованных гранитах 0,10-0,57% (среднее 0,25%), в фтанитах 0,10-0,64% (0,48%). Основные рудные элементы – Zr, Nb, Y, TR, Th.

С карбоновыми гранитными интрузиями, прорывающими докембрийские кристаллические сланцы и гнейсы Восточно-Мугоджарского и Троицкого антиклинориев, связано пегматитовое и альбититовое тантал-ниобиевое (Верхнеиргизское, Борсыксайское и др.) и порфиоровое молибденовое (Итастыбулакское) оруденение. Месторождения недоизучены.

Металлогения сутурных зон. Ультраосновные породы сутурных зон слагают цепочки небольших (площадью до десятков, редко до первых сотен квадратных километров) тел, вытянутых по простиранию сутуры. В большинстве случаев породы нацело или частично серпентинизованы. Для них обычны повышенные содержания никеля, в результате в зоне гипергенеза по ним образуются проявления силикатного никеля, иногда достигающие промышленных масштабов. Связанное с ультрабазитами сутурных зон эндогенное оруденение представлено хромитами Троицкого антиклинория. В центре антиклинория ультрабазиты имеют позднедевонский, а по краям – раннекарбонный возраст, что отражает последовательность вовлечения в коллизию блоков земной коры. К югу сутура продолжается в Восточно-Мугоджарский антиклинорий.

Хромиты в телах ультрабазитов сутурных зон образуют шлировидные и линзовидные тела размером по максимальному удлинению в метры, реже в десятки и, совсем редко, в первые сотни метров. Считается, что они являются перемещенными [29]. Из-за незначительных размеров проявления промышленного интереса не представляют, хотя некоторые из них (Жетыгаринского, Аккаргинского, Шевченковского массивов) разрабатывались старателями.

Металлогения мезозой-кайнозойского платформенного чехла. По особенностям мезозой-кайнозойского этапа геологического развития территория Казахстана делится на две части. В Центральном и Юго-Восточном Казахстане, а также в Мугоджарах все это время сохранялся континентальный режим, а на остальной его части длительно существовало море. Металлогеническую специализацию первых районов определяли процессы выветривания с формированием элювиальных, аллювиальных, озерных и других континентальных типов месторождений, а вторых – переотложение продуктов выветривания в морских и прибрежно-морских условиях. В соответствии с этим выделены морские, прибрежно-морские, аллювиальные, озерно-аллювиальные, пролювиально-аллювиальные, делювиально-элювиальные и карстовые металлические полезные ископаемые. Ниже приводится их весьма краткая характеристика.

Морские металлические полезные ископаемые немногочисленны. Условия эпиконтинентального морского бассейна более способствовали образованию месторождений фосфоритов, которые

распространены в Западном и Южном Казахстане. Металлы представлены марганцевым и скандий-редкоземельно-урановым оруденением.

Марганцевая минерализация приурочена к Никополь-Мангышлакской мезозой-кайнозойской рифтогенной зоне. Известно одно Мангышлакское месторождение некондиционных марганцевых руд, залегающих в олигоценовых кварц-глауконитовых песках и песчаниках мощностью 15-35 м. В рудоносном горизонте выделяется от 2 до 9 маломощных прослоев марганцевых руд. Выделяются руды оксидные, карбонатные и окисленные карбонатные. Среднее содержание марганца в рудах (в%): оксидных – 9,44, карбонатных – 8,80, окисленных карбонатных – 12,88.

Скандий-редкоземельно-урановое оруденение выявлено в Карагинском рудном районе Мангышлака. Оно приурочено к верхнеолигоценовым темно-серым глинам, насыщенным костным, преимущественно рыбным детритом. Известен ряд месторождений, наиболее крупными из которых являются Меловое, Томак, Тасмурун-Ащисай, Тайбагор. Уран и редкие земли связаны с костным детритом. Сумма редких земель в руде составляет 0,2%, а в костном детрите – 0,6-1,0%. Редкие земли представлены иттриевой и цериевой группами в соотношении 1:2,9.

Прибрежно-морские металлические полезные ископаемые более многочисленны и разнообразны. Это прежде всего титан-циркониевый россыпи олигоцен-миоценового и эоцен-олигоцен-миоценового возраста. Олигоцен-миоценовые россыпи распространены в Северном Приаралье, где установлено несколько субмеридиональных полос олигоцен-миоценовых песков, обогащенных ильменитом, рутилом, лейкоксеном и цирконом. Протяженность полос 60-100 км при ширине до 30 км. Содержание полезных минералов в песках редко превышает 40 кг/м³ условного ильменита и только иногда составляет 100 кг/м³. В неогеновых титан-циркониевых россыпях Северного Устьурта, обнажающихся в чинках плато Устьурт, среднее содержание минералов составляет (в кг/м³): ильменита – 48,6, рутила – 2,3, лейкоксена – 0,8, циркона – 14,7. Все россыпи изучены плохо.

Эоцен-олигоцен-миоценовые россыпи распространены в Западном Примугоджарье и по северному обрамлению Казахстанского щита. В Западно-Примугоджарской провинции находится крупнейшая в Казахстане россыпь Шокаш и ряд более мелких месторождений (Новомихайловская, Ащисай, Шубарсай и др.). Шокашская россыпь занимает площадь в 10 км² при мощности рудоносных песков 4-7 до 11 м. Содержание полезных минералов в песках составляет (в кг/м³): ильменита – 111,9-122,5, рутила – 8,0-11,0, лейкоксена – 5,1-7,2, циркона – 14,5-22,0, монацита – 0,05-0,5. В Северном Казахстане выявлены россыпи Обуховская, Горьковская, Березовская, Заячья и др. Тяжелая фракция песков этих россыпей на 85-95% состоит из минералов титана и циркона, причем содержание циркона превышает 15%, а в наиболее крупных россыпях достигает 26,4%. К этому же возрасту относятся титан-циркониевые россыпи Западного Торгая (Кумколь, Алансор, Шарсор и др.) с низкими, редко превышающими 40 кг/м³ содержаниями полезных минералов.

Приуроченные к прибрежно-морским эоценовым отложениям Сырдарьинской впадины селен-урановые месторождения Кызылколь, Чаян, Лунное входят в группу урановых комплексов, в которых рудообразование связано с региональными зонами пластового окисления, и служит южным продолжением Уванас-Канжуганской рудной зоны Шу-Сарысуиской ураноносной провинции. Оруденение связано с границами зон пластового окисления в проницаемых прибрежно-морских эоценовых песках, вытягиваясь вдоль них на сотни до нескольких тысяч метров при ширине от десятков до 300 метров и мощности 0,6-6,0 м. Содержание урана в рудных телах 0,016-0,506%. По запасам месторождения средние.

На северо-западе Торгайского прогиба в заливе турон-сенонского моря образовались месторождения оолитовых железных руд Аят, Уйское, Казанбасы-Аспанкульское, Кондратьевское. Перспективные запасы руды наиболее крупного из них превышают 10 млрд. т. Рудный пласт выдержан по простиранию, мощность его меняется от 1-3 м на востоке до 6-9 м на западе. По составу выделяются руды гидрогетитовые, гидрогетит-лептохлоритовые и лептохлоритовые. Среднее содержание железа в руде 37,1%.

В Горном Мангышлаке в пределах Бескембир-Бесшокинской рудной зоны известно около 200 проявлений меди, приуроченных к пермо-триасовым песчаниково-алевролитовым отложениям. Большинство из них относится к типу медистых песчаников, а часть, по данным [30], к типу медистых сланцев. Проявления характеризуются незначительными размерами – до десятков метров в

поперечнике при содержании меди 0,10-1,09%. В целом рудоносные отложения прослежены на первые десятки километров, но обследованы только с поверхности и несколькими скважинами.

Аллювиальные месторождения железа, образовавшиеся в поймах и руслах палеорек, распространены в Приаралье (Кокбулак, Кутанбулак, Талды-Эспе и др.), Торгае (Лисаковское, Кировское, Шиелинское) и Северном Прииртышье (Лощиновское, Шидертинское, Куозек и др.). Все они приурочены к песчано-глинистым, песчано-алевритовым и песчано-гравийным пойменным и русловым отложениям олигоценых речных долин, врезанных в чеганские глины. Руды конкреционные гидрогетитовые, гидрогетит-лептохлоритовые и гидрогетит-сидеритовые. На разрабатываемом Лисаковском месторождении рудоносная длина палеодолины достигает 100 км при ширине 3-8 км. Размер отдельных рудных залежей – до первых десятков километров по длине и первых километров по ширине. Запасы руд месторождения составляют около 3 млрд. т. при содержании железа 35,4%. Остальные месторождения имеют аналогичное строение, но недоразведаны.

К **озерно-аллювиальным** мел-палеогеновым отложениям приурочены гидрогенные месторождения урана, связанные с зонами пластового окисления: Уванас, Канжуган, Моинкум, Мынкудук, Харасан, Инкай, Буденовское и др. в Шу-Сарысуйской и Сырдарьинской депрессиях, Сулучекинское, Малай-Сары и др. в Илийской впадине. Рудные залежи месторождений вытянуты вдоль зон пластового окисления до 20-40 км при ширине 50-800 м до 1,7 км, реже образуют изометричные тела до 1,5-2,5 км в поперечнике. Мощность рудных залежей 3,5-8,0 м, иногда до 20 м и более. Содержание урана в рудах 0,035-0,070%, реже 0,1-0,3%, в отдельных гнездах до процента и определяется количеством углефицированного углистого вещества.

В Шу-Сарысуйской депрессии к этим же отложениям приурочены мелкие иттриево-редкоземельные месторождения и проявления (Аккенсе, Тума и др.). Рудные тела представлены протяженными (до 40 км и более) пластовыми залежами мощностью до 10 м. Средние содержания полезных компонентов составляют (в г/т): лантан – 26,3, церий – 25,5, празеодим – 6,3, неодим – 15,7, самарий – 3,1, гедолий – 5,4, иттрий – 50-100, сумма редких земель и иттрия – 300-1000.

С **пролювиально-аллювиальными** отложениями связаны Караоткельская и Сатпаевская титан-циркониевые россыпи. Они тяготеют к Преображенскому пермско-триасовому габбро-гранитоидному массиву, отличающемуся повышенным содержанием ильменита. В мезозойской коре его выветривания содержится 18,2 кг/м³ ильменита и 2,4 кг/м³ циркона. Рудоносные глинистые пески россыпи Караоткель содержат 40-300 кг/м³ ильменита и 6,3 кг/м³ циркона. Разведанная площадь россыпи составляет 5500х150-650 м², мощность рудных песков 4-10 м.

Делювиально-элювиальные месторождения представлены корами выветривания, сохранившимися на месте образования или незначительно перемещенными по склону. С латеритными корами выветривания по ультрабазитам связано силикатное кобальт-никелевое оруденение. Проявления этого типа присутствуют во всех ультрабазитовых поясах Казахстана, но промышленное значение они имеют только в Мугоджарах (Кемпирсайская группа месторождений) и на западном склоне Торгайского прогиба (месторождения Шевченковское и Кундыбай). В корях выветривания месторождений выделяются снизу вверх зоны дезинтегрированных серпентинитов, выщелоченных серпентинитов, нонтронитизированных серпентинитов и нонтронитов, красных и бурых охр, иногда с включениями бирбиритов. Мощность кор выветривания обычно не превышает 25-30 м, но по зонам нарушений и по контактам пород иногда образуются линейные коры выветривания мощностью до 100 и более метров. Промышленное никелевое оруденение с содержанием никеля 0,9-2,6% концентрируется в зоне нонтронитизированных серпентинитов и нонтронитов, реже в зонах выщелоченных серпентинитов и цветных охр.

С меловыми латеритными корами выветривания, которые фрагментарно сохранились в Мугоджарах, на западном и восточном склонах Торгайского прогиба, в северной части Центрального Казахстана, в Южном Прибалхашье, в юго-восточной части хребта Большой Каратау, связаны мелкие месторождения и проявления бокситов. В центральной части Торгайского прогиба, где коры выветривания сохранились от размыва благодаря мощной крышке морских и континентальных отложений, на глубине до 200 м выявлены промышленные месторождения Наурзумское, Кокतालское, Кушмурунское, Приозерное, Западно-Убоганское. Среднее содержание Al₂O₃ в рудах месторождений составляет 28-58%.

В Северном Казахстане лейкократовые граниты Золотоношенского, Еленовского, Лосевского, Легаевского и др. массивов обогащены редкими землями. Содержание редких земель в корях выветривания по ним составляет сотые-десятые доли процента. В единичных пробах – до 1-2%. В Восточном Зауралье и Улытау редкоземельные коры выветривания образуются по докембрийским амфиболитам, гнейсам, кристаллическим сланцам. Содержание редких земель в них также низкое – 0,1-0,3%, редко первые проценты. Изучение редкоземельных кор выветривания в Казахстане находится на начальной стадии.

Карстовые месторождения служат основными источниками алюминиевого сырья в Казахстане. Они связаны с палеогеновыми (Амангельдинская группа месторождений) и меловыми (Краснооктябрьская группа месторождений) латеритными корами выветривания, переотложенными в карстовые воронки в фамен-турнейских или ордовикских карбонатных толщах. Приуроченность бокситовых месторождений к этим толщам обусловила обогащение бокситоносных отложений свинцом и цинком. Для многих из них характерны также повышенные содержания золота, хотя при разведке месторождений внимания на их золотоносность не обращалось и сведения о золотоносности бокситов носят случайный, отрывочный характер. Тем не менее в Восточно-Мугоджарском районе, хорошо изученном на бокситы, выявлено карстовое золотое месторождение Южно-Балкымбайское.

Амангельдинская группа месторождений составляет Восточно-Торгайский бокситоносный район. Ведущими являются Аркалыкское, Северное, Нижнеашутское, Верхнеашутское и Уштобинское месторождения. Каждому месторождению соответствует своя бокситоносная зона, перспективы каждой из которых, кроме Аркалыкской выработанной, не определены: в процессе эксплуатационной разведки и поисков между известными залежами бокситов выявляются новые.

Месторождения Краснооктябрьской группы расположены в Западно-Торгайском районе, где они образуют три бокситоносные зоны, с запада на восток Ливановская, Краснооктябрьская и Таунсорская. Почти повсеместно бокситорудные отложения перекрыты континентальными и морскими отложениями верхнего мела мощностью до 180 м. Мощность этих отложений увеличивается с запада на восток: в Ливановской зоне она составляет 20-50 м, в Краснооктябрьской – 50-110, а в Таунсорской – 110-180. Содержания глинозема в бокситах равно 35-45%. Мелкие месторождения и проявления бокситов мелового возраста известны также в Целиноградском и Экибастузском бокситоносных районах.

Заключение. Выполненный металлогенический анализ определил геодинамическую позицию каждого вида полезных ископаемых Казахстана. Промышленные месторождения меди формировались в геодинамических обстановках активных транзиталий – в краевых вулканоплутонических поясах с задуговыми прогибами и в островных дугах. В первых оруденение представлено медистыми песчаниками и, в перспективе, сланцами, порфировыми и связанными с ними скарновыми месторождениями, во вторых – колчеданным и порфировым типами, реже типа Олимпик-Дам. С энзиматическими зонами коллизии связано медно-никелевое оруденение.

Основные запасы свинца и цинка установлены в энзиматических островных дугах, континентальных рифтах и пассивных континентальных окраинах. Свинец и цинк сопутствуют меди в месторождениях медистых песчаников, а цинк – и в колчеданных месторождениях энзиматических островных дуг. В магматических дугах вулканоплутонических поясов известны только мелкие месторождения и проявления свинца и цинка.

Золотое оруденение приурочено к энзиматическим зонам коллизии, где оно связано с тектоническими зонами в черносланцевых толщах и с прорывающими эти толщи интрузиями. Значительные запасы золота сосредоточены в эпитермальных и мезотермальных месторождениях золота краевых вулканоплутонических поясов и островных дуг, а также в качестве попутного компонента в колчеданных и медно-порфировых месторождениях этих структур. Распространение золотоносных россыпей и кор выветривания полностью определяется наличием коренных источников.

Промышленное редкометальное оруденение (молибден, олово, вольфрам) приурочено к металлогеническим зонам со зрелой континентальной корой: к тыловодужным магматическим поясам и энзиматическим зонам коллизии. Молибден, помимо того, является постоянным элементом порфировых и гипогенных урановых месторождений. Редкие земли фиксируются в тех же геоди-

намических структурах, что и редкие металлы. Большие перспективы на редкие земли связаны с аллювиально-озерными отложениями платформенного чехла в Шу-Сарысуйской депрессии.

Гипогенные месторождения урана локализованы в магматической дуге и в тыловом магматическом поясе девонского краевого вулканоплутонического пояса, в тех их частях, где они наложены на докембрийский фундамент. Основные активные в настоящее время запасы урана связаны с региональными зонами пластового окисления в озерно-аллювиальных и прибрежно-морских отложениях мезозой-кайнозойского платформенного чехла.

Промышленные месторождения хрома приурочены к ультрабазитам аккреционных призм, не вовлекавшихся в последующие коллизионные процессы. В аккреционных призмах в зонах коллизии и в сутурных зонах известны только мелкие разобщенные тела хромитов.

Месторождения силикатного никеля установлены в корях выветривания ультраосновных пород аккреционных призм и сутур зон коллизии. Медно-никелевое оруденение связано с габбро-норитовыми интрузиями энсиматических зон коллизии.

Промышленные скопления титана связаны с прибрежно-морскими и аллювиально-пролювиальными россыпями мезозой-кайнозойского платформенного чехла и базит-ультрабазитовыми интрузиями энсиматических зон коллизии.

Гипогенные месторождения железа в Казахстане связаны с энсиалическими островными дугами и континентальными рифтами. Возможна разработка некоторых скарновых месторождений краевых вулканоплутонических поясов. Основные перспективы связаны с освоением многомиллиардных запасов бурых железняков платформенного чехла и железистых кварцитов докембрия.

Основные месторождения марганца связаны с континентальными рифтами. Имеются перспективы выявления промышленных скоплений марганца в корях выветривания пород осадочного слоя океанического дна.

Алюминиевое сырье Казахстана связано с мезозойскими и палеогеновыми корами выветривания, особенно переотложенными в карстовые воронки. Потенциальным источником алюминия могут служить щелочные интрузии тыловых магматических поясов и алунитовые вторичные кварциты магматических дуг краевых вулканоплутонических поясов.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан. Полезные ископаемые. – Кн. 1. – М., 1989. – 542 с.
- [2] Геолого-минералогическая карта мира масштаба 1:15 000 000. Краткая объяснительная записка. – СПб.; М., 2000. – 24 с.
- [3] Жуков Н.М. Инфильтрационный метасоматизм и природные колонны гидротермалитов. – Алма-Ата, 1991. – 215 с.
- [4] Шадрин В.А. Вулканогенно-осадочные комплексы Валерьяновской структурно-фациальной зоны – главного железорудного пояса Тургай: Автореф. канд. дис., 1975.
- [5] Дымкин А.М. Контактво-метасоматические месторождения железа южной части Главной рудной полосы Тургай. – Новосибирск, 1962. – 238 с.
- [6] Кобзарь П.Н., Каймаков А.К., Кузнецов И.И. и др. Закономерности размещения и образования магнетитовых и хромитовых месторождений Мугоджар и Тургайского прогиба. – Алма-Ата, 1968. – 193 с.
- [7] Бекмухаметов А.Е. Формирование скарноворудных зон магнетитовых месторождений Южного Тургай. – Алма-Ата, 1970. – 206 с.
- [8] Кочергин И.А. Сарбайское магнетитовое месторождение. – Алма-Ата, 1971. – 157 с.
- [9] Чугуевская О.М., Новохатский И.П., Трофимов Н.А. О новом типе руд в магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба // ДАН СССР. – 1968. – Т. 178, № 1. – С. 185-186.
- [10] Тетерев Г.М. Основные закономерности размещения и образования магнетитовых месторождений Тургай // Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья. – Кустанай, 1970. – С. 96-108.
- [11] Беляшов Н.М. Полигенные месторождения магнетитовых руд в Тургае: Автореф. док. дис. – М., 1978. – 41 с.
- [12] Беспяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая. – Алматы, 1997. – 283 с.
- [13] Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. – М., 1984. – 496 с.
- [14] Журавлев Б.Я., Урываева А.П., Федоров Т.О., Четверикова Н.П., Беляев О.Е., Завражнов В.И., Зардиашвили И.И., Кошелева И.А., Чечик Н.Л. Казахстанский девонский краевой вулканический пояс // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. – М., 1977. – С. 167-183.
- [15] Жуков Н.М., Филимонова Л.Е. Пренит-халькопиритовая рудная ассоциация на медно-порфировом месторождении Актогай // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1979. – № 6. – С. 53-55.
- [16] Бахтеев М.К. Палеозойские орогенные вулканоплутонические пояса. – М., 1987. – 168 с.

- [17] Абдулкабиров М.А. Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. – Алма-Ата, 1975. – 240 с.
- [18] Губайдулин Ф.Г. и др. Грейзеновый тип оловянных месторождений в Северном Казахстане и его перспективы // Геология Казахстана. – 1994. – № 4. – С. 36-47.
- [19] Нурлыбаев А.Н. Нефелиновые сиениты Казахстана – новый вид комплексного сырья // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1964. – № 4. – С. 18-27.
- [20] Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Рифтогенная палеозойская история рудной провинции Каратау // Геотектоника. – 1988. – № 5. – С. 9-76.
- [21] Жуков Н.М., Павлова З.Н. Жезказганское месторождение медистых песчаников // Атлас моделей месторождений полезных ископаемых. – Алматы, 2004. – С. 26-30.
- [22] Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд хрома, титана, ванадия, силикатного никеля и кобальта, бокситов. – Алма-Ата, 1978. – 228 с.
- [23] Мирошниченко Л.А., Митряева Н.М., Покровская И.В. и др. Стратиформное оруденение Казахстана // Закономерности размещения полезных ископаемых. – Т. XIV. – М., 1985. – С. 57-68.
- [24] Мирошниченко Л.А. Тектоническая позиция и рудоносность Каратау // Геология и металлогения Каратау. – Т. 2. – 1987. – С. 5-20.
- [25] Никитин И.Ф., Цай Д.Т., Шлыгин А.Е., Никитина О.И. Рудовмещающие толщи Коксу-Текелийского рудного района // Отечественная геология. – 1993. – № 10. – С. 48-56.
- [26] Поляков Г.В., Кривенко А.П., Изох А.Э., Глотов А.И. Медьникеленосная пикрит-долеритовая формация Зайсан-Гобийской складчатой зоны // ДАН России. – 1994. – Т. 336, № 2. – С. 229-233.
- [27] Глотов А.И., Кривенко А.П., Поляков Г.В., Уварова Е.А. Петрология сульфидного медно-никелевого месторождения Колотон (Северо-Западный Китай) // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 11. – С. 990-1001.
- [28] Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. Большой Алтай (Геология и металлогения). – Кн. I, II. – Алматы, 1998. – 298 с.
- [29] Колотилов Л.И., Горяев С.М., Крутихин И.М., Прищепкин В.Б. Закономерности размещения и образования хромитовых месторождений // Закономерности размещения и образования магнетитовых и хромитовых месторождений Мугоджар и Тургайского прогиба. – Алма-Ата, 1968. – С. 249-280.
- [30] Акылбеков С.А., Ниценко П.А. Твердые полезные ископаемые Горного Мангыстау // Изв. НАН РК. Серия геол. – 2005. – № 1. – С. 39-49; 2005. – № 1. – С. 39-49.

REFERENCES

- [1] Geology of the USSR. V. XX. Central Kazakhstan. Minerals. - V. 1. M., 1989. 542 p. (in Russ.).
- [2] Geological mineragenous world map scale of 1:15 000 000. A brief explanatory note. SPb.; M., 2000. 24 p. (in Russ.).
- [3] Zhukov N.M. Infiltration metasomatism and natural columns of hydrothermalites. Alma-Ata, 1991. 215 s. (in Russ.).
- [4] Shadrina V.A. Volcanogenic-sedimentary complexes of Valeryanovsky structural and facies zone - the main iron ore belt of Turgay: Autoref. cand. dis., 1975. (in Russ.).
- [5] Dymkin A.M. Contact-metasomatic deposits of iron ore of south part of the Main ore trend of Turgay. Novosibirsk, 1962. 238 p. (in Russ.).
- [6] Kobzar' P.N., Kaimakov A.K., Kuznetsov I.I. and ot. Patterns of distribution and the formation of magnetite and chromite deposits of Mugodzhjar and Turgay trough. Alma-Ata, 1968. 193 p. (in Russ.).
- [7] Bekmukhametov A.E. Formation scarn ore zones of magnetite deposits of the South Turgay. Alma-Ata, 1970. 206 p. (in Russ.).
- [8] Kochergin I.A. Sarbajskoe magnetitovoe mestorozhdenie. Alma-Ata, 1971. 157 s. (in Russ.).
- [9] Chuguevskaja O.M., Novohatskij I.P., Trofimov N.A. A new type of ore of magnetite deposits in the Turgai depression. RAN SSSR. 1968. V. 178, N 1. P. 185-186. (in Russ.).
- [10] Teterev G.M. Basic patterns of distribution and formation of magnetite deposits of Turgay. Magmatism and endogenous metallogeny of Zauralye. Kustanai, 1970. P. 96-108. (in Russ.).
- [11] Beljashov N.M. Polygenic deposits of magnetite ore in Turgai: Autoref. Doc. dis. M., 1978. 41 p. (in Russ.).
- [12] Bespayev Kh.A., Polanski N.V., Ganzhenko G.D. Geology and Metallogeny of the Southwestern Altai. Almaty, 1997. 283 p. (in Russ.).
- [13] Mitchel A., Garson M. Global tectonic position of mineral deposits. M., 1984. 496 p. (in Russ.).
- [14] Zhuravlev B.Ya., Uryvaeva A.P., Fedorov T.O., Chetverikova N.P., Belyaev O.E., Zavrazhnov V.I., Zardiashvili I.I., Kosheleva I.A., Chechik N.L. Kazakhstan Devonian boundary volcanic belt. Geology and Mineral Resources of Central Kazakhstan. M., 1977. p. 167-183. (in Russ.).
- [15] Zhukov N.M., Filimonova L.E. Prehnite-hadkopiritovaya ore Association for copper-porphyry deposits of Aktogai. Nwes of AN KazSSR. Ser. geol. 1979. N 6. P. 53-55. (in Russ.).
- [16] Bakhteev M.K. Paleozoic orogenic volcanoplutonic belt. M., 1987. 168 p. (in Russ.).
- [17] Abdulkabirova M.A. Arched-block structure and endogenous deposits of Northern Kazakhstan. Alma-Ata, 1975. 240 p. (in Russ.).
- [18] Gubajdulin F.G. and oth. Greisen type of tin deposits in Northern Kazakhstan and its prospects. Geology of Kazakhstan. 1994. N 4. P. 36-47. (in Russ.).
- [19] Nurlybaev A.N. Nepheline syenites of Kazakhstan - a new kind of composite raw materials. News of AS Kazakh SSR. Ser. Geol. 1964. N 4. P. 18-27. (in Russ.).

- [20] Ljubeckij V.N., Ljubeckaja L.D. Paleozoic rifting history of Karatau ore province. *Geotectonics*. 1988. N 5. P. 9-76. (in Russ.).
- [21] Zhukov N.M., Pavlova Z.N. Zhezkazgan deposit of copper sandstones. *Atlas of models of mineral deposits*. Almaty, 2004. P. 26-30. (in Russ.).
- [22] Metallogeny of Kazakhstan. Ore formations. Deposits of chromium, titanium, vanadium, nickel and cobalt silicate, bauxite. Alma-Ata, 1978. 228 p. (in Russ.).
- [23] Miroshnichenko L.A., Mitrjaeva N.M., Pokrovskaja I.V. I dr. Stratiformnoe orudnenie Kazahstana. *Zakonomernosti razmeshhenija poleznyh iskopaemyh*. T. XIV. M., 1985. S. 57-68. (in Russ.).
- [24] Miroshnichenko L.A. Tectonic position and ore bearing of Karatau. *Geology and metallogeny of Karatau*. V. 2. 1987. P. 5-20. (in Russ.).
- [25] Nikitin I.F., Caj D.T., Shlygin A.E., Nikitina O.I. Ore-bearing strata of Koksut-Tekeli ore district. *Patriotic geology*. 1993. N 10. P. 48-56. (in Russ.).
- [26] Polyakov G.V., Krivenko A.P., Izoh A.Ye., Glotov A.I. Copper nickel picrite-dolerite formation of Zaisan-Gobi folded zone. *RAN of Russia*. 1994. V. 336, N 2. P. 229-233. (in Russ.).
- [27] Glotov A.I., Krivenko A.P., Polyakov G.V., Uvarova E.A. Petrology of sulfide copper-nickel deposit of Koloton (Northwest China). *Geology and Geophysics*. 2002. V. 43, N 11. P. 990-1001. (in Russ.).
- [28] Shherba G.N., Dyachkov B.A., Stuchevskiy N.I. and oth. *Big Altai (Geology and metallogeny)*. V. I, II. Almaty, 1998. 298 p. (in Russ.).
- [29] Kolotilov L.I., Goryaev S.M., Krutikhin I.M., Prishhepkin V.B. Patterns of distribution and the formation of chromite deposits. Patterns of distribution and formation of magnetite and chromite deposits of Mugodzhar and Turgay trough. Alma-Ata, 1968. P. 249-280. (in Russ.).
- [30] Akylbekov S.A., Nicenko P.A. Solid minerals of Mining Mangistau. *News of NAS RK. Series Geol.* 2005. N 1. P. 39-49; 2005. N 1. P. 39-49. (in Russ.).

ЖАҢА ЖАҚАНДЫҚ ТЕКТНИКАНЫҢ ПОЗИЦИЯСЫ ЖАҒЫНАН ҚАЗАҚСТАННЫҢ МЕТАЛЛОГЕНИЯСЫ

М. Ш. Өмірсеріков, Н. М. Жуков, Х. А. Беспаяев

Қ. И. Сәтбаев атындағы Геологиялық ғылымдар институты, Алматы, Қазақстан

Тірек сөздер: металлогения, геодинамикалық жағдайлар, Қазақстан, мұхиттық қабат, құрлықтық қабат, кен пайдалы қазбалары.

Аннотация. Қазақстанның металлогениясы палеогеодинамикалық жағдайлармен анықталады. Әрбір палеогеодинамикалық жағдайлар жеке-жеке зерттеу үшін сол аумақты таңдауды толықтай анықтайтын, өзіне ғана тән пайдалы қазбалар кенорнына кешеніне жауап береді.

Поступила 04.02.2015 г.

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 1, Number 409 (2015), 36 – 41

ABOUT THE LITHOFACIAL FEATURES OF COPPER STRATIFORM DEPOSITS OF ZHEZKAZGAN

A. B. Baibatsha, A. A. Bekbotayeva

Kazakh national technical university named after K. I. Satpayev, Almaty, Kazakhstan.

E-mail: baibatsha48@mail.ru; a.bekbotaeva@mail.ru

Key words: copper stratiform deposits, lithogenetic types, Zhezkazgan Formation.

Abstract. The copper stratiform deposits located in sedimentary rocks (sediment-hosted), considerably differ in sizes, stocks and metal association. The Geological service of the USA classified the copper stratiform deposits into three subtypes: facies of the recovery environment (reduced facies), red layers (redbed), multicoloured layers (revett). Characteristic feature of ore-bearing strata of the Zhezkazgan area is the color contrast caused by interbedded red and grey beds. Ore-bearing Zhezkazgan Formation is divided into 12 lithogenetic types of rocks.

УДК 553.3

ЖЕЗҚАЗҒАН ТИПТІ СТРАТИФОРМДЫҚ МЫСТЫ ҚҰМТАС КЕНОРЫНДАРЫНЫҢ ЛИТОФАЦИЯЛЫҚ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ ТУРАЛЫ

Ә. Б. Байбатша, А. А. Бекботаева

Қ. И. Сәтбаев атындағы Қазақ ұлттық техникалық университеті, Алматы, Қазақстан

Тірек сөздер: стратиформдық мыс кенорындары, литогенетикалық типтер, жезқазған сериясы.

Аннотация. Шөгінді таужыныстарда орналасқан (sediment-hosted) стратиформдық мыс кенорындары өздерінің өлшемдері, қоры және металдарының ассоциациясы бойынша айтарлықтай ерекшеленеді. АҚШ Геологиялық қызметінің жіктелімі бойынша, стратиформдық мыс кенорындары үш типшеге бөлінеді: тотықсыздандырушы ортаның фациялары (reduced facies), қызыл түсті қабаттардың (redbed) және түрлі түсті қабаттардың (revett). Жезқазған ауданы рудалы қаткабатына тән ерекшелікке қызыл түсті және сұр түсті таужыныстар қабаттарының араласып орналасуына байланысты бояуының контрастылығы жатады. Жезқазған сериясының рудалы қаткабатында таужыныстардың 12 литогенетикалық типі бөлінген.

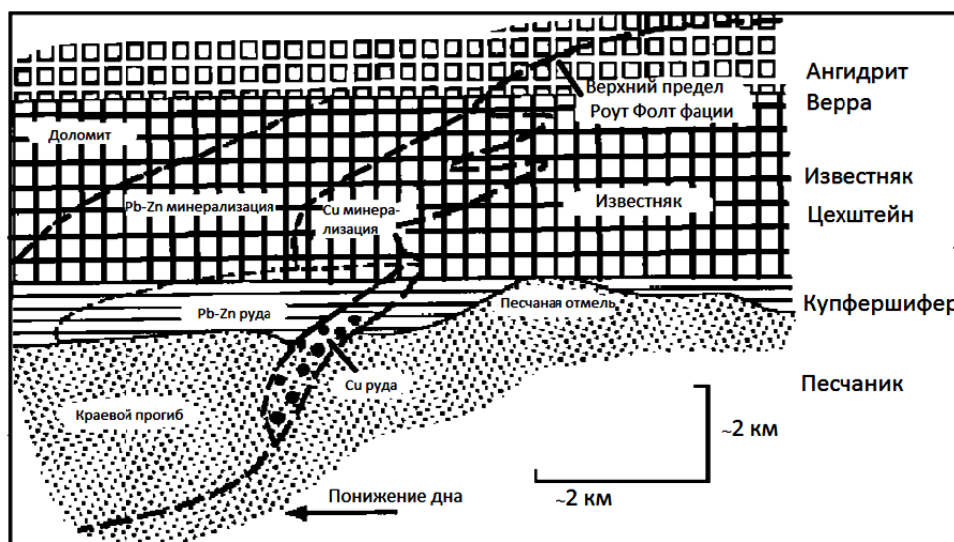
Кіріспе. Шөгінді таужыныстарда орналасқан (sediment-hosted) стратиформдық мыс кенорындары бір-бірінен өздерінің әртүрлі ерекшеліктері бойынша айрықшаланады. Дегенмен олардың ортақ жалпы белгілері де бар, мәселен, руданың белгілі бір горизонттарда ғана орналасуы, кен денелерінің қалыңдығы шамалы болғанымен, алаңы бойынша біршама үлкен болуы, руданың ұсақ түйірлі мыс сульфидтерінен тұруы және айқын зоналанғандығы сияқты.

Ірі мыс кенорындары орналасқан жерлер: Орталық Африка мысты белдеуіндегі Замбия (Нчанга, Чамбиши кенорындары) мен Конго ДР (Тенке-Фунгуруме кенорны), Қазақстандағы Жезқазған өңірі, АҚШ-тың Мичиган штатындағы Уайтпайн кенорны мен Монтана штатындағы Спарлэйк кенорны, Польшадағы Любин-Щерошовиц пен Қытайдағы Донгхуан кенорындары және басқалар [1].

АҚШ Геологиялық қызметі жасаған жіктелім бойынша стратиформдық мыс кенорындары үш: тотықсыздандырушы орта фациялары (reduced facies), қызыл түсті қабаттар (redbed), әртүрлі түсті қабаттар (revett) типіне бөлінеді [2].

Купфершифер (Германия-Польша) типшесі кенорындарының литофациялық ерекшеліктері. 1-суретте Купфершифер минералдануымен байланысты типтік геологиялық қиманың бір бөлігі көрсетілген.

Купфершифер төменгі пермь қызыл түсті құмтасымен астыланады, ол құрамында төменгі бөлігінде бимодалы вулканит қабатшалары және жоғарғы жағында галит линзалары бар континенттік қызыл түсті таужыныстардан тұрады.



1-сурет – Цехштейннің төменгі жағының (PZ₁ циклінің төменгі бөлігі) сұлба қимасы және Роут Фолт стратиграфиясы мен фациясына қатынасы бойынша сульфид минералдану сұлбасы [3]

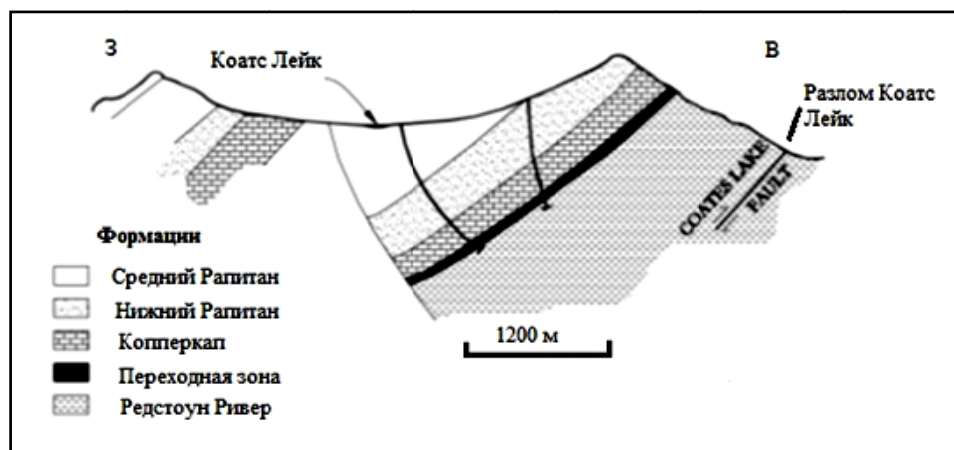
Қызыл түсті таужыныстар аридттік шала құрғақ жағдайларда тұйық теңіз алаптарындағы континент іші рифтогенездік жарылымдар зонасы ауқымында түзілген, мұндай жағдай варис орогенезінің (карбон) соңында орнаған. Сілтілі вулкандық таужыныстар шөгінді таужыныстармен қабаттасып, олардың қалыңдығы Предсудет моноклинінде (Польшаның оңтүстік-батысында) 1500 метрге жетеді де рифт (Аутуриан) түбін құрайды. Пермь дәуірінің соңында Цехштейн теңізінің трансгрессиясы теңіз сазының, доломит пен эвапориттердің түзілуіне әкеліп, рифт алабын толығымен және көтерілген қайраңдарды жауып қалған. Кейбір қызыл түсті таужыныстар саяз сулы теңіздің сынықты таужыныстарына қайта түзілген. Цехштейн шөгінділері әртүрлі шөгінді таужыныстар: Цехштейн конгломератының, Гралигенд сұр құмтасы мен Вейслигенд ақ құмтасының үстінде жаралған. Триас пен бастапқы юра ағымында тектоникалық саябырсу жағдайларында Цехштейн шөгіндітүзілуі жалғасып, оның қалыңдығы 2500 метрге дейін жеткен. Бұл континенттік түзілімдер мен шағын теңіз алаптарының шөгінділері төрт шөгінді циклінен тұрған. Әр цикл саз түзілімдерден (теңіз трансгрессиясынан) басталып, эвапорит түзілімдерімен аяқталады.

Купфершифер кенорынының түптік бөлігі осы өңірде орын алған ұзаққа созылған шөл кезеңінен кейінгі трансгрессияның (PZ₁) бірінші циклі түзілімдерінен тұрады. Купершифердің литологиялық әркелкілігі алаптың палеотопографиясымен байланысты. Алаптың тереңдеу бөліктерінде қара түсті сапропель тақтатасы әктас қабатшаларымен түзілген, ал оның саяздау бөліктерінде доломит пен саз түзілімдер жаралған. Купфершифер түзілуінің жалпы картинасы тотықтырушы ортаның азайғанын және теңіз түбі тотықсыздандырушы ортасының артқанын көрсетеді, бұл жағдай алап тереңдігінің артуына және жағадан қашықтығына байланысты болады [4]. Барлық жерде Купфершивердің жоғарғы бөлігі әктаспен және доломитпен (Цехштейнкалк немесе Цехштейн әктасы) көмкерілген, олар өз кезегінде ангидритпен (Верра ангидрит) жабылған.

Сульфид минералдану Купфершифердің қалыңдығы мен құрамына байланысты Цехштейн конгломератында, Вейслигенд ақ құмтасында, Купфершифер мен Цехштейнкалкінде байқалады. Минералданудың негізгі бөлігі майда түйірлі (<50 мкм) сеппелер түрінде оқшауланған және

қабаттылықпен үйлесімді жайғасқан органикаға бай түзілімдерде шоғырланған. Минералданудың шамалы бөлігі ірі түйірлі (>100 мкм) агрегаттар мен линзаларда желішіктер түрінде байқалып, олар қабаттылыққа қатысты үйлесімді де, үйлесімсіз де пішіндер жасап жайғаса алады [5].

Редбед типшесі кенорындарының литофациялық ерекшеліктері. Редстоун мысты белдеуінің кенорындары Канаданың солтүстік-батысында орналасқан. Мыс минералдануы Маккензи Моунтинс неопротерозой сериялар бірлестігінің карбонат түзілімдерінде (2-сурет). Бұл сериялар бірлестігі төменде сипатталған таужыныстар топтарынан тұрады. Литтл Дал тобы қалыңдығы мощностью 0-ден 500 м-ге дейінгі строматолитті доломиттен және базальттан (0 до 90 м) тұрады [6].



2-сурет – Редстоун кенорының сұлба қимасы (Гоурлей, 2003)

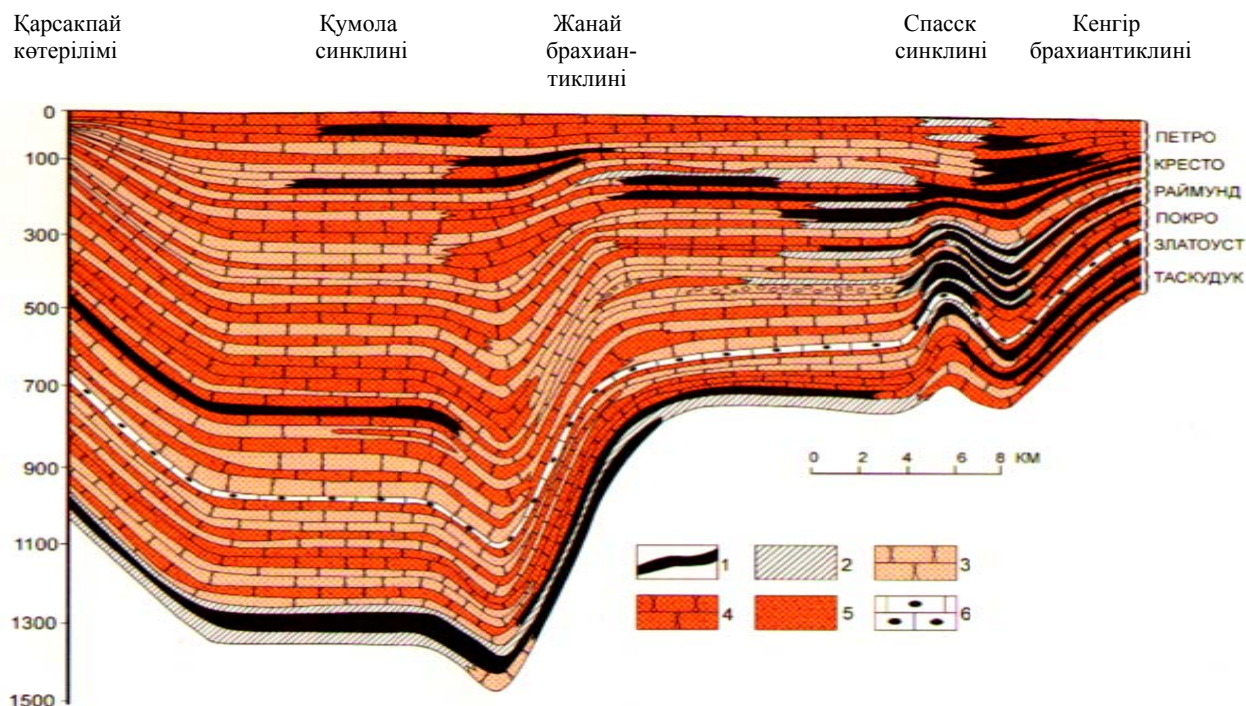
Коатс Лейк тобы бірнеше формацияға бөлінеді. Тандерклауд формациясының қалыңдығы 0-ден 300 м-ге дейін және ол строматолитті доломиттен, эвапориттен, аргиллит пен құмтастан тұрады. Редстоун Ривер формациясының төменгі жағы эвапорит пен брекчиядан (0-ден 200 м-ге дейін) тұрса, ал жоғарғы жағы эвапориттен, алевролиттен, брекчиядан, қызыл және жасыл алевролиттен, құмтас пен конгломераттан тұрады (барлық таужыныстар құрамында карбонаттар бар және олардың түсі қызыл болады), формацияның қалыңдығы 0-ден 800 м-ге дейін. Копперкап формациясы үшке бөлінген. Оның төменгі бөлігінде Өтпелі зона бар (40 м-ден 110 м-ге дейін), ол жағалау-теңіз фацияларының эвапоритінен, доломитінен, қабатты әктасынан, қызыл және жасыл алевролитінен тұрады. Ортаңғы зона сазды әктас пен карбонатты тақтатастан тұрса (қалыңдығы 0-72 м), ал жоғарғысы – қабатталған строматолитті әктас пен доломиттен (0-165 м). Бұл формацияның барлық карбонат таужыныстарының иісі жағымсыз және түсі қара болады.

Рапитан тобы турбидиттік, кремнийлі қызыл алевролиттен, күңгірт-күрең және жасыл кластит пен тиллиттен тұрып, олар Коатс Лейк пен Литтл Дал топтары таужыныстарына үйлесімсіз жайғасады.

Мысты минералдану Коутс Лэйк тобы мен Рапитан формациясы таужыныстарының барлығында таралған, бірақ өнеркәсіптік концентрациясы Өтпелі зонаның құрамында мыс бар сегіз горизонтында ғана болады.

Реветт типшесі кенорындарының литофациялық ерекшеліктері (әртүрлі түсті қабаттар). Мұнда *Жезқазған рудалы ауданының* мысты құмтас кенорындары жатқызылған, олар ортаңғы-жоғарғы карбонның жезқазған рудалы әртүрлі түсті қатқабатында орналасқан, қатқабат тасқұдық және жезқазған свиталарына бөлінеді (3-сурет) [7].

Солтүстік және Кумола топтарының кенорындары мен кенбілінімдері рудалы қатқабаттың төменгі жақтарында орналасқан. Кендену құрамында өсімдік қалдықтары бар (жыланды типі) сұр түсті құмтаста дамиды. Кенгір антиклинін мен Спасск синклинінде құрамында рудалану бар сұр түсті таужыныстар, қызыл түсті алевролит будаларымен кезектесіп, рудалы свиталар қимасында толық таралып, Жезқазған кенорнын жасайды. Батысқа қарай сұр түсті таужыныстар қимада шектеулі таралған, бірақ құрамында өсімдік қалдықтары бар сингенетикалық сұр түсті құмтас пен аргиллиттің ұстамды будасы тасқұдық горизонтының төменгі жағында қадағаланып, жылынды



3-сурет – Жезқазған рудалы свиталарының құрылым созылымына көлденең литофациялық профилі:
 1-2 – сұр түсті таужыныстар: 1 – құмтас, 2 – аргиллит; 3-5 – қызыл түсті таужыныстар: 3 – құмтас басым будалар,
 4 – алевролит пен аргиллит басым будалар, 5 – аргиллит пен алевролит; 6 – кремнийленген әктас
 (Сейфуллин С.Ш. және басқалар)

Жезқазған кенорны таужыныстарының литологиялық-фациялық типтері

Фациялар – олардың белгіленуі	Таужыныстардың литогенетикалық типтері және құрылымы	Қабаттылық типтері	Қалыңдығы, м
1. Дельтаның суасты бөлігі – ПР	ПР-1 – сұр құмтас орташа түйірлі, құрамында конгломерат қабатшалары бар	Ірі қиғаш	20–40
	ПР-2 – сұр құмтас ұсақ түйірлі, құрамында жасыл алевролит қабатшалары бар	Қиғаш, көлбеу	10–30
2. Саязсу және тоқын иірімі – ПВ	ПВ-1 – сұр құмтас ұсақ түйірлі иірім белгілірі бар	Көлбеу, белесті	5–10
	ПВ-2 – ұсақ түйірлі қошқыл құмтас, қызыл алевролит пен аргиллит иірім белгілері бар	Ұсақ белесті	3–5
3. Субаэралық дельта – АР	АР-1 – қошқыл, қошқылдау сұр ұсақ түйірлі құмтас	Ірі қиғаш, қиғашбелесті	5–30
	АР-2 – қошқыл ұсақ түйірлі құмтас	Қабаттылау, кейде көлбеу	5–30
4. Жағалау-теңіз жазығы – РП	РП-1 – қызыл алевролит, құрамында мол карбонат жиырылымдары, псевдоморфозалары және кебірсу жарықшақтары бар	Жентек	10–30
	РП-2 – қошқыл ұсақ түйірлі құмтас пен қызыл алевролиттің қабаттасуы, карбонат жиырылымдары бар	Ұсақ линза тәрізді белесті, тандақ	10–20
5. Көл – АО	Қошқыл ұсақ түйірлі құмтастың, қызыл алевролит пен аргиллиттің қабаттасуы, кебірсу жарықшақтары бар	Жұқа көлбеу, кейде ұсақ белесті	2–10
6. Жайылым – АП	Жұқа қызыл аргиллиттің, алевролиттің және қошқыл ұсақ түйірлі құмтастың қабатталуы, карбонат конкрециялары бар	Жұқа белесті, қауырсынды, тандақ	1–2
7. Континент теңізі – МАК _м	МАК _м -1 – қызыл, сургуч алевролит пен аргиллит	Жасырын жұқа-көлбеу	5–10
	МАК _м -2 – қызыл аргиллит пен алевролит, әктас қабатшалары бар	Көлбеу, жасырын	3–10

типі рудалануды сыйыстырады (Жезді, Шилісай, Бәсентісай, Әділбексай, Келдібек кенбілі-німдері).

Ауданның рудалы қатқабатына тән ерекшелігіне таужыныстар түсінің әртүрлілігі жатады, ол қызыл түсті және сұр түсті таужыныстардың қабатталып орналасуына байланысты [8, 9]. Жез-қазған сериясының рудалы қатқабатында таужыныстардың 12 литогенетикалық типі бөлінген. Анықталғаны, рудалану дельта фациясының суасты бөлігі құмтасымен байланысты, өйткені тек осы құмастар ғана рудалы ерітінділер енуіне және руда түзілуіне қолайлы коллекторлық қасиеттерге ие екендігінде [10, 11].

Жаралу жағдайлары бойынша континенттік құмтастар (А), континенттіктен теңіздікке өтпелі таужыныстар (П) және саязсулы теңіз (М) түзілімдері бөлінеді. Бөлінген фациялар мен таужы-ныстар литогенетикалық типтері олардың кенорынның рудалы қатқабаты құрылысында таралғандығы бойынша сипатталған, ал олардың белгіленуі Атлас [12] бойынша берілген (кесте).

ӘДЕБИЕТ

- [1] Kirkham R.V. Distribution, settings, and genesis of sediment-hosted stratiform copper deposits // *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper.* – 1989. – 36. – P. 3-38.
- [2] Cox D. P., Lindsey D. A., Singer D.A., Moring B.C., Diggles M. F. Sediment-Hosted Copper Deposits of the World: Deposit Models and Database. – Open-File Report 03-107 Version 1.3, 2003, revised 2007.
- [3] Rentzsch J. The “Kupferschiefer” in comparison with the deposits of the Zambian copper belt. In *Gisements stratiformes et province cuprifères* / P. Bartholème (ed.). Lige. – Belgium: Societ Gologique de Belgique, 1974. – P. 403-426.
- [4] Oszczepalski S. Kupferschiefer in southwestern Poland: sedimentary environments, metal zone and ore controls. - *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper.* – 1989. – 36. – P. 571-600.
- [5] Jowett E.C., A.Rydzewski, R.J.Jowett. The Kupferschiefer Cu-Ag ore deposits in Poland: a re-appraisal of the evidence of their origin and presentation of new genetic model // *Can. J. Earth Sci.* - 24, 1987. – P. 2016-2037.
- [6] Gourlay A.W. Vancouver, Independent technical review of the Coats Lake Copper Deposit Nahanni mining district. Western Northwest Territories for CRS Copper Resources Corp. and First Trimark Ventures Inc. – P. *Geol., FGAC.* – March 2003.
- [7] Сейфуллин С.Ш., Нуралин Н.Н., Копяткевич Л.В., Джаминов К.Д. Стратиформные месторождения меди запад-ной части Центрального Казахстана. – Ата-Ата: Наука, 1976. – 249 с.
- [8] Тажибаева П.Т. Литологические исследования Жезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Жезказ-ганского месторождения. – Алма-Ата, 1964. – 277 с.
- [9] Сатпаева М.К. Медный пояс Жезказган-Айнак // *Изв. НАН РК. Серия геол.* – 2005. – № 6. – С. 15-31.
- [10] Байбатша А.Б. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых с основами геоинформатики. – Алматы: Ғылым, 2003. – 320 с.
- [11] Байбатша А.Б. О новом взгляде на геологическое строение и геодинамическое развитие территории Казахстана // *Изв. НАН РК. Сер. геол.* – 2008. – № 2. – С. 66-74.
- [12] Ботвинкина Л.Н., Жемчужников Ю.А., Тимофеев П.П. и др. Атлас литогенетических типов угленосных отло-жений среднего карбона Донецкого бассейна. – М.: АН СССР, 1956. – 368 с.

REFERENCES

- [1] Kirkham R.V. Distribution, settings, and genesis of sediment-hosted stratiform copper deposits, *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper* 36, **1989**, P. 3-38.
- [2] Cox D. P., Lindsey D. A., Singer D.A., Moring B.C., Diggles M. F. Sediment-Hosted Copper Deposits of the World: Deposit Models and Database. *Open-File Report 03-107*, Version 1.3, **2003**, revised **2007**.
- [3] Rentzsch J. The “Kupferschiefer” in comparison with the deposits of the Zambian copper belt. In *Gisements strati-formes et province cuprifères*, P.Bartholème (ed.). Lige. Belgium: *Societ Gologique de Belgique*, **1974**, P. 403-426.
- [4] Oszczepalski S. Kupferschiefer in southwestern Poland: sedimentary environments, metal zone and ore controls. *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper.* **1989**, 36, P. 571-600.
- [5] Jowett E.C., A.Rydzewski, R.J.Jowett. The Kupferschiefer Cu-Ag ore deposits in Poland: a re-appraisal of the evidence of their origin and presentation of new genetic model. - *Can. J. Earth Sci.* **1987**, 24, P. 2016-2037.
- [6] Gourlay A.W. Vancouver, Independent technical review of the Coats Lake Copper Deposit Nahanni mining district. Western Northwest Territories for CRS Copper Resources Corp. and First Trimark Ventures Inc. *P.Geol., FGAC*, March **2003**.
- [7] Seifullin S.Sh., Nuralin N.N., Kopyatkevich L.V., Dzhaminov K.D. Stratiform copper deposits of western part of Central Kazakhstan. **1976**, A-Ata: Nauka, 249 p. (in Russ.)
- [8] Tazhibaeva P.T. Lithological studies of Zhezkazgan suites in connection with the problem of the genesis of Zhezkazgan ore deposits. **1964**, Alma-Ata. 277 p. (in Russ.)
- [9] Satpaeva M.K. Zhezkazgan-Aynak copper belt. News of *NAS RK. Series geolog.* **2005**, № 6, P. 15-31. (in Russ.)
- [10] Baibatsha A.B. Engineering geology of mineral deposits with the basics of geoinformatics. **2003**, Almaty, Gylym, 320 p. (in Russ.)
- [11] Baibatsha A.B. A new look at the geological structure and geodynamic development in Kazakhstan. *News of NAS RK, series geol.*, **2008**. № 2. P. 66–74. (in Russ.)
- [12] Botvinkina L.N., Zhemchuzhnikov Ju.A., Timofeev P.P. and oth. Atlas of lithogenetic types of coal-bearing deposits of the Middle Carboniferous Donets Basin. M.: AN SSSR, **1956**. 368 p. (in Russ.)

**О ЛИТОФАЦИАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СТРАТИФОРМНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ ТИПА ЖЕЗКАЗГАНА****А. Б. Байбатша, А. А. Бекботаева**

Казахский национальный технический университет им. К. И. Сатпаева, Алматы, Казахстан

Ключевые слова: стратиформные месторождения меди, литогенетические типы, жезказганская серия.

Аннотация. Стратиформные месторождения меди, расположенные в осадочных породах (sediment-hosted), значительно различаются по размерам, запасам и металлической ассоциации. По классификации Геологической службы США стратиформные месторождения меди подразделяются на три подтипа: фации восстановительной среды (reduced facies), красноцветных слоев (redbed), пестроцветных слоев (revett). Характерной особенностью рудоносной толщи Жезказганского района является цветовая контрастность, обусловленная переслаиванием красноцветных и сероцветных пород. В жезказганской серии рудоносной толщи выделены 12 литогенетических типов горных пород.

Поступила 04.02.2015 г.

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 1, Number 409 (2015), 45 – 45

CHONDRODITE RARE MINERAL FROM SKARN DEPOSITS OF CENTRAL KAZAKHSTAN

E. I. Kuznetsova, P. Ye. Kotelnokov, Z. N. Pavlova

Institute of geological sciences named after K. I. Satpaev, Almaty, Kazakhstan

Key words: chondrodite, rare mineral, humite group, skarn ore, Akchagyl deposit.

Abstract. Chondrodite - rare magnesium silicate containing fluorine. In Kazakhstan chondrodite is known so far only in magnesium-polymetallic skarn deposits of Akchagyl in northwest Pribalkhashye. It is met a marbled limestone in the form of scattered impregnation and its small condensations. The maximum size of its grains of 0.9 mm. Together with it there are augite, enstatite, magnetite, alymoshpinel, olivine, cordierite, phlogopite. The characteristics of chondrodite according to the results of microscopic study, data of the spectral and chemical analyzes is given.

УДК 549.616.2(574.3)

РЕДКИЙ МИНЕРАЛ ХОНДРОДИТ ИЗ СКАРНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Е. И. Кузнецова, П. Е. Котельников, З. Н. Павлова

Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева, Алматы, Казахстан

Ключевые слова: хондродит, редкий минерал, группа гумита, скарновые руды, месторождение Акчагыл.

Аннотация. Хондродит – редкий силикат магнезия, содержащий фтор.

В Казахстане хондродит известен пока только на полиметаллическом магнезиально-скарновом месторождении Акчагыл в северо-западном Прибалхашье. Он встречается в мраморизованном известняке в виде рассеянной вкрапленности и ее небольших сгущений. Максимальный размер его зерен 0,9 мм. Совместно с ним имеются авгит, энстатит, магнетит, алюмошпинель, оливин, кордиерит, флогопит. Приведена характеристика хондродита по результатам микроскопического изучения, данным спектрального и химического анализов.

Хондродит – островной силикат магнезия, содержащий фтор. Он входит в группу гумита – силиката, близкого по составу и структуре к оливину, но содержащего в кристаллической решетке слои $Mg[F,OH]$. В группе гумита различаются четыре очень близких минерала, отличающихся числом таких слоев [1]:

норбергит – $Mg_2SiO_4 \cdot Mg[F,OH]_2$, ромбический

хондродит – $2Mg_2SiO_4 \cdot Mg[F,OH]_2$, моноклинный

гумит – $3Mg_2SiO_4 \cdot Mg[F,OH]_2$, ромбический

клиногумит – $4Mg_2SiO_4 \cdot Mg[F,OH]_2$, моноклинный

В книге Е. Ларсена, Г. Бермана [2] приведен такой вариант формулы – $4MgO \cdot 2SiO_2 \cdot Mg(F,OH)_2$; формула по А.Г. Бетехтину – $Mg_5[SiO_4]_2[OH,F]_2$ – [3].

Содержание магния в хондродите непостоянно и зависит от изоморфных примесей FeO (до 7%) и MnO (манганхондродит). Разновидность титанхондродит отличается высоким содержанием TiO_2 – от 8,5 до 9,5%. Возможны также примеси Al_2O_3 , Na_2O , K_2O . Содержание фтора может колебаться в зависимости от количества [ОН] и нередко достигает 6-7%.

Находки хондродита известны в России. Обнаружен он в Восточной Сибири в апатит-магнетитовых агрегатах, подвергшихся замещению карбонатом и в карбонатитах. Характерна ассоциация его с магнетитом, апатитом, флогопитом, тремолитом, шпинелью, бруситом и редкометальными акцессорными минералами [4].

В Южно-Якутских железорудных месторождениях хондродит установлен среди кальцифиров* и в рудах с форстеритом, шпинелью, флогопитом, клиногумитом. Иногда здесь наблюдаются биминеральные хондродит-магнетитовые участки [5].

В Шалымском железорудном месторождении Алтая хондродит образован после граната, магнетита, пироксена и нередко выполняет пустотки в магнетите [6].

Находки хондродита зафиксированы также в Карелии и на Памире [7].

Известен хондродит и в других местах мира. Он встречен в известняковых выбросах Везувия (Италия) вместе с черной шпинелью, зеленой слюдой, гумитом и клиногумитом [8]; в кальцифирах Центральной Европы (Бавария, Саксония, Вогезы, Моравия, Силезия) в ассоциации с форстеритом, диопсидом, паргаситом, гранатом (по Хинце); в кальцифирах острова Паргас в юго-западной Финляндии [9]; в хондродит-магнетитовых агрегатах Нордмаркена (Швеция) в ассоциации с тремолитом, кальцитом, доломитом [10]; в кальцифирах окрестностей Кристианзунда и в мраморах Серфинсета (Норвегия) [11]; в околоскарновых зонах чиполинов и доломитовых кальцифиров в районе Пина де Кастабон (Франция) [12]; в скарнах Бродфорда (Шотландия) с гроссуляром, монтичеллитом, диопсидом, клиногумитом [13]; в докембрийских форстеритовых мраморах Гленеля (острова Внешние Гибриды) вместе с гумитом [14]; в кальцифирах железо-цинковых месторождений Франклина (Нью-Джерси, США) с тремолитом, флогопитом, частично замещен норбергитом [15]; в кальцифирах Брустер (США) с амфиболом, магнетитом, хлоритом [16].

Обилен хондродит в Лава-Бэд (Калифорния, США) вблизи контакта карбонатных пород с гранитной интрузией. Ассоциирует он здесь с гумитом и клиногумитом [17].

В мраморной Дельте (Наталь, ЮАР) вдоль контакта с гранитами прослеживается прослой хондродитового мрамора. От гранита этот прослой отделен зоной породы, обогащенной диопсидом, скаполитом, форстеритом [18].

Найден хондродит также в карбонатитах Люликона (ЮАР) в той же минеральной ассоциации, что и в кальцифирах [19].

Образуется хондродит на контактах силикатных и карбонатных пород. Наиболее распространен в магнезиальных скарнах, но встречается реже, чем клиногумит. Наблюдается он в зоне собственно скарна часто в тесной ассоциации с оливином, диопсидом, шпинелью, флогопитом, магнетитом, или образует вкрапленность в околоскарновой зоне кальцифиров.

Устанавливается образование хондродита по форстериту (в Индии, Англии) и клиногумиту [20]. При повышении парциального давления фтора хондродит замещается норбергитом (в месторождениях Америки), при понижении – гумитом [21].

В Казахстане хондродит встречен впервые в 1955г. на полиметаллическом магнезиально-скарновом месторождении Акчагыл, расположенном в северо-западном Прибалхашье.

Месторождение приурочено к останцу кровли палеозойских эффузивно-осадочных пород среди гранитного интрузива, обнажающихся на площади 25 км².

Осадочно-эффузивные породы прорваны интрузиями гранодиоритов и гранитов и сопровождаемыми их жильными образованиями диабазовых порфириров, гранит-порфириров, сиенит-порфириров и других.

В результате контактового метаморфизма под действием интрузий гранитов и гранодиоритов известняки по всей площади превращены в мрамор, а породы песчано-сланцевой и пирокластической свит – в разнообразные по составу роговики. При постмагматических процессах

*Кальцифир – метаморфическая порода, состоящая из кальцита и доломита, среди которых в подчиненном количестве имеются гранат, пироксен, форстерит, шпинель и другие минералы.

образовались скарновые тела, а вмещающие их породы подверглись частичному скарнированию, хлоритизации, окварцеванию и оруденению.

Рудные тела пространственно приурочены к скарнам, а также к контактам скарнов с известняками. В морфологическом отношении рудные тела представляют собой гнездообразные, линзовидные, жиллообразные залежи и минерализованные зоны. Все они являются метасоматическими образованиями. Отдельные рудные тела четко различаются по минеральному составу. Выделяется шесть типов руд: медно-цинковые, железорудные (магнетитовые), медно-цинково-свинцовые с висмутом, молибденитовые, полиметаллически-мышьяковые, свинцовые. Руды различных типов пространственно разобщены и связаны с определенными структурными элементами.

В северо-западной части месторождения (где встречен хондродит) прослеживаются крупные зоны смятия, расщепления, дробления пород северо-западных и субмеридианальных направлений. Эти нарушения являются рудоконтролирующими структурами.

Нами хондродит на Акчагыле обнаружен в скважине №8 на глубине 130-136 м (участок «VI Рудное тело») в кристаллическом мраморизованном известняке, секущемся флюорит-кальцитовыми и флюорит-халькопиритовыми прожилками. Хондродит встречен в составе красиво окрашенной пластинки длиной 8-10 см и шириной около 5 см.

Как выяснилось при изучении под микроскопом основную массу породы составляет кальцит. В нем, кроме хондродита, присутствует еще целый ряд минералов – авгит, энстатит, магнетит, алюмошпинель, оливин, кордиерит, флогопит.

Хондродит рассеян неравномерно по площади шлифа. Он представлен мелкими (0,02 мм) и иногда более крупными (до 0,9 мм) зернами округлой формы, неравномерно рассеянными по площади шлифа. Местами он образует скопления вместе со слюдой (флогопитом). Зерна кордиерита часто переполнены включениями развивающегося по нему хондродита с примесью слюдки (флогопита).

Макроскопически хондродит прозрачный, имеет красновато-оранжевый цвет.

Цвет его под микроскопом красновато-оранжевый, желтовато-оранжевый, бледнооранжевый.

Оптически хондродит двуосный, положительный (+). Очень часты тонкие полисинтетические двойники. Плеохроизм сильный от бесцветного до желтого. Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, практически полностью соответствуют тем, что приведены в справочнике: $N_g=1,642\pm0,002$; $N_m=1,618\pm0,002$; $N_p=1,606\pm0,002$. $N_g-N_p=0,027$ или 0,036. Показатели преломления по Е. Ларсену: $N_g=1,636$; $N_m=1,617$; $N_p=1,604$.

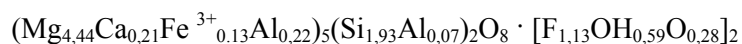
Угол оптических осей измеренный на столике Федорова В.И. Фомичевым: $2V=76-78^\circ$.

Удельный вес хондродита, измеренный из навески 0,032 г. равен 3,02-3,01 (химик Т. Л. Вилешина, ИГ АН КазССР).

Результаты спектрального анализа хондродита по двум пробам (аналитик – старший инженер ИГН Горовых А.Г., 1965г.): $Si>>1.0$; $Mg>>1.0$; $Ca\ 1.0$; $Fe>1.0$; $Al\ 0.3$; $Ti\ 0.05-0.1$; $Cu\ 0,003$; $Zn\leq0,3$; $Pb\ 0,01$; $Sn\ 0,001$; $Ni<0,001$; $Ge<0,001$; $Mn\ 0,1$; Li следы; $Ga<0,001$.

Данные химического анализа хондродита (вес. %): $MgO\ 51,01$; $SiO_2\ 33,01$; $Al_2O_3\ 4,19$; $Fe_2O_3\ 3,10$; $FeO\ -$; $MnO\ -$; $TiO_2\ -$; $CaO\ 3,50$; $H_2O^- \ 0,22$; $H_2O^+ \ 1,36$; $F\ 6,108$ (анализы выполнила химик Дедешко М.П. ИГН АН КазССР).

Расчетная формула:



Зерна кордиерита $2MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$, часто содержащие включения хондродита, иногда с примесью слюдки, встречаются в виде неправильных и более или менее призматических зерен размером до 0,6 мм. Оптически кордиерит двуосный положительный (+). Погасание относительно удлинения – прямое. Часты полисинтетические двойники. Спайность в одном направлении совершенная. Показатели преломления примерно такие же, как у хондродита: $N_g=1,553$; $N_m=1,548$; $N_p=1,543$; $2V=88^\circ 31'$. Удельный вес – 2,650.

Образуется хондродит на завершающей стадии изменения пород. Имеются признаки образования его по кордиериту. Вероятно распространен хондродит был более широко, но при последующих фазах изменения пород и минералов он частично был замещен серпентином и другими минералами.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Геологический словарь. – Т. 1. – М.: Госгеолтехиздат, 1960.
- [2] Ларсен Е., Берман Г.. Определение прозрачных минералов под микроскопом / Пер. с англ. – ОНТИ. – 1937.
- [3] Бетехтин А.Г. Курс минералогии. – М., 1956. – 557 с.
- [4] Минералы: Справочник / Гл. ред. Ф. В. Чухров. – Т. III, вып. 1. – М.: Наука, 1972.
- [5] Сердюченко Д.П. // Сб. «Железные руды Южной Якутии». – Изд-во АН СССР, 1960. – 305 с.
- [6] Батов М.А. Материалы по геологии Зап.-Сиб. края. – 1935. – Вып. 18.
- [7] Коржинский Д.С. // Тр. ИГН АН СССР. – 1945. – Вып. 61, № 21.
- [8] Zambonini F. Mineralogia Vesuviana. – Napoli. – 1935. – 120 p.
- [9] Сушинский П.П. // Тр. СПб. об-во ест. – 1905. – 33, вып. 5; 1912. – 36, вып. 5.
- [10] Sjogren H. // Bull. – Geol inst Upsala. – 1893. – I, № 01, 17; 1895. – 2, № 3.
- [11] Barth T.N. // Ib. Min. – 1928. – B-Bd. 57. – A.H. 2. 1069.
- [12] Bradshaw R., Leake B.E. // Min. Mag. – 1964. – 33, № 267, 1066.
- [13] Tilley C.E. // Min. Mag. – 1951. – 29, № 214, 621.
- [14] Dearnley R. // Min. Mag. – 1961. – 32, № 254, 910.
- [15] Palache Ch. U.S. // Geol. Surk. Prob. Pap. – 1935. – № 180, 1.
- [16] Gillson I.L. // Am. Min. – 1926. – 11, № 10, 284.
- [17] Lamey G. A. // Bull. Geol. Soc. Am. – 1961. – 72, № 5, 671.
- [18] Simpson E.S., Tregidga I. A. // Trans, paoc. Geol. Soc. S. Afrika. – 1956. – 59, 237.
- [19] Russell H.D., Humstra S. A., Grosneveld D. // Trans. Geol. Soc.S. Afrika, 1954. – 57, 251.
- [20] Сахоненко В.В. Минералогия и геохимия. – Изд-во Ленинградского ун-та, 1967. – Вып. 2. – 101.
- [21] Воробьев Ю.К. // Труды минералогического музея АН СССР. – 1966. – Вып. 17. – 26.

REFERENCES

- [1] Geological dictionary. V. 1. M.: Gosgeoltehzdat, 1960. (in Russ.).
- [2] Larsen E., Berman G.. Defining transparent minerals under the microscope. Trans. from English. ONTI. 1937. (in Russ.).
- [3] Betehtin A.G. mineralogy course. M., 1956. 557 s. (in Russ.).
- [4] Minerals:Guide. Main ed. F.V. Chukhrov. V. III, N. 1. M.: Nauka, 1972. (in Russ.).
- [5] Serdyuchenko D.P. Coll. « Iron ore of Southern Yakutia ». Publ. AS SSSR, 1960. 305 p. (in Russ.).
- [6] Batov M.A. Materials on geology of West Siberian edge. 1935.N. 18. (in Russ.).
- [7] Korzhinskiy D.S. Tr. IGN AN SSSR. 1945.N. 61, N 21. (in Russ.).
- [8] Zambonini F. Mineralogia Vesuviana. Napoli. 1935. 120 p.
- [9] Sushinskiy P.P. Tr. SPb. ob-vo est. 1905. 33, N. 5; 1912. 36, N. 5.
- [10] Sjogren H. Bull. Geol inst Upsala. 1893. I, N 01, 17; 1895. 2, № 3.
- [11] Barth N.N. Ib. Min. 1928. B-Bd. 57. A.H. 2. 1069.
- [12] Bradshaw R., Leake B.E. Min. Mag. 1964. 33, N 267, 1066.
- [13] Jilley C.E. Min. Mag. 1951. 29, N 214, 621.
- [14] Dearnley R. Min. Mag. 1961. 32, N 254, 910.
- [15] Palache Ch. U.S. Geol. Surk. Prob. Pap. 1935. N 180, 1.
- [16] Gillson I.L. Am. Min. 1926. 1, N 10, 284.
- [17] Lamey G. A. Bull. Geol. Soc. Am. 1961. 72, N 5, 671.
- [18] Simpson E.S., Tregidga I. A. Trans, paoc. Geol. Soc. S. Afrika. 1956. 59, 237.
- [19] Russell H.D., Humstra S. A., Grosneveld D. Trans. Geol. Soc.S. Afrika, 1954. 57, 251.
- [20] Sakhonenok V.V. Mineralogy and geochemistry. - Publishing House of Leningrad University Press, 1967.N. 2. 101.
- [21] Vorobyev Yu.K. Proceedings of the Mineralogical Museum of the AS USSR. 1966. N. 17. 26.

ОРТАЛЫҚ ҚАЗАҚСТАННЫҢ СКАРНДЫ КЕНОРНЫНАН АЛЫНҒАН
ХОНДРОДИТ СИРЕК МИНЕРАЛЫ

Е. И. Кузнецова, П. Е. Котельников, З. Н. Павлова

Қ. И. Сәтбаев атындағы геологиялық ғылымдар институты Алматы, Қазақстан

Тірек сөздер: хондродит, сирек минерал, гумит тобы, скарнды кендер, Акчагал кенорны.**Аннотация.** Хондродит – құрамында фтор бар магнийдің сирек силикаты.

Хондродит әзірге Қазақстандағы солтүстік-батыс Балқаштың полиметаллды магнезиальді-скарнды кенорнында ғана мәлім. Ол мәрмәрланған ізбетаста шашыраңқы дақ және аз ғана қоймалжың түрінде кездескен. Оның түйіршігінің максималды өлшемі 0,9 мм. Онымен бірге авгит, энстати, магнетит, алюмошпинель, оливин, кордиерит, флогопит кездеседі. Спектральді және химиялық талдау мәліметтері арқылы микроскопиялық зерттеу нәтижелері бойынша хондродитқа сипаттама берілген.

Поступила 04.02.2015 г.

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 1, Number 409 (2015), 46 – 55

SEISMIC MODELS, RHEOLOGY AND GEODYNAMICS OF CONSOLIDATED CRUST

A. Abetov, G. Zhylybayeva, T. Zhylybayev

Kazakh national technical university named after K. I. Satpayev, Almaty, Kazakhstan.

E-mail: abetov.alez@mail.ru; gulnarazhyl@mail.ru

Key words: consolidated crust, Moho surface, tectonic compression, heat flow fluctuations, macroscopic shear deformations, shock metamorphism, consolidated crust reflectivity, viscosity and fragility of crustal substrate, listric fault, cross-crust disorder system, rift genesis, tectonic-magmatic dislocations, sedimentary cover, intermediate structural layer, oil and gas geological zoning, oil and gas exploration.

Abstract. Using the examples of Eastern Ustyurt and Southwest Aral region, it is shown that consolidated crust is distinguished as a stratified and multi-layered rock mass with no regionally defined boundaries, which is apparently due to the fluctuations of heat flow and geological deformation stress fields in time and space, as well as magmatic "layer inserting" from below.

Based on the degree of tectonic stress and consolidated crust reflectivity in the mentioned regions, three types of consolidated crust are distinguished that demonstrate considerable variation in the levels of geodynamic stress in space and time and levels of impact made by folded-disjunctive dislocations caused by brittle macroscopic shear deformation and shock metamorphism in fault zones.

Significant concentrations of differentiated tectonic stress fields cause large-scale disruption, shears and crustal substrate displacement on the different levels of depths. In the intermediate structural layer and sedimentary cover these processes generate the overthrust structure and directly define and control particular features of evolutionary development, the structural-material outlay of and oil and gas bearing potential. Consequently, this diagnostic feature can be used as a basis for geological petroleum-zoning, the results of which are recommended for consideration when planning oil and gas exploration

УДК 550.36

СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ, РЕОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ

А. Е. Абетов, Г. А. Жылкыбаева, Т. К. Жылкыбаев

Казахский национальный технический университет им. К. И. Сатпаева, Алматы, Казахстан

«...При нефтегазогеологических изысканиях нужно, прежде всего, сразу и в значительной мере отмежеваться от современных топо- и орографии и сказать, что они не являются решающим фактором распределения нефти. Эти последние нужно искать в глубинной тектонике» (Бакиров А.А., 1986)

Ключевые слова: консолидированная кора, поверхность Мохо, тектоническая компрессия, флуктуации тепловых потоков, макроскопические деформации, шоковый метаморфизм, отражательная способность консолидированной коры, вязкость и хрупкость корового субстрата, листрический разлом, сквозькоровая система

нарушений, рифтогенез, тектоно-магматические дислокации, осадочный чехол, промежуточный структурный этаж, нефтегазогеологическое районирование, геологоразведочные работы.

Аннотация. На примере Восточного Устюрта и Юго-Западного Приаралья показано, что консолидированная кора выделяется как расслоенная и многоярусная толща, внутри которой отсутствуют регионально выдержанные границы, что, по-видимому, объясняется флуктуацией тепловых потоков и полей геодинамических напряжений во времени и в пространстве, а также магматическим «подслаиванием» снизу.

По степени тектонической напряженности, а, следовательно, и по отражательной способности консолидированной коры в этих регионах выделяются три ее типа, которые диагностируют значительные вариации геодинамических напряжений и в разной степени затронуты складчато-разрывными дислокациями, которые реализуются посредством хрупких макроскопических деформаций и шокового метаморфизма в зонах разломов.

Значительные концентрации дифференцированных полей тектонических напряжений вызывают крупномасштабные срывы, сколы и течения корового субстрата на разных уровнях глубин. В промежуточном структурном этаже и осадочном чехле эти процессы генерируют шарьяжно-надвиговые структуры, напрямую определяют и контролируют особенности эволюционного развития, структурно-формационный облик и потенциал нефтегазоносности. Следовательно, этот диагностический признак можно положить в основу для проведения нефтегазогеологического районирования, результаты которого рекомендуется учитывать при планировании геологоразведочных работ.

Введение. При изучении структурных дислокаций и степени нарушенности осадочного чехла и подстилающего его промежуточного структурного этажа (ПСЭ), равно как и условий формирования этих геологических систем, при установлении их седиментационных характеристик, композиционного литологического состава и определении перспектив нефтегазоносности, большое внимание должно уделяться строению, составу и тектонической подвижности консолидированной коры. Поскольку именно эта составляющая устанавливает строение и основной стиль структурных дислокаций осадочного чехла и ПСЭ, определяет самые тесные причинно-следственные, пространственно-временные, корреляционные связи и взаимодействия между ними. В данных условиях весьма примечательным является то, что методология изучения этих связей практически не разработана, самому аспекту уделяется недостаточное внимание и до сих пор он остается слабо изученной проблемой.

Поэтому, целью настоящей статьи является исследование геодинамических процессов, происходящих в консолидированной коре, оценка тектонической стабильности последней и влияние этих критериев на структурно-формационное устройство комплексов ПСЭ. на примере Восточного Устюрта и Юго-Западного Приаралья. Сохраняющийся статус слабой изученности данной проблемы обуславливает результирующим выводам настоящей статьи в виде прогнозных, качественных моделей.

Касаясь парадигмы данной проблемы, следует сказать, что еще в 80–90-е годы прошлого столетия в периодической печати появились публикации, в которых указывалось, что характер геодинамических процессов, протекающих на разных уровнях в консолидированной коре, в значительной степени зависит от физических, а точнее реологических свойств, слагающих ее отдельных оболочек. Важнейшим показателем этих свойств является вязкость горных пород, которая зависит от их петрографического состава и гидратации, температуры и давления [8, 8, 15–17].

Прямые корреляционные связи изменения вязкости горных пород от петрографического состава и гидратации с глубиной контрастно не проявляются, тогда как температура и давление становятся критичными факторами изменения вязкости с глубиной.

Косвенными показателями вязкости являются скорости распространения сейсмических волн и сейсмическая активность: чем последняя выше, тем с более вязкими, более хрупкими породами мы имеем дело, а отсутствие сейсмичности указывает на переход от хрупкого к пластичному состоянию.

Исторические сведения. Небольшой исторический экскурс показывает, что до середины 70-х годов представления о строении консолидированной коры Восточного Устюрта и Юго-Западного Приаралья базировались исключительно на интерпретации геофизических потенциальных полей. С середины 70-х и в 80-ые годы консолидированная кора этих регионов стала активно изучаться модификациями сейсморазведки ГСЗ-МОВЗ и КМПВ-ОГТ. Общая протяженность профилей превысила 3000 км. Однако, несмотря на относительную информативность этих методов,

финальные модели консолидированной коры этих регионов не вышли за рамки плоско-параллельных сред [3–5]. На определенной стадии развития геологических представлений эти модели, безусловно, сыграли свою положительную роль.

Вместе с тем решение насущных прикладных и фундаментальных задач геологии обусловила необходимость в выявлении более тонких структурных и вещественных особенностей строения консолидированной коры или магмаметаморфической земной коры (ММЗК) в терминологии Н. Я. Кунина [13].

В этих целях в 1986–1989 гг. на территориях Восточного Устюрта и Юго-Западного Приаралья ГГП «Узбекгеофизика» были отработаны восемь профилей ГСЗ-ОГТ общей протяженностью свыше 800 км, пересекающие основные тектонические элементы этих регионов – Центрально-Устюртскую систему дислокаций, Барсакельмесский прогиб, Куанаш-Коскалинский вал и Судочий прогиб (рисунок 1). Результаты интерпретации этих профилей были дополнены материалами обработки и интерпретации профилей КМПВ-МГОВ (Т. Л. Бабаджанов и др., 1987 г.).

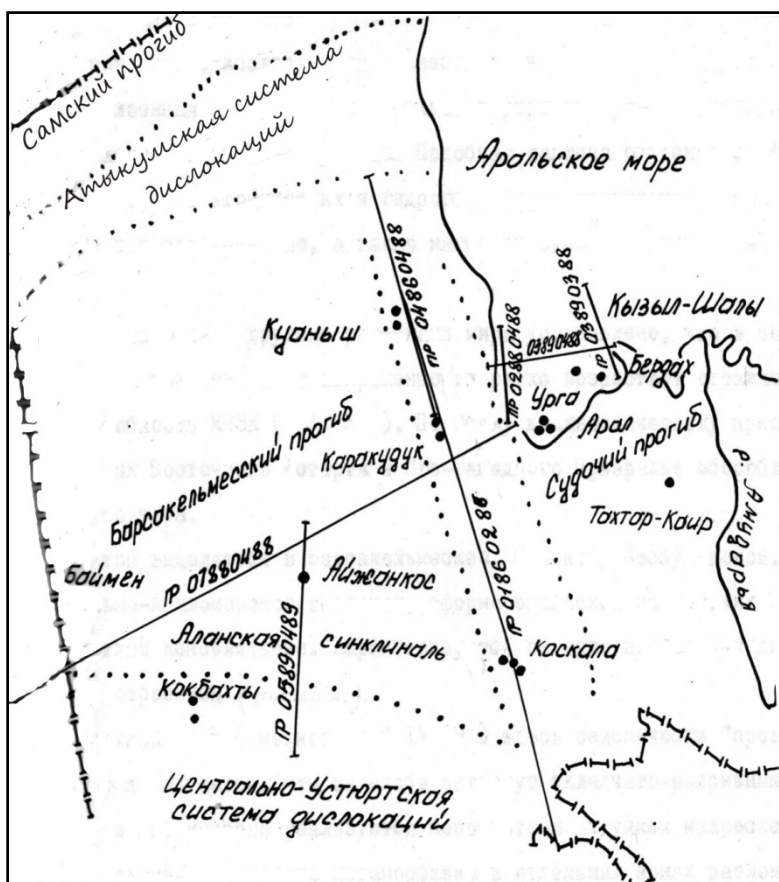


Рисунок 1 – Схема расположения профилей ГСЗ-ОГТ

Результаты исследований. Результаты интерпретации и проведенных на их базе исследований показывают, что ММЗК Восточного Устюрта и Юго-Западного Приаралья выделяется как расслоенная и многоярусная толща, внутри которой отсутствуют регионально выдержанные границы (в том числе сейсмические). Подобная картина, по-видимому, может быть обусловлено флуктуацией тепловых потоков и полей геодеформационных напряжений во времени и в пространстве, а также магматическим «подслаиванием» снизу [6, 8].

По аналогии с другими регионами мира установлено, что в зонах повышенной тектонической напряженности резко возрастает отражательная способность ММЗК [4]. По данному диагностическому признаку в пределах Восточного Устюрта и Юго-Западного Приаралья выделяется три типа ММЗК.

Первый тип ММЗК обособляется в Барсакельмесской, Самской, Косбулакской и Центрально-Аралморской впадинах, сформировавшихся на жестких массивах древней консолидации [1, 3, 13]. Характеризуется он ярко выраженным двухэтажным строением (рисунок 2).

Верхний этаж (мощностью 8-14 км) здесь сейсмически «прозрачен». Предполагается, что он слабо затронут складчато-разрывными дислокациями, которые реализуются посредством хрупких макросколовых деформаций и шокового метаморфизма в отдельных зонах разломов. Последние маркируются точками дифракции на глубинах до 15-20 км, а также узкими, субвертикальными зонами отсутствия расслоенности ММЗК.

Предполагается, что эти деформации происходят под влиянием тектонической компрессии со стороны нижнего, сейсмически расслоенного этажа. При этом значительные изменения формы и объемов верхнего этажа не происходят, а тектонические напряжения здесь значительно релаксируют. Верхний сейсмически «прозрачный» этаж с ($V_{пл} = 5,8-6,3$ км/с) обладает тенденцией к уменьшению мощностей в краевых участках стабильных глыб.

Нижний этаж (с $V_{пл} = 6,45-7,12$ км/с), начиная с глубин 16-24 км, отмечается насыщенностью рефлекторами. Во внутренних районах стабильных глыб его толщина (*I* тип коры) сокращена до 7-10 км, а преимущественный тип слоистости здесь субгоризонтальный (рисунок 2), что свидетельствует о существовании некоего порога тектонической деформации, который еще не преодолен накапливающимися в нём тектоническими напряжениями.

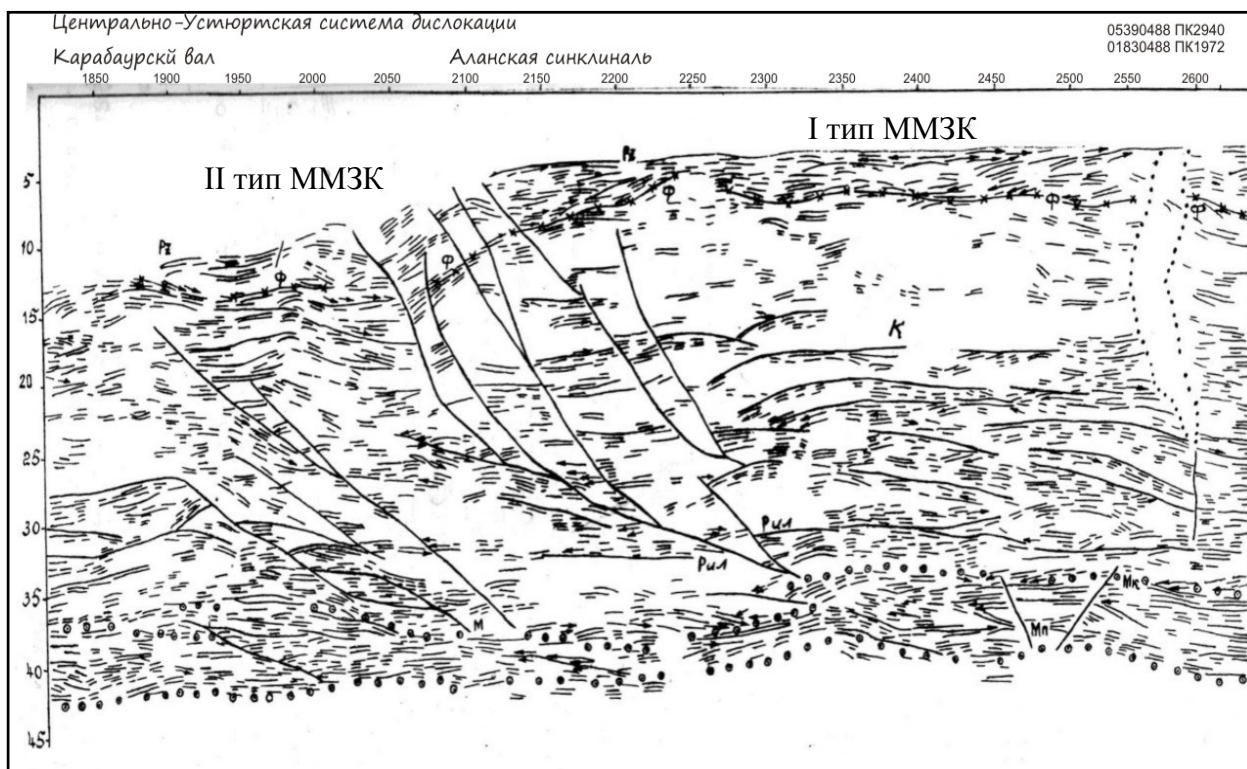


Рисунок 2 – Глубинный сейсмический разрез по профилю 05390488

В стабильных глыбах установлены минимальные плотности теплового потока (30-45 мвт/м²). По данным различных исследователей [3, 10, 13] из них только 15-25% аккумулируются осадочным чехлом. Астеносферный слой залегает здесь очень глубоко (до 400км) и по данным Завгородней (1988) обладает низкой степенью плавления. Следовательно, теплоизолирующие свойства литосферы этих глыб препятствуют нормальной циркуляции тепловых потоков.

В краевых частях стабильных глыб толщина нижнего этажа значительно возрастает. Здесь он выделяется насыщенностью рефлекторами, группирующимися в пакеты-рои-линзы-системы, своим появлением обязанные значительным концентрациям дифференцированных полей тектонических напряжений, вызывающих крупномасштабные срывы, сколы и течения нижнекорового

субстрата под влиянием геодинамических нагрузок со стороны тектонически подвижных геоструктур – Центрально-Устюртской и Актумсукской систем дислокаций, Куаныш-Коскалинского вала [2]. В результате – в краевых участках стабильных глыб широкое развитие получили элементы шарьяжной тектоники, листрические сбросы, сквозькоровые системы нарушений (рисунки 2, 3).

Суммируя вышеизложенное можно предположить, что верхний структурный этаж блоков с I типом ММЗК обладает высокой вязкостью и хрупкостью до глубины 15–20 км; а отсутствие здесь сейсмической активности свидетельствует о стагнации активных тектонических процессов.

Нижняя кора начиная с глубины 15–20 км оказывается существенно пластичной. Понижение вязкости происходит под влиянием теплового потока и приходится на уровень границы Конрада (К). Таким образом, в блоках с I типом ММЗК понижение вязкости обуславливает ее тектоническую расслоенность и различное поведение нижнего этажа консолидированной в процессе перемещения и деформаций корового субстрата.

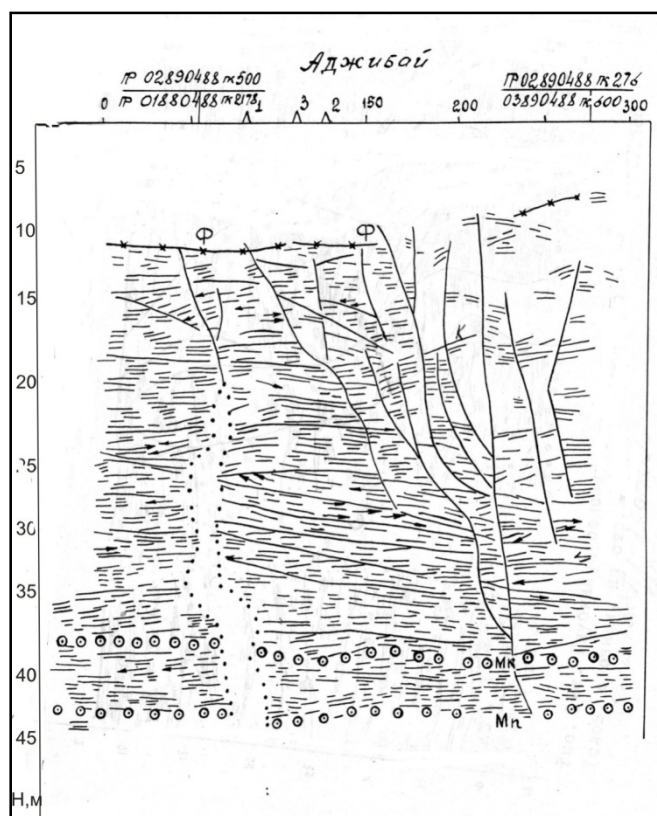


Рисунок 3 – Глубинный сейсмический разрез по профилю 02890188 (II тип коры)

Второй тип ММЗК характеризуется расслоенностью на всю мощность ансамблями (волновыми пакетами) субгоризонтальных, наклонных, бугристых, дивергентных/конвергентных, деформированных и секущихся границ (с полигональными включениями крупных сейсмически прозрачных сред, интерпретируемых как интрузивы) – следствие латеральной текучести и повышенной подвижности корового субстрата на всех уровнях (рисунок 3).

Этот тип коры приурочен к блокам, находившимся или находящимся в состоянии внутри-платформенного тектогенеза и испытывающим активное растяжение либо сжатие в фанерозое. Здесь отмечается увеличенная плотность теплового потока (до 70 мВт/м²) по данным Ю. Н. Зуева (1986).

Процессы растяжения (северная часть Центрально-Устюртской системы дислокаций) устанавливаются по появлению расходящихся систем листрических разломов и по сокращенным мощностям консолидированной коры. Вблизи поверхности Мохо листрические разломы выполаживаются либо заканчивают проследиваться (рисунок 2).

Кроме того, на границе Мохо отмечается понижение вязкости, что создает условия для срыва некоторых офиолитовых покровов непосредственно по поверхности Мохо, тем более, что на уровне последней обычно наблюдается интенсивная серпентинизация [11, 18].

Процессы сжатия (восточная периферия Куаныш-Коскалинского вала, Актумсукская система дислокаций) маркируется по утолщению консолидированной коры до 45 км и появлению клиноподобных структур (рисунок 3).

Таким образом, в блоках со II типом ММЗК наблюдается сплошная ее расслоенность т.е. можно предположить срыв и течение корового субстрата на всех уровнях консолидированной коры.

Третий тип ММЗК выделяется в Судочем прогибе и в Юго-Западной части Араломорской впадины. Большое число ветвящихся, пересекающихся разломов, наклонных границ и ССН (сквозькоровых систем нарушений) создают ячеисто-блочный образ сильно раздробленной консолидированной коры. Внутри ячеек форма слоистости дугообразная, либо расходящаяся. Предполагается, что ММЗК III типа в доюрское время, и позже, в неоген-четвертичную эпоху активизации тектонического режима, была охвачена процессами активного рифтогенеза, когда широко проявились процессы динамической реконсолидации и дезинтеграции консолидированной коры [2, 7].

Вследствие разогрева и неоднократного перемещения мантийных масс (офиолитов) широкое развитие получили сейсмически прозрачные «окна» (рисунок 4). В разделяющих их ячейках на всех уровнях развиты деформационные процессы в условиях повышенной пластичности корового субстрата.

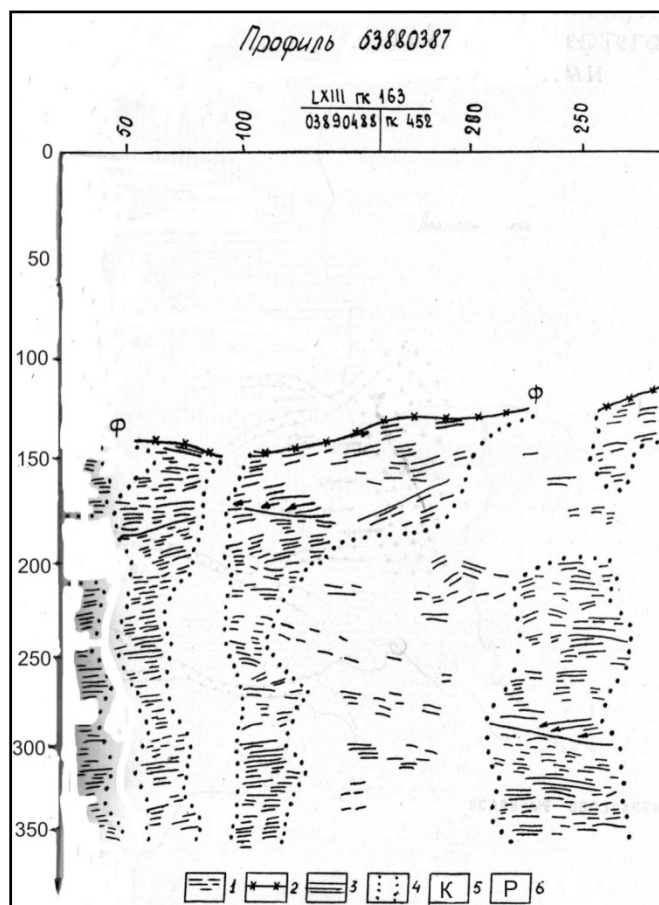


Рисунок 4 – Глубинный сейсмический разрез по профилю 63880387 (III тип коры):

- 1 – отражающие площадки; 2 – опорные отражающие горизонты; 3 – внутрикоровые отражающие горизонты;
4 – контуры сейсмически расслоенной ММЗК; 5 – граница Конрада; 6 – граница Рил

В блоках с III типом ММЗК зафиксированы экстремально высокие значения тепловых потоков. На фоне увеличенных значений ($60-90 \text{ мВт/м}^2$) местами плотность теплового потока превышает 90 мВт/м^2 по данным Ю. Н. Зуева (1986). Это свидетельствует о значительном прогреве земной коры и её возможной частичной термической переработке. Пространственно эти участки тяготеют к Урало-Оманскому линейamentу, который рассматривается в качестве проводника тепломассопереноса.

Таким образом, конвективные струи тепловых потоков демонстрируют избирательность и в целом определяют тектоническую подвижность ММЗ

На стыке крупных тектонических элементов Восточного Устюрта и Юго-Западного Приаралья появляются системы наклонных рефлекторов и глубоких точек дифракции, трассирующихся от верхних уровней консолидированной коры вплоть до ПЗМ (рисунок 3). Эти системы отождествляются с листрическими разломами, вдоль которых деформационно-прочностные свойства пород испытывают резкие вариации. Протяженность этих нарушений достигает $20-30 \text{ км}$, а угол наклона изменяется в большом диапазоне (от первых единиц до $40-55^\circ$). Механизм деформации и перемещения больших объемов горных пород вдоль листрических разломов реализуется под воздействием тектонических и гидро-геодеформационных напряжений.

Аналогичные объекты хорошо изучены в Рейнском и Припятском грабенах, в зонах сочленения Западно-Европейской платформы с Уралом и в других регионах [14].

В ряде районов рассматриваемых территорий консолидированная кора на всю мощность разорвана сквозькоровыми системами нарушений (ССН), которые корнями уходят вглубь мантии. Ширина ССН может превышать 10 км . Закономерная приуроченность к определенному типу структур не наблюдается.

ССН интерпретируется как зоны милонитизации, либо как каналы, насыщенные продуктами магматизма. По этим путепроводам последние могут прорываться в верхние слои консолидированной коры и седиментосферу, в своего рода геодинамические «убежища». В этом случае происходит механизм вязкостной инверсии, наблюдается местный меланж с сопутствующими процессами гидротермальной и деформационной переработки пород.

В основании консолидированной коры залегает специфическая, сложно-построенная переходная зона Мохо (ПЗМ). Ее кровля ($V_T=7,7-7,8 \text{ км/с}$) уверенно выделяется только в стабильных блоках с I типом консолидированной коры, где приподнята до глубин $34-38 \text{ км}$. В блоках со II и III типам ММЗК она устанавливается по угловым несогласиям и высоким пластовым скоростям ($7,2-7,8 \text{ км/с}$). Поведение ПЗМ дисконформно внутрикоровым границам, а генезис связывается с магматическим подслаиванием снизу.

Иного мнения придерживаются Ю. А. Волож и Е. А. Акишев (1987), согласно которым образование ПЗМ связывается с петрографической неоднородностью в основании консолидированной коры.

Толщина ПЗМ значительно изменяется в зависимости от типа консолидированной коры. В стабильных глыбах I типа она довольно выдержанна ($4-5 \text{ км}$). В ММЗК III типа установлены аномально большие мощности ПЗМ ($10-12 \text{ км}$).

В целом утолщение ПЗМ сопровождается утонением консолидированной коры и наоборот. Вследствие утонения ПЗМ в консолидированной коре возникает дополнительный прогрев и частичная рекристаллизация пород под влиянием поступающего из мантии разогретого материала. Такая ситуация наблюдается на севере Центрально-Устюртской системы дислокаций и на западе Куаныш-Коскалинского вала. Следовательно, ПЗМ можно рассматривать в качестве своеобразного зонного экрана для глубинных термических потоков.

Таким образом, консолидированная кора Восточного Устюрта и Юго-Западного Приаралья характеризуется сложным сочетанием трех типов ММЗК, широким развитием листрических разломов и ССН. Все они диагностируют значительные вариации геодинамических напряжений во времени и пространстве.

В контексте последнего вполне обоснованным выглядит предположение того, что реологическая расслоенность консолидированной коры является предпосылкой ее тектонической расслоенности. В этом случае образование тектонических покровов разной глубинности с их

отслаиванием в консолидированной коре, осадочном чехле и ПСЭ получают логическое объяснение.

Следовательно, можно утверждать о причинно-следственных и пространственно-временных связях реологии консолидированной коры и структурно-формационного состава перекрывающих её комплексов осадочного чехла и ПСЭ.

В геоблоках с ММЗК I типа наблюдается минимальная нарушенность ПСЭ и осадочного чехла тектоно-магматическими дислокациями, установлены слабо дифференцированные и слабоинтенсивные гравитационные и геомагнитные аномалии, небольшие амплитуды новейших движений земной коры (НДЗК), выявлены нефтегазопроявления и разведаны месторождения УВ в осадочных комплексах седиментосферы (рисунки 5).

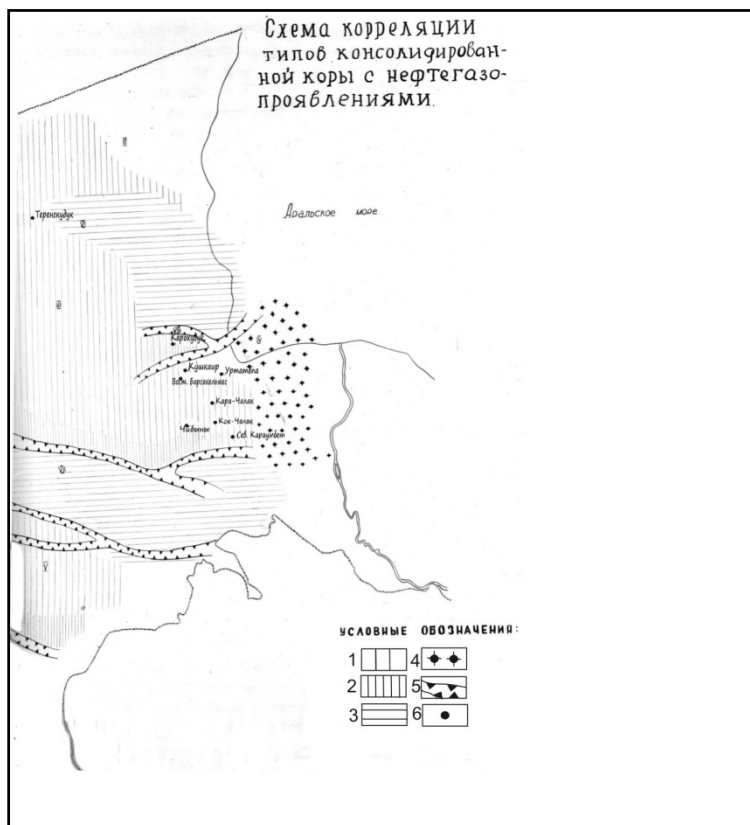


Рисунок 5 – Схема корреляции типов консолидированной коры с нефтегазопроявлениями:

1 – I тип ММЗК; 2 – I тип с сокращенной мощностью сейсмически прозрачного этажа; 3 – II тип ММЗК; 4 – III тип ММЗК; 5 – Районы концентрации ластрических сбросов; 6 – Нефтегазопроявления в доюрских комплексах пород.

I–V прогибы: I. Самский. II. Косбулакский. III. Барсакельмский. IV. Судочий. V. Ассакеауданский.

VI. Актумсукская. VII. Центральное-Усюртская системы дислокаций. VIII. Куаныш-Коскалинский вал

В геоблоках с ММЗК II типа напряженность гравитационных и магнитных аномалий достигает аномально больших величин. Увеличенные амплитуды НДЗК положительного знака здесь сопровождаются деформированностью и редуцированностью ПСЭ и осадочного чехла тектоно-магматическими и разрывными дислокациями. Нефтегазопроявления здесь не установлены.

Геоблоки с III типом ММЗК отличаются минимумами в гравитационных и магнитных полях (осложненные небольшими максимумами), интенсивными прогибаниями в неоген-четвертичное время и увеличенными толщами мезозойских отложений. Здесь же фиксируются увеличение мощностей всех стратонев ПСЭ с общей толщиной до 8 км, отличающихся пологой слоистостью [9]. По-видимому, в этих геоблоках происходило унаследованное прогибание и их нужно рассматривать как исторические депоцентры.

В юрских отложениях этих геоблоков выявлены многочисленные нефтегазопроявления, разведаны крупные и средние по запасам месторождения газа. Предполагается, что ММЗК III

типа в доюрское время была охвачена процессами активного рифтогенеза, когда широко проявились процессы динамической реконсолидации. Перспективы нефтегазоносности последнего предстоит еще выяснить.

В заключении представляется возможным сделать вывод о том, что деформационно-напряженное состояние консолидированной коры рассмотренных территорий прямым образом определяет и контролирует особенности эволюционного развития и структурно-вещественный облик осадочного чехла и ПСЭ, а также и потенциал его продуктивности. Следовательно, данный диагностический признак можно положить в основу для проведения нефтегазогеологического районирования по степени перспективности территорий. Результаты такого районирования рекомендуется учитывать при планировании геологоразведочных работ на нефть и газ.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Абидов А.А., Абетов А.Е., Киршин А.В. О глубинном строении юга Туранской платформы и прилегающих регионов // ДАН РУз. – 1994. – № 5. – С. 47-40.
- [2] Абидов А.А., Абетов А.Е., Киршин А.В., Рзаева В.А. Особенности строения и перспективы нефтегазоносности Куаныш-Коскалинского вала в связи с типами консолидированной коры // ДАН РУз. – 1996. – № 8. – С. 41-43.
- [3] Бабаджанов Т.Л., Кунин Н.Я., Лук-Зильберман В.И. Строение и нефтегазоносность глубоко погруженных комплексов Средней Азии по геофизическим данным. – Ташкент: Фан, 1984. – 185 с.
- [4] Бабаджанов Т.Л., Рзаева В.А., Рзаев М.М., Шейх-Заде Э.Р. Метод глубинных отраженных волн при изучении земной коры Восточного Устюрта. – Отечественная геология. – 1991. – № 3. – С. 56-63.
- [5] Бабаджанов Т.Л., Рзаева В.А., Шейх-Заде Э.Р. Глубинное геологическое строение земной коры под Аральским морем // Советская геология. – 1989. – № 1. – С. 80-85.
- [6] Бабаджанов Т.Л., Абетов А.Е., Рзаева В.А. Главные уровни деформационных напряжений в консолидированной коре платформенных областей Западного и Северо-Западного Узбекистана (Бухаро-Хивинский регион, Восточный Устюрт) // Тезисы докладов I межд. семин. по напряж. в литосфере. – М.: ИГИРГИ, 1994. – С. 1-2.
- [7] Бабаджанов Т.Л., Рубо В.В., Абетов А.Е., Рзаева В.А. Анализ комплексов промежуточного структурного этажа Восточного Устюрта (по сейсмическим данным). – Узб. геол. журн. – 1995. – № 1. – С. 59-63.
- [8] Бабаджанов Т.Л., Абетов А.Е., Рубо В.В., Рзаева В.А. Геодинамическая модель консолидированной коры южной части Восточного Устюрта // Узб. геол. журнал. – 1996. – № 6. – С. 3-9.
- [9] Бабаджанов Т.Л., Абетов А.Е., Киршин А.В. Геодинамика консолидированной коры Арало-Устюртского региона и связанные с нею перспективы нефтегазоносности нижних слоев седиментосферы // Республиканская научно-технич. конф. «Геодинамические основы прогнозирования нефтегазоносности недр». – Ташкент, 2000. – С. 8-11.
- [10] Волож Ю.С., Пилифосов В.М., Сапожников Р.Б. Тектоника Туранской плиты и Прикаспийской впадины по результатам геофизических исследований // В сб. «Проблемы тектоники Казахстана». – Алмата, 1981. – С. 170-178.
- [11] Геодинамика и сейсмичность литосферы Казахстана / Под ред. Б. С. Ужкенова, Е. Нусипова. – Алматы, 2007. – 411 с.
- [12] Вольвовский Б.Б. Вероятные модели крупнейших геоструктур Средней Азии. – М.: Наука, 1991. – 200 с.
- [13] Кунин Н.Я. Промежуточный структурный этаж Туранской платформы. – М.: Недра, 1975. – 272 с.
- [14] Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р. Исследования литосферы докритическими отраженными волнами. – М.: Наука, 1993. – 224 с.
- [15] Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. – 1993. – № 5. – С. 4-15.
- [16] Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмических отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. – 1993. – № 5. – С. 16-29.
- [17] Пушаровский Ю.М. Проблемы движения и структурообразования в коре и верхней мантии. – М.: Наука, 1985. – 127 с.
- [18] Хамрабаев И.Х. О характере границы Мохоровичича (Мохо) в Средней Азии. – Докл. АН Руз. – 1993. – № 8. – С. 44-48.

REFERENCES

- [1] Abidov A.A., Abetov A.E., Kirshin A.V. On the deep structure of southern Turan platform and adjacent regions. DAN Uzbekistan, 1994, N 5, s. 47-40.
- [2] Abidov A.A., Abetov A.E., Kirshin A.V. Rzaeva V.A. Features of the structure and petroleum potential Kuanish-Koskalinskogo shaft in relation to the types of consolidated crust. Uzbekistan DAN, 1996, N 8, s. 41-43.
- [3] Babadjanov T.L., Kunin N.Y., Luc- Zilberman V.I. STRUCTURE AND PETROLEUM deeply embedded systems of Central Asia from geophysical data. Tashkent: Fan, 1984, 185 s.
- [4] Babadjanov T.L., Rzaeva V.A., Rzaev M.M. Sheikh-Zade ER The method underlying the reflected waves in the study of the earth's crust Eastern Ustyurt. Patriotic geology, 1991, N 3, p. 56-63.
- [5] Babadjanov T.L., Rzaeva V.A., Sheikh-Zade E.R. Deep geological structure of the crust beneath the Aral Sea. Soviet Geology, 1989, N 1, s. 80-85.

- [6] Babadjanov T.L., Abete A.E., Rzaeva V.A. The main levels of deformation stress in the consolidated crust platform areas of Western and North-Western Uzbekistan (Bukhara-Khiva region, East Ustyurt). Abstracts I mezhd. semin. by Voltage. in the lithosphere. M.: IGIRGI, 1994, s. 1-2.
- [7] Babadjanov T.L., Roubaud V.V., Abete A.E., Rzaeva V.A. Analysis of complex intermediate structural stage of the Eastern Ustyurt (seismic data). Uzb. geol. zhurn., 1995, N 1, p. 59-63.
- [8] Babadjanov T.L., Abete A.E., Roubaud V.V., Rzaeva V.A. Geodinaicheskaya model crust south of East Ustyurta. Uzb. geol. zhurnal, 1996, N 6, p. 3-9.
- [9] Babadjanov T.L., Abete A.E., Kirshin A.V. Geodynamics crust Aral-Ustyurt region and the associated oil and gas potential of the lower layers sedimentosfery. Republican in scientific and technical. Conference "Geodynamic basis of forecasting oil and gas potential of mineral resources", Tashkent, 2000, s. 8-11.
- [10] Volozh Y.S., Pilifosov V.M., Sapozhnikov R.B. Turan plate tectonics and the Caspian Depression on the results of Geophysical Research. In Proc. Problems tectonics Kazakhstan. Almaty, 1981. p. 170-178.
- [11] Geodynamics and seismicity of the lithosphere of Kazakhstan. Edited B.S. Uzhkenova, E. Nusipova. Almaty, 2007, 411 s.
- [12] Vol'vovskii B.B. Likely the largest model geostructures Central Asia. M.: Science, 1991, 200 c.
- [13] Kunin N. Intermediate structural floor Turan platform. M.: Nedra, 1975, 272 s.
- [14] Kunin N., Sheikh-Zade E.R. Studies of the lithosphere subcritical reflected waves. M.: Nauka, 1993, 224 p.
- [15] Leonov M.G. Internal mobility foundation and tectogenesis activated platforms. Geotektonika, 1993, N 5, s. 4-15.
- [16] Leonov Y.G. Tectonic criteria for the interpretation of seismic reflectors in the lower crust of continents. Geotektonika, 1993, N 5, s. 16-29.
- [17] Pushcharovsky J.M. Problems of movement and structure in the crust and upper mantle. M.: Science, 1985, 127 s.
- [18] Hamraev I.H. The nature of the Moho (Moho) in Central Asia. Doklady Ruz, 1993, N 8, p. 44-48.

СЕЙСМИКАЛЫҚ МОДЕЛЬДЕР, ГЕОДЕФОРМАЦИЯЛЫҚ КЕРНЕУДІҢ РЕОЛОГИЯ МЕН ГЕОДИНАМИКАКАСЫ

А. Е. Әбетов, Г. А. Жылқыбаева, Т. К. Жылқыбаев

Қ. И. Сәтбаев атындағы Қазақ ұлттық техникалық университеті, Алматы, Қазақстан

Тірек сөздер: нықталған жер қыртысы, Мохо беткейі, гедеформациялық кернеу, тектоникалық компрессия, қатпарлы-жарылымды дислокациялар, жылу ағынының флуктациясы, қабат субстратының тұтқырлығы және осалдығы, листрикалық жарылым, қабаттан өтетін бұзылыс жүйесі, рифтогенез, дезинтеграция, тектона-магмалық дислокация, шөгінді тыс, аралық құрылымдық қабат, мұнай-газ геологиялық аудандау, мұнай-газ іздеу жұмыстары.

Аннотация. Шығыс Үстірт және Оңтүстік-Батыс Аралмаңының нықталған жер қыртысында қатпарланған және көпқабатты қалыңдығы айқындалады. Бұл уақыт және кеңістік бойынша жылу ағынының флуктациясы мен гедеформациялық кернеу өрісімен, сонымен қатар, төменнен магмалық қатпарланумен сипатталады.

Тектоникалық күштің дәрежесіне және нықталған жер қыртысының шағылдырғыштық ерекшеліктері бойынша осы аймақтарда оның үш түрі ажыратылады. Олар геодинамикалық кернеудің маңызды вариацияларын уақыт және кеңістікте қорытындылайды және жарылым зоналарындағы қатты метаморфизм және осал макросколды деформация арқылы жүзеге асатын әр деңгейдегі қатпарлы-жарылымды дислокациялар қарастырылған.

Тектоникалық қозғалмалы геокұрылым жағынан конвекциялы жылу ағынының және геодинамикалық жүктемелер әсерінен қыртыс субстратындағы ағыс және үлкенмасштабты үзілістерді болғызатын бірнеше көлемдегі тектоникалық күштердің дифференциалды өрісі нықталған жер қыртысының геологиялық және тектоникалық қабаттарын негіздейді.

Қорытындылай келе, нықталған жер қыртысының деформациялы-кернеулі жағдайы шөгінді тыстың құрылымдық-заттай кескінін және құрылымдық этаж аралық, эволюциялық даму ерекшеліктерін, сонымен қатар мұнайгаздылық потенциалын қадағалайды және анықтайды. Мұнай-газды іздеу жұмыстарын жобалауда ескеруге ұсынылатын нәтижелер мұнай-газды геологиялық аудандастыруды жүргізу үшін негіз ретінде диагностикалық белгі ретінде алуға болады.

Поступила 04.02.2015 г.

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 1, Number 409 (2015), 56 – 63

CONDENSATION OF ATMOSPHERIC WATER VAPOUR IN SOILS – THEORETICAL FRAMEWORK OF WATER RECLAIMING FROM AIR (Part II)

F. V. Shestakov

«OBIS» LLP, Almaty, Kazakhstan

Key words: condensation of moisture vapor atmosphere in soils, theoretical foundations of the development of water from the air.

Abstract. There is a theoretical justification of the possibility of obtaining water from the water vapor of the atmosphere in unlimited quantities, making it an alternative source of fresh water competitive with respect to any water saving technologies, can quickly solve the problem of food security and the overpopulation of individual states and the world in general and, in particular, for the individual States, such as the Republic of Kazakhstan.

УДК 551.574

КОНДЕНСАЦИЯ ВОДЯНЫХ ПАРОВ АТМОСФЕРЫ В ПОЧВОГРУНТАХ – ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ОСВОЕНИЯ ВОДЫ ИЗ ВОЗДУХА (Часть II)

Ф. В. Шестаков

ТОО «ОБИС», Алматы, Казахстан

Ключевые слова: конденсации парообразной влаги атмосферы в почвогрунтах, теоретические основы освоения воды из воздуха.

Аннотация. Приведено теоретическое обоснование возможности получения воды из парообразной влаги атмосферы в неограниченном количестве, что делает этот альтернативный источник пресной воды конкурентным по отношению к любым водосберегающим технологиям, позволяет оперативно решать проблему продовольственной безопасности и перенаселения отдельных государств и планеты в целом и, в частности, для отдельных государств, например республики Казахстан.

В первой части статьи был выполнен обзор имеющейся информации по конденсации парообразной влаги атмосферы в почвогрунтах и ее приземном слое. В данной статье приведено теоретическое обоснование возможности получения воды из парообразной влаги атмосферы, которая является неисчерпаемым источником чистой пресной воды. Принципы и научное обоснование использования парообразной атмосферной влаги подробно излагаются в опубликованных в «Памире» статьях Н. Ф. Лукина «Влага насущная» (№ 3 за 1983 г.) и «А вода-то над нами!» (№ 6 за 1987 г.) [1, 2].

Она же есть природный ресурс жизнедеятельности, достаточной для того, чтобы залечить раны, нанесенные земле.

ОСНОВНЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ:

1. Вода, как минерал, представлена на Земле во всех трех фазовых состояниях (твердом, жидком и газообразном одновременно и образует единую для всей планеты гидросферу, находящуюся в непрерывном движении и изменении. Качественный переход и количественное соотношение фазовых состояний воды определяется температурным режимом каждой конкретной точки на земной поверхности и всей планеты в целом.

2. Наиболее ярко движение воды проявляется в очень активном, постоянно идущем двустороннем молекулярном обмене на границе раздела – вода-пар в воздухе. Интенсивность этого процесса очень велика и полностью зависит от температуры воды и воздуха. Уже при комнатной температуре сквозь 1 см^2 водной поверхности за 1 секунду в обе стороны: из воды в воздух и из воздуха в воду – проносится по 15 мг пара. За час это составит 500 мм водного слоя. При более высокой температуре еще больше.

Движение молекул есть форма существования материи, в данном случае воды. Поэтому там, где есть вода, обязательно есть и молекулярный обмен. В природе водные поверхности всюду. Это и пленки на поверхности всех твердых предметов, обладающих свойством гигроскопичности, в том числе и твердых частиц, слагающих почву. Это поверхности всех живых организмов: растительных и животных от одноклеточных вирусов и бактерий до гигантов животного и растительного мира.

3. В природе всюду очень широко представлена единая система вода-пар и в большом и в малом. Отделить воду и пар друг от друга невозможно вообще. При земных температурах (в живой природе) эта система неразрывна. Рассматривать по отдельности воду и пар – это все равно, что разрубить живой организм на отдельные части, а потом изучать его жизненные функции. Чтобы понять сущность систем вода-пар, ее следует рассматривать в единстве и взаимосвязи. Там, где воздух граничит с водой, обязательно возникает система вода-пар. Капля воды и воздух, ее окружающий, пузырек воздуха в воде – это уже система вода-пар со строгим соотношением быстрых молекул пара и медленных молекул воды, определяемым количеством энергии в данной системе.

4. При поступлении в систему энергии извне скорость движения молекул соответственно возрастает и количество быстрых молекул увеличивается. При потере энергии системой все происходит наоборот.

Вылет быстрых молекул из воды и возвращение в нее молекул, потерявших скорость, происходят одновременно. Поэтому уменьшение жидкой воды и увеличение пара в системе (испарение) и уменьшение количества пара и увеличение жидкой воды (конденсация) – это не самостоятельные процессы-явления природы, а лишь виды равнодействующей постоянно идущего, действительно процесса молекулярного обмена в системе вода-пар.

Именно отсутствие такого ясного диалектического понимания сущности процесса молекулярного обмена, очень четко описанного в элементарной физике и породило массу ошибок и глубочайших заблуждений у теоретиков почвенной влаги, передаваемых по наследству до наших дней. Физической сущности «конденсации» так и не поняли такие крупные авторитеты, как профессора: Ю. Ганн, М. Вольни, А. Ф. Лебедев и А. А. Роде.

5. Система почва-атмосфера – это прежде всего суперсистема вода-пар, в которой количественное соотношение между молекулами воды и пара находится в подвижном равновесии, управляемом температурным режимом системы.

В свою очередь температурный режим системы определяется двумя противоположными процессами: постоянной собственной радиацией земной поверхности, как тела, имеющего температуру выше абсолютного нуля, и импульсами инсоляции, обусловленными суточным вращением планеты и наклоном оси ее вращения. В годовом цикле эти противоположные тепловые потоки в суммарном исчислении примерно равны. Об этом свидетельствует относительная стабильность земного климата. А вот в каждый момент или период времени это далеко не так.

Согласно элементарной физике, интенсивность молекулярного обмена при комнатной температуре достигает 10^{21} молекул/сек через 1 см^2 поверхности воды. Если учесть, что обменная поверхность каждого грамма почвы составляет десятки и даже сотни квадратных метров, то

нетрудно представить, насколько чутко система почва-атмосфера реагирует на малейшие тепловые диспропорции.

В летний период суммарное поступление в систему тепла с инсоляцией превышает ее потери на собственную радиацию и поэтому содержание пара в атмосфере над любой местностью всегда выше, чем зимой, когда количественное соотношение тепловых потоков обратное. В итоге никакой «конденсации» (в смысле накопления) влаги в почве летом не происходит, а при отсутствии осадков происходит ее прогрессирующее иссушение, т.е. трансформация пара за счет излишков поступающей энергии. В холодное время года обратные тепловые диспропорции обуславливают уменьшение пара и увеличение количества жидкой или твердой воды.

Очень резкие диспропорции тепловых потоков наблюдаются и в течение суток. Они также приводят к изменению соотношения между количеством пара и воды в системе.

Для большинства регионов СНГ разница между средней упругостью водяного пара (УВП) в январе по сравнению с июлем составляет 12-15 миллибар, а для долин Таджикистана средняя разница УВП между днем и ночью в июле составляет 7-8 мб. Такие колебания влажности воздуха в годовых и суточных циклах фиксируют абсолютно все метеостанции.

При достаточной частоте наблюдений (10-12 раз в сутки) хорошо прослеживаются суточные изменения влажности значительной толщи почвогрунта, выражающиеся в десятках миллиметров водного слоя.

Поскольку поглощаемая из атмосферы влага ночью почти равномерно распределяется во всей газопроницаемой толще почвы, измеряемой метрами, то обнаружить суточные колебания влажности почвы можно только инструментально.

6. Постоянно идущий процесс молекулярного обмена на границе вода-пар в воздухе обуславливает теснейшую связь между водой в почве, паром в почвенном воздухе и паром в атмосфере, фактически объединяя их в единое целое, единый обменный фонд системы почва-атмосфера, в состав которого на равных правах входит и влага, содержащаяся в почвенном и напочвенном биосе (микробах, грибах, растениях и животных). Мягкость или жесткость гидротермического режима климата любой географической местности при прочих равных условиях определяется богатством или бедностью ее обменного фонда влаги, который является своеобразным тепловым буфером-гасителем резких температурных колебаний.

7. Не только дневная поверхность различных водоемов (от капли росы до Мирового океана), но и поверхность суши с ее почвенным и напочвенным живым покровом практически представляют собой поверхность водную. Поэтому водяной пар в атмосфере – это не самостоятельное водное образование, а неотъемлемая составная часть, газовая компонента земной гидросферы, связанная с жидкой и твердой ее фазовыми состояниями постоянным молекулярным обменом. Следовательно, парообразная влага в атмосфере, количественно оцениваемая довольно скромными цифрами, в действительности неисчерпаема, как сама гидросфера.

8. В составе земной атмосферы водяной пар образует глобальную паровую оболочку, окутывающую весь земной шар. Но, в отличие от других газов (O_2 , NO_2 , CO_2 и др.), фазовое состояние вещества которых во всем диапазоне естественных температур на земной поверхности устойчиво газовое, паровая оболочка Земли по причине, указанной в п.1, испытывает постоянные колебания, и мощность ее в решающей степени зависит от температуры подстилающей атмосферу земной поверхности в каждом географическом пункте. В силу этого парциальное давление водяного пара в земной атмосфере колеблется от 30-40 мб в тропическом поясе до сотых долей миллибар в полярных областях.

9. Водяной пар может передвигаться как самостоятельно диффузионным путем за счет собственного перепада в парциальном давлении, так и как составная часть воздуха при вертикальном и горизонтальном перемещении воздушных масс.

За счет постоянного среднего перепада УВП в 30-40 мб между тропическими и полярными широтами происходит постоянное диффузионное перемещение водяного пара из широт тропических, где преобладает испарение в широты полярные, где преобладает конденсация.

Количественная сторона этого влагопотока никем пока не изучена и не определена. До последнего времени не изучалась. Но совсем недавно Бурова Л.П. выполнила количественную оценку дополнительных ранее не учитываемых конденсационных осадков. Их образованию

способствуют инверсии, благодаря которым приземный слой воздуха оказывается более теплым и влажным по отношению к подстилающей поверхности. Расчеты показали, что количество осадков конденсационного происхождения очень велико и их надо учитывать. Для акватории Карского моря они достигают 20 км^3 , для Северного Ледовитого океана – около 400 км^3 , а для всей Северной полярной области – $450\text{-}900 \text{ км}^3$ [3]. О наличии колоссального влагопотока говорит также и заметная разница в солености Мирового океана, падающей от тропиков к полюсам. Такая же закономерность прослеживается в минерализованности озерных вод и превышение речного стока над количеством осадков в водном балансе бассейнов рек, расположенных вблизи полярного круга.

Мизерные значения УВП в полярных областях объясняются не тем, что туда не проникают хорошо увлажненные воздушные массы, а постоянным и весьма интенсивным поглощением холодной земной поверхностью пара из атмосферы и ее обезвоживанием при остывании.

Аналогичное явление происходит и высоко в горах, покрытых ледниками. Поэтому ледники и холодные вершины гор являются естественными конденсаторами влаги. Здесь происходит свой местный влагооборот. Вверх влага поднимается в виде пара в составе теплого воздуха из долин, а вниз – возвращается речным стоком.

Огромное количество водяного пара переносится в атмосфере с воздушными течениями. Например, по данным НИИ водных проблем АН СССР, относительно слабый влагоперенос над долинами Средней Азии летом составляет $120\text{-}160 \text{ кг}$ пара в секунду через сечение атмосферы с основанием в 1 метр. Даже над высокими горами эта величина составляет $40\text{-}60 \text{ кг/сек/м}$. Общий же влагоперенос над территорией Средней Азии с воздушными течениями за год составляет огромную цифру $3\,000 \text{ км}^3$ воды [4].

10. Среднее содержание влаги в атмосфере по современным оценкам около $14\,000 \text{ км}^3$, т. е. на порядок больше, чем содержится во всех реках земного шара вместе взятых (1200 км^3). Распределение же парообразной влаги атмосферы над регионами пригодными по температурным условиям к сельхозпользованию во много раз равномернее, чем речной сети. Практически парообразная влага имеется всегда и над любым участком земной поверхности.

Мобильность, т.е. скорость передвижения атмосферной влаги также на порядок выше, чем у речной. Поэтому количественно ее поток представляется в сотни раз более мощным, чем все реки Земли вместе взятые. Потоки речной воды направляются рельефом местности, и в подавляющем большинстве случаев не туда, куда нужно человеку. Потоку же парообразной влаги рельеф местности не преграда. Он может бесперебойно доставлять воду к месту потребления в любую местность и практически в любом нужном количестве. Это обстоятельство увеличивает возможности парообразной влаги как источника пресной воды, по крайней мере, еще на порядок.

11. Величина паровой оболочки Земли управляется температурным режимом системы почва-атмосфера как в пространстве, так и во времени. От января к июлю в большинстве регионов СССР УВП увеличивается на $16\text{-}18 \text{ мб}$ и снова уменьшается осенью к зиме. Такое изменение среднесуточных значений УВП в атмосфере влечет за собой сезонное перемещение влаги из атмосферы в подстилающую земную поверхность и обратно. Летом влаги больше в атмосфере, зимой – в почве и наоборот.

Смена дня и ночи, как лета зимой, также влечет за собой колебания температур атмосферы и подстилающей поверхности. В связи с этим паровая оболочка Земли как бы «дышит» одновременно с суточным ритмом. Амплитуда колебания величины паровой оболочки связана с амплитудой суточных температур воздуха и подстилающей поверхности.

Например, для Средней Азии средние суточные амплитуды УВП от $1\text{-}1,5 \text{ мб}$ в январе возрастают до $7\text{-}8 \text{ мб}$ в июле, что свидетельствует о большой интенсивности суточного влагообмена в системе почва-атмосфера.

Прямые наблюдения за влажностью почвы подтверждают, что ежесуточно десятки миллиметров влаги перемещаются из почвы в атмосферу днем и возвращаются обратно ночью. В двухметровую толщу остывающей почвы летом за ночь может поступить $40\text{-}50 \text{ мм}$ и более воды из остывающей атмосферы при совершенно ясном безоблачном небе.

В суточном влагообмене участвует вся атмосфера в целом и вся газопроницаемая толща почвогрунта. Общий же влагооборот в системе почва-атмосфера только за счет суточного влагообмена, подсчитанный по суточным амплитудам УВП, составляет многие тысячи мм в/с, что

многократно превышает количество атмосферных осадков и затушевывает их влияние. Годовая динамика влажности почвы в аридных условиях определяется не количеством выпавших осадков, а температурой почвы и воздуха и дефицитом насыщения УВП в атмосфере.

12. Большая количественная интенсивность суточного энерго-влагообмена в системе почва-атмосфера обеспечивается соразмерным вовлечением внутренних энергоресурсов почвы и атмосферы, количественно многократно превышающих дневные импульсы инсоляции. Роль ежедневных импульсов поступления солнечной энергии в систему сводится как бы к раскачке и поддержанию колебаний этого огромного энергетического маятника.

13. Положение обменного фонда влаги в системе почва-атмосфера, его перемещения строго подчиняются принципу подвижного равновесия и управляются температурным режимом системы. Влажность почвы, фиксируемая при наблюдениях, отражает не неподвижные «запасы почвенной влаги», а весьма подвижный, постоянно меняющийся уровень ее увлажненности в момент наблюдения.

Всякое внешнее воздействие на температуру любой части системы будет немедленно сказываться на положении обменного фонда влаги в системе. При снижении температуры влага будет перемещаться в почву и увеличивать ее увлажненность, при повышении, наоборот – в атмосферу.

Согласно принципа подвижного равновесия, всякая система стремится компенсировать, по возможности свести на нет любые диспропорции, возникающие в ней за счет внешних воздействий в какой-либо из ее частей. Водяной пар играет роль теплоносителя и поэтому всякий отвод тепла с поверхности почвы, всякое недополучение его почвой система почва-атмосфера будет компенсировать перемещением в почву из атмосферы соответствующего количества водяного пара (скрытой теплотой его конденсации) и тем самым увеличивать уровень ее увлажненности.

14. Задача агротехники в аридных условиях по поддержанию более высокого уровня увлажненности почвы сводится к разработке таких приемов обработки почвы, которые обеспечивали бы отвод солнечного тепла, поступающего на ее поверхность, т.е. созданию теплового экрана, больше отражающего, чем пропускающего солнечное тепло вглубь почвы.

При прогрессирующем весенне-летнем нарастании температур в системе происходит иссушение почвы, т.е. частичное перемещение обменного фонда влаги из почвы в атмосферу. При иссушении верхних слоев почвы в атмосферу перемещается менее 40% влаги, накопленной в ней за зимний период, а более 60% ее перемещается в более глубокие слои почвогрунта и, очевидно, питает грунтовые воды.

Снижение температуры поверхности почвы (от естественного, свойственного данной местности, уровня) способствует уменьшению расхода ее обменного фонда влаги и поддержанию его в корнеобитаемой зоне почвы на более высоком уровне в любых, даже самых жестких климатических условиях.

Агротехнические и технические решения и приемы улучшения водообеспеченности растений путем более длительного поддержания благоприятного для них уровня влажности почвы, для различных культур, почв и климатических условий могут очень сильно различаться в деталях и форме исполнения, но принципиальная основа их будет единой — отвод солнечного тепла с поверхности почвы в атмосферу.

15. Корни растений десугируют влагу из почвы с силой 30-50 атм. [5] и могут извлекать из почвы как жидкую влагу, удерживаемую частицами почвы с меньшей силой, так и парообразную.

Почва, состоящая из частиц, окутанных водяными пленками, приобретающими все свойства свободной водной поверхности (в смысле обмена молекулами с воздухом), уже при уровне ее влажности равном МГ, представляет собой многократно увеличенную водную поверхность, воздух над которой насыщен водяным паром до 100% относительной влажности. Отрицательное давление насыщающего водяного пара (в данном случае водоудерживающая сила почвы) равно или близко к нулю, а парообразная влага в этом случае физиологически доступна растениям.

Поглощая пар, корешок или корневой волосок стимулирует его пополнение за счет испарения с поверхности пленок, окружающих частицы почвы. Отбор пара равносителен отбору тепловой энергии. Он вызывает снижение температуры данной пленки по сравнению с соседними, не затронутыми десукцией корневого волоска. Снижение температуры вызывает снижение УВП, и обра-

зуется его перепад между пленками, который компенсируется соответствующим испарением с поверхности соседних пленок до полного равновесия температур между ними.

Всякое передвижение влаги в почве, необходимое для ликвидации диспропорций, возникающих за счет внешних воздействий, происходит за счет передвижения ее в парообразном состоянии и весьма оперативно. К корням растений в подавляющем большинстве случаев (при отсутствии свободной гравитационной или капиллярной воды) влага подается в парообразном состоянии. Оперативность этого процесса настолько велика, что микрозон иссушения непосредственно у деятельных корней не обнаруживается даже в то время, когда во всей зоне, охватываемой всей корневой системой растения, влажность почвы заметно понижена.

Отбирая у почвы парообразную влагу, растение тем самым снижает ее температуру и УВП в почвенном воздухе. В почве, как в одной из основных частей равновесной системы почва-атмосфера, возникает дефицит энергии, система стремится компенсировать возникшую диспропорцию за счет перемещения соответствующего количества пара из атмосферы в почву. Происходит еще один природный влагооборот в системе: почва – конкретное растение – атмосфера-почва, который и объясняет многократность использования растением обменного фонда влаги в почве.

Задача агротехники поддерживать обменный фонд влаги в почве на физиологически доступном уровне, а об экономном его расходовании и возобновлении система заботится сама. По данным Н. Ф. Лукина, в его еще далеких от совершенства опытах данный влагооборот за вегетационный период составлял две-три тысячи мм в/с при убыли обменного фонда влаги из почвы 80 -100 мм. Таким образом, его использование и возобновление за вегетационный период осуществлялось 25-30 раз.

Естественно, что для других условий были бы получены и другие цифровые соотношения. Но в определенных условиях (например: тропические дождевые леса) этот влагооборот, вероятно, может достигать очень и очень больших величин.

16. Круговорот воды в природе Земли – явление весьма сложное и состоит из многих, взаимно накладывающихся и часто одновременно происходящих влагообменов между взаимосвязанными частями природных систем. Он включает в себя: влагообмен пространственный – глобальный, происходящий между тропическими и полярными областями земного шара, и местный – между долинами и вершинами гор; временной – между земной поверхностью и атмосферой, состоящий из суточного (за счет смены дня и ночи) и сезонного (за счет смены времен года) перемещений влаги из атмосферы в земную поверхность и обратно; локальный – в системе почва – растение – атмосфера.

Вполне вероятно, что макро- и микронаселение почвы также играет определенную роль в локальном влагообмене.

Основой всех, выше рассмотренных, влагообменов является диффузионное распространение или передвижение водяного пара в воздухе.

На все эти влагообмены, управляемые своими закономерностями и движущими силами, циркуляция атмосферы накладывает свое, иногда очень сильно действующее влияние, вызывая временный избыток или резкий недостаток водяного пара над данной территорией. В результате этого либо формируется облачность и избыточная влага сбрасывается атмосферой в виде осадков, либо возникает засуха, т.е. катастрофическое падение обменного фонда влаги в почве, порой до уровня физиологической недоступности, за счет перемещения его в пересушенную ниже нормы атмосферу.

Циркуляция атмосферы, формирование и выпадение осадков очень подробно изучены, так как осадки ошибочно считались основной приходной статьей водного баланса и влагообмена между атмосферой и земной поверхностью. Причина этого заблуждения обусловлена тем, что осадки являются вернейшим признаком не только насыщенности, но и перенасыщенности атмосферы влагой. Осадки – это та часть влаги, которую подстилающая земная поверхность (вода, почва) не успела или не могла поглотить по каким-либо причинам в парообразном состоянии, а атмосфера не в силах удерживать в себе по температурным условиям, сложившимся в данный момент времени.

В аридных регионах, где из-за высоких температур обменный фонд влаги в системе почва-атмосфера сильно уменьшается, летом, как правило, дождей не бывает даже при поступлении больших облачных масс со стороны. Облака над пустынями и полупустынями, испаряясь, рассасываются без выпадения дождя.

Влага в почве и атмосфере представляет собой единое целое, единый обменный фонд. Пополнение его извне (перенос с океанов больших облачных масс, искусственное орошение больших площадей) в одной из частей системы по условиям подвижного равновесия немедленно вызывает увеличение его и в другой части системы. Повышение абсолютного содержания водяного пара в атмосфере сразу же отражается и на уровне влажности почвы. Поскольку влага в атмосфере представляет собой непрерывно движущийся поток, то и влага в почве – это тоже поток. Растения питаются влагой не из неподвижных, конечных количественно «запасов», а из постоянно движущегося и возобновляющегося потока.

Парообразная влага атмосферы – газовая компонента земной гидросферы может быть использована для изъятия из нее пресной воды в неограниченных количествах как и для повышения продуктивности растений с помощью агротехнических приемов, так и для удовлетворения различных нужд народного хозяйства после ее конденсации с помощью различных технических средств.

Надвигающийся в современную эпоху экологический кризис, отмечаемое во всем мире увеличение сухости климата, частое чередование сильных засух и катастрофических наводнений вызвано массовым истреблением лесов, как носителей своего рода буферно-обменного фонда влаги, т.е. неразумным хищническим вмешательством человека в природное равновесие, и может быть остановлено и предотвращено человечеством энергичными мероприятиями по увеличению обменного фонда влаги во всех регионах земного шара.

Человечество может уверенно смотреть в свое будущее. При современной технической базе овладение неисчерпаемыми резервами чистой пресной воды (за счет освоения парообразной влаги атмосферы) непреодолимых трудностей не представляет.

20. В процессе влагообмена между собою почва и атмосфера, как составные части единой системы, равноправны, и взаимосвязаны. Внешнее воздействие на любую из них отражается на всей системе в целом. Следовательно, по образному выражению Н. Ф. Лукина, «ключи к гидрантам парообразной влаги атмосферы можно искать (и они там также имеются) прямо на поверхности почвы, т.е. на земле, а не в небе».

Отводя тепло с поверхности почвы, можно увлажнять ее за счет парообразной влаги атмосферы, минуя стадии облакообразования и выпадения осадков.

Отводя тепло с поверхности речных водосборов, можно увеличивать полноводность рек в любом нужном месте и тем самым повышать возможности искусственного орошения. На принципе отвода тепла от рабочей части прибора можно строить конденсаторы любой мощности для извлечения влаги из атмосферы в любом нужном месте и получать пресную воду для нужд животноводства, а также для водообеспечения населения этих объектов водой, добываемой из воздуха с помощью конденсационных установок.

21. Изъятие любых количеств парообразной влаги из атмосферы для увлажнения почвы на принципе отвода тепла с ее поверхности экологически совершенно безопасно, так как общее количество энергии в системе почва-атмосфера при этом не изменяется, а происходит лишь частичная замена одного вида энергии (солнечное тепло) на другой (теплота конденсации пара). По своей же физической сущности водяной пар атмосферы — это тоже солнечная энергия, но преобразованная в движение его молекул.

Кроме того, парообразная влага поглощается почвой из атмосферы безвозвратно, а выполнив полезную работу в растениях, вновь возвращается в атмосферу путем десукции и транспирации.

С учетом изложенных выше проработок Институтом гидрогеологии была включена в план работ на 1986–1990 гг. тема: 3.1.12.5.2. «Комплексные исследования гидрофизических процессов в гидрогеологии», раздел I. «Экспериментальное и теоретическое обоснование конденсационной теории происхождения подземных вод». По данной тематике был выполнен сбор информации, произведено ее обобщение и выполнены определенные эксперименты на полигоне Института по выращиванию различных сельскохозяйственных овощных культур без полива по определенной методике, предложенной Н. Ф. Лукиным, позволяющей обеспечивать нужды растений в воде за счет парообразной влаги содержащейся в атмосфере и с учетом изложенных выше положений, без полива были выращены такие влаголюбивые культуры, как помидоры, болгарские перцы.

Определенный положительный материал был наработан при изучении конденсационных процессов в гляциальной зоне. К сожалению, финансирование этих исследований, крайне важных

для решения народно-хозяйственных задач и обеспечения Продовольственной безопасности страны в связи с перестройкой было приостановлено. По собранному материалу был издан библиографический справочник «Конденсация водяных паров атмосферы в почво-грунтах за 110 лет» [6].

Так же приведенные сведения, экспериментальные данные и теоретическое обоснование конденсации парообразной влаги атмосферы в почве, приземном ее слое и других объектах свидетельствуют о наличии глобального постоянно возобновляемого источника воды, конкурентного по отношению к существующим водосберегающим технологиям, способного обеспечить водой все нужды сельского хозяйства и животноводства.

В одно время с Н. Ф. Лукиным в различных районах России данную тему успешно разрабатывают и другие исследователи. Так Ю. А. Раков провел многолетние исследования по конденсации водяных паров под сплошным травостоем различных культурных растений в Ногайской степи и внедрил результаты экспериментов в народное хозяйство. На основе своих разработок он защитил докторскую диссертацию [7].

Исследователь В. Е. Горяев, изучая конденсационные процессы в почвогрунтах Алтая и Кулунды, разработал оригинальную систему конденсационного водообеспечения культурных растений, защитил ее патентами и также внедрил ее на обширных полях этого региона. Свои исследования он обобщил в диссертации, за которую ему была присвоена ученая степень доктора наук [8].

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Лукина Н.Ф. Влага насущная // Памир. – 1983. – № 3.
- [2] Лукина Н.Ф. А вода-то над нами! // Памир. – 1987. – № 6.
- [3] Бурова Л.П. Роль наземной конденсации в процессах влагооборота в Арктике // Вопросы гидрометеорологического обоснования межзонального перераспределения водных ресурсов. – Л.: Гидрометиздат, 1981. – С. 212-222.
- [4] Кузнецова Л.П. Перенос влаги в атмосфере над территорией СССР. – М.-Л., 1978.
- [5] Ахматов К.А. Адаптация древесных растений к засухе. – Фрунзе, 1976.
- [6] Шестаков Ф.В. Конденсация водяных паров в почвогрунтах и приземном слое. Библиографический указатель 1877–1987 гг. – Алма-Ата, 1989. – 80 с.
- [7] Раков А.Ю. Особенности фитомелиорации земель центрального и восточного Предкавказья: Автореферат дис. ... докт. с.-х. наук. – Волгоград, 2007.
- [8] Горяев В.Е. Агрофизические основы регулирования гидротетрического режима почв: Автореф. дис. ... докт. биол. наук. – М., 1997.

REFERENCES

- [1] Lukina N.F. moisture urgent. Pamir. 1983. N 3. (in Russ.).
- [2] Lukina N.F. And the water above us! Pamir. 1987. N 6. (in Russ.).
- [3] Burova L.P. The role of surface condensation in the processes of the hydrologic cycle in the Arctic. Questions of hydrometeorological justification of interzonal water resource transfer. L.: Gidrometizdat, 1981. P. 212-222. (in Russ.).
- [4] Kuznetsova L.P. Transfer of moisture in the atmosphere over the territory of the USSR. M.-L., 1978. (in Russ.).
- [5] Akhmatov K.A. Adaptation of woody plants to drought. Frunze, 1976. (in Russ.).
- [6] Shestakov F.V. Condensation of water vapor in soils and surface layer. Bibliographic Index 1877-1987. Alma-Ata, 1989. 80 p. (in Russ.).
- [7] Rakov A.Yu. Features phytomelioration lands of central and eastern Ciscaucasia: Autoref. dis. ... Doctor of agriculture. Volgograd, 2007. (in Russ.).
- [8] Goryaev V.Ye. Agrophysical regulatory framework of hydrothermal regime of soil: Author. dis. ... Doctor. biol. Sciences. M., 1997. (in Russ.).

ТОПЫРАҚТА АТМОСФЕРА СУ БУЫНЫҢ КОНДЕНСАЦИЯСЫ – АУАДАН СУДЫ МЕНГЕРУДІҢ ТЕОРИЯЛЫҚ НЕГІЗІ (II бөлім)

Ф. В. Шестаков

ЖШС ОБИС, Алматы, Қазақстан

Тірек сөздер: топырақтағы атмосферадағы бу күйіндегі ылғалдың конденсациясы, ауадағы суды игерудің теориялық негізі.

Аннотация. Атмосферадағы бу күйіндегі ылғалдан судың шектеусіз көлемін алудың теориялық негіздемесі көрсетілген, бұл тұрғы судың альтернативті қайнар көзі кез-келген су сақтаушы технологияларға бәсекелес бола алады және мәселелерді оперативті шешуге мүмкіндік береді. Азық қауіпсіздігі және толық немесе жеке планеталарды және жеке мемлекеттерді қайта орналастыру, жеке мемлекет үшін, мысалы Қазақстан.

Поступила 04.02.2015 г.

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 1, Number 409 (2015), 64 – 72

**TECHNOLOGY OF DETERMINE THE COLLECTOR
SATURATION TYPE BY GIS COMPLEX
IN TERRIGENOUS SEDIMENTS OF ARYSTAN DEPOSIT**

G. Borisenko, A. Niyazova

Kazakh National Technical University named after K. Satpayev, Almaty, Kazakhstan.

E-mail: bgt69@mail.ru; niyazova.akma@mail.ru

Key words: collector, specific electric resistance, electric logging, well, collector properties, porosity parameters, porosity coefficient, oil and gas saturation parameters, oil saturation coefficient.

Abstract. Algorithms of the well logging charts interpreting to determine type of reservoir saturation in collector layers, methods of well logging data interpretation are given. Also a description of Jurassic sediments of the investigated field is given and interpretation results of the three wells are shown.

УДК 622.241:550.832(574.3)

**ТЕХНОЛОГИЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРА НАСЫЩЕНИЯ
КОЛЛЕКТОРОВ ПО КОМПЛЕКСУ ГИС В ТЕРРИГЕННЫХ
ОТЛОЖЕНИЯХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРЫСТАНОВСКОЕ**

Г. Т. Борисенко, А. Т. Ниязова

Казахский национальный технический университет им. К. И. Сатпаева, Алматы, Казахстан

Ключевые слова: коллектор, удельное электрическое сопротивление, электрокаротаж, скважина, коллекторские свойства, параметр пористости, коэффициент пористости, параметр нефтегазонасыщения, коэффициент нефтенасыщенности.

Аннотация. Приведены алгоритмы интерпретации диаграмм геофизических исследований скважин с целью определения характера насыщения пластов коллекторов, методики интерпретации данных метода ГИС. Дано описание юрских отложений изучаемого месторождения и представлены результаты интерпретации по трем скважинам.

Введение. Выделение нефтегазонасыщенных коллекторов в разрезах скважин нефтегазовых месторождений производится в основном методами сопротивления. О степени насыщения пор пласта нефтью, газом, водой судят по результатам сравнения удельного сопротивления породы ρ_n с его значением $\rho_{вп}$ при стопроцентной водонасыщенности. При этом должна быть установлена связь параметра нефтенасыщения с коэффициентом водонасыщенности. На эмпирическом или палаточном уровне интерпретации данных ГИС петрофизические и интерпретационные зависимости строятся по статистическим сопоставлениям типа «керна-керна» и «керна-ГИС». Удельное сопротивление нефтегазонасыщенной породы зависит от содержания в ее порах нефти или газа и воды (от коэффициента нефтегазонасыщенности ($K_{нг}$), коэффициента водонасыщенности (K_v), минерализации пластовых вод, пористости породы, структуры порового пространства, литологии и т.п. Нефть и газ, замещая в поровом пространстве воду, повышают удельное сопротивление породы [1, 2].

Удельное сопротивление чистых нефтегазоносных пород пропорционально удельному сопротивлению пластовой воды, насыщающей породу, поэтому удельное сопротивление нефтегазоносного пласта не отражает степени его нефтегазонасыщенности. Породы, обладающие различной нефтегазонасыщенностью, могут выделяться одинаковыми сопротивлениями, а обладающие одинаковой нефтегазонасыщенностью разными сопротивлениями. Для полного или частичного исключения факторов (минерализации пластовых вод, пористости и структуры порового пространства), влияющих на величину удельного сопротивления нефтегазоносных пород, вместо удельного сопротивления рассматривают отношение сопротивления нефтегазоносного пласта $\rho_{нг}$ (поры которого заполнены нефтью или газом и остаточной водой) к сопротивлению этого же пласта при стопроцентном заполнении его пор водой такой же минерализации и температуры $\rho_{вп}$:

$$P_n = \rho_{нг} / \rho_{вп}$$

Эту величину называют коэффициентом увеличения сопротивления, показывающим, во сколько раз увеличивается удельное сопротивление водонасыщенного коллектора при частичном насыщении объема пор нефтью или газом. Между параметром нефтенасыщенности P_n и коэффициентом водонасыщенности K_v существует обратная степенная зависимость [1, 3]:

$$P_n = 1/K_v^n,$$

где K_v – отношение объема пор, заполненных водой, к общему объему порового пространства породы.

Параметр	Физический смысл	Формула	Способ определения
Параметр пористости	Влияние порового пространства на сопротивление	$P_n = \frac{\rho_{вп}}{\rho_v}$	Измерение сопротивления полностью водонасыщенного образца
Параметр насыщенности	Увеличение сопротивления при изменении насыщенности	$P_n = \frac{\rho_n}{\rho_{вп}}$	Определение сопротивления для различных значений K_v : - Капилляриметрический метод - Центрифугирование

Таким образом, по параметру нефтенасыщенности можно определить коэффициент нефтегазонасыщенности чистого коллектора. Коэффициент увеличения сопротивления коллектора зависит от степени его нефтегазонасыщенности и характера распределения в нем воды, нефти и газа, следовательно, от структуры порового пространства, литолого-петрографических свойств пород и физико-химических свойств пластовой жидкости. Если частицы воды, находящиеся в пласте, представляют собой связанную систему, коэффициент увеличения сопротивления будет минимальным, при разобщении частиц воды в порах чистой породы он возрастает [1, 5].

Зависимости коэффициента увеличения сопротивления от водонасыщенности строят по результатам лабораторных исследований образцов пород, искусственно насыщенных водой и нефтью. Они характеризуют статочную тесную связь между параметрами P_n и $K_{нг}$, K_v для разных месторождений независимо от типа пород. Это позволяет считать, что в рассмотренных коллекторах зерна имеют гидрофильную поверхность, вода образует в поровом пространстве непрерывную сеть проводящих каналов, обеспечивающую их хорошую электропроводность.

На месторождении глубокими скважинами вскрыты отложения триасовой, юрской, меловой, палеогеновой и неогеновой систем максимальной толщиной 3907 м. Юрские отложения на месторождении статочно уверенно прослеживаются по всей площади месторождения, в разрезе выделены 11 горизонтов (Ю-I – Ю-XI), которые отделяются друг от друга выдержанными по разрезу и площади глинистыми разделами. По имеющейся литолого-петрофизической информации продуктивные горизонты представлены неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, с единичными тонкими прослоями терригенных пород с повышенным содержанием карбонатного материала. Породы – коллекторы продуктивных горизонтов представлены преимущественно песчаниками, реже алевролитами, относятся к типу гранулярных с поровым типом ёмкостного пространства.

В основу интерпретации данных геофизических исследований скважин положены теоретические уравнения связи глинистости и пористости с геофизическими параметрами, а для определения коэффициента нефтенасыщенности использованы петрофизические зависимости, полученные на керне продуктивной толщи. Для определения коллекторских свойств – пористости, глинистости, коэффициента нефтенасыщенности использовались следующие диаграммы методов ГИС: гамма каротаж – ГК; нейтронный каротаж – НГК; индукционный каротаж – ИК, литоплотностной каротаж – ГГК-П + ПЕФ; акустический каротаж – АК; кавернометрия – КВ.

Коэффициент нефтегазонасыщенности определялся по методу электрического сопротивления с использованием петрофизических связей Дахнова-Арчи $R_p = a \cdot K_p^{-m}$ и $R_n = a \cdot K_v^{-n}$, которые на керне месторождения описываются уравнениями [4]:

$$R_p = 1,0098/K_p^{1,88},$$

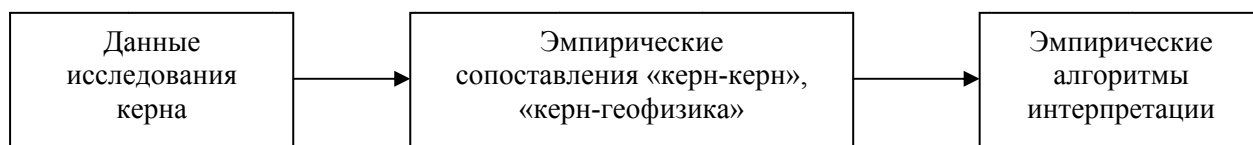
$$R_n = 1,0104/K_v^{1,927}$$

При расчете 100%-воныщенного пласта рвп использовалось удельное электрическое сопротивление пластовой воды при пластовых температурах в среднем по месторождению: 0,019 Ом·м для I-III горизонтов; 0,018 Ом·м – для IV-VIII горизонтов, 0,017 Ом·м – для IX-XI. Коэффициент водонасыщения определялся по уравнению Дахнова Арчи [4]:

$$K_n = \left(\frac{a \cdot b \cdot \rho_w}{K_p^m \cdot \rho_n} \right)^{1/n},$$

где K_v – коэффициент водонасыщения; ρ_w – сопротивление пластовой воды; ρ_n – сопротивление пласта; K_p – эффективная пористость; a, b, m, n – структурные коэффициенты.

Алгоритмы интерпретации имеют вид полиномиальных трендов с эмпирическими коэффициентами [2]:



Этапы разработки методики интерпретации данных метода ГИС включают:

- разработку интерпретационной модели;
- обоснование интерпретационного параметра;
- обращение интерпретационной модели на алгоритм интерпретации;
- обоснование петрофизического параметра и петрофизической модели метода ГИС;
- методику настройки петрофизической модели;
- алгоритм расчета искомого петрофизического параметра.

Под решением прямой задачи понимается расчет показаний прибора в системе скважина-пласт при фиксированных геолого-технических условиях измерений. Под обратной задачей понимается расчет искомой характеристики (или известным образом связанного с ней интерпретационного параметра) по показаниям скважинного прибора при более или менее известных условиях измерений [2, 6].

Затруднения в определении коэффициента нефтегазонасыщенности возникают в следующих случаях: в неоднородных пластах, представленных часто чередующимися пропластками различного удельного сопротивления, при очень глубоком проникновении фильтрата бурового раствора в пласт и если оценка удельного сопротивления осложняется; когда нет данных для статочного определения величины $r_{вп}$; при отсутствии тесной связи между степенью насыщения пор нефтью, газом или вой и коэффициентом увеличения сопротивления R_n песчано-глинистого коллектора. Надежное значение коэффициента нефтенасыщения по данным метода сопротивлений можно получить при соблюдении следующих условий: величина ρ_n , установленная в результате интерпретации диаграмм метода сопротивлений, соответствует удельному сопротивлению неизменной части продуктивного коллектора; при определении ρ_n в исследуемом пласте учтены

искажающие влияния на показания конечной мощности пласта; диаграммы индукционного каротажа должны быть получены эталонированными приборами и иметь надежную шкалу сопротивлений (проводимости) [1].

На рисунках 1, 2 приведены характеристики продуктивных горизонтов по скважинам месторождения, геофизическая характеристика водонасыщенного интервала скважины показана на рисунке 3. В таблицах 1, 2 приведены результаты комплексной интерпретации по скважинам.

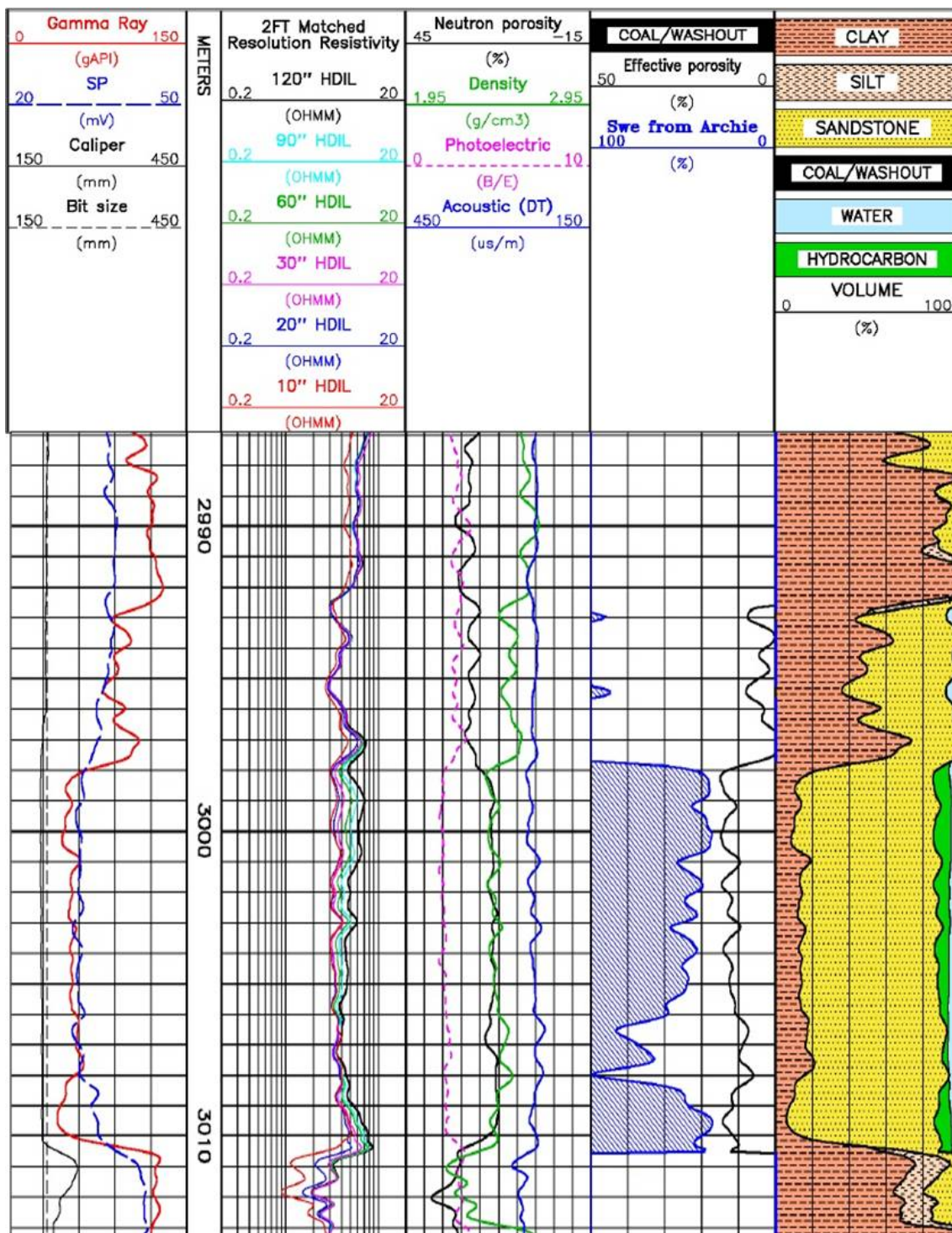


Рисунок 1 – Геофизическая характеристика продуктивного интервала по данным ГИС

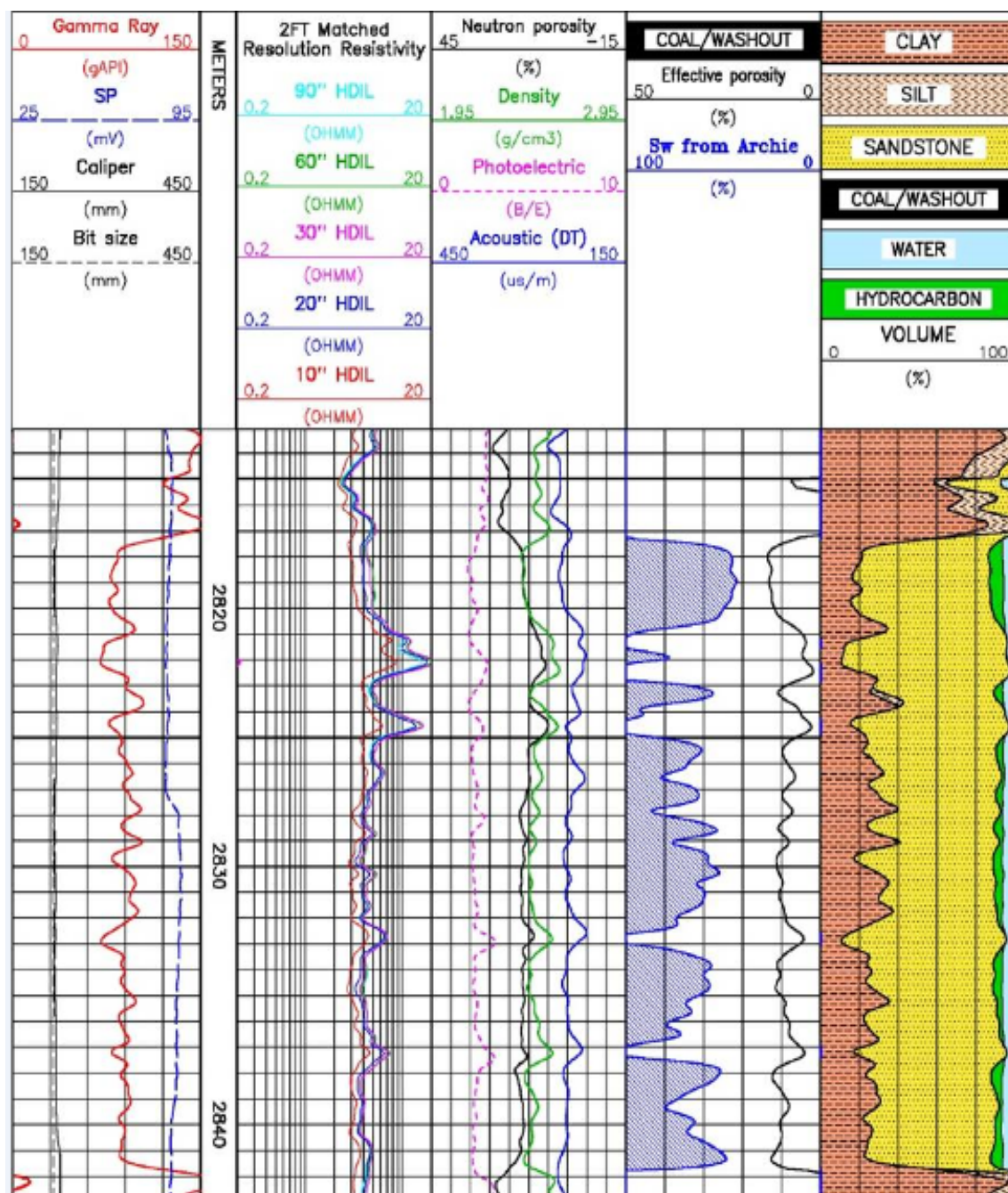


Рисунок 2 – Геофизическая характеристика продуктивного интервала по данным ГИС

По скважине **А** дана характеристика четырех продуктивных горизонтов. Мощности пластов коллекторов изменяются в пределах 1,0-6,7 м; сопротивление 2,2-5,0 Ом·м; коэффициент нефтенасыщения 24-72%. По скважине **В** мощности продуктивных пластов 5,0-15,1 м; сопротивление 2,4-6,7 Ом·м; коэффициент нефтенасыщения 25-70%. В скважине **Д** мощности продуктивных пластов 0,9-10,1 м; сопротивление 3,4-11,2 Ом·м; коэффициент нефтенасыщения 20-70%. Эффективная пористость коллекторов невысокая 7-17%.

Сопротивление водонасыщенных горизонтов низкое 0,5-4,5 Ом·м, пористость изменяется от 8,0 до 18,0%.

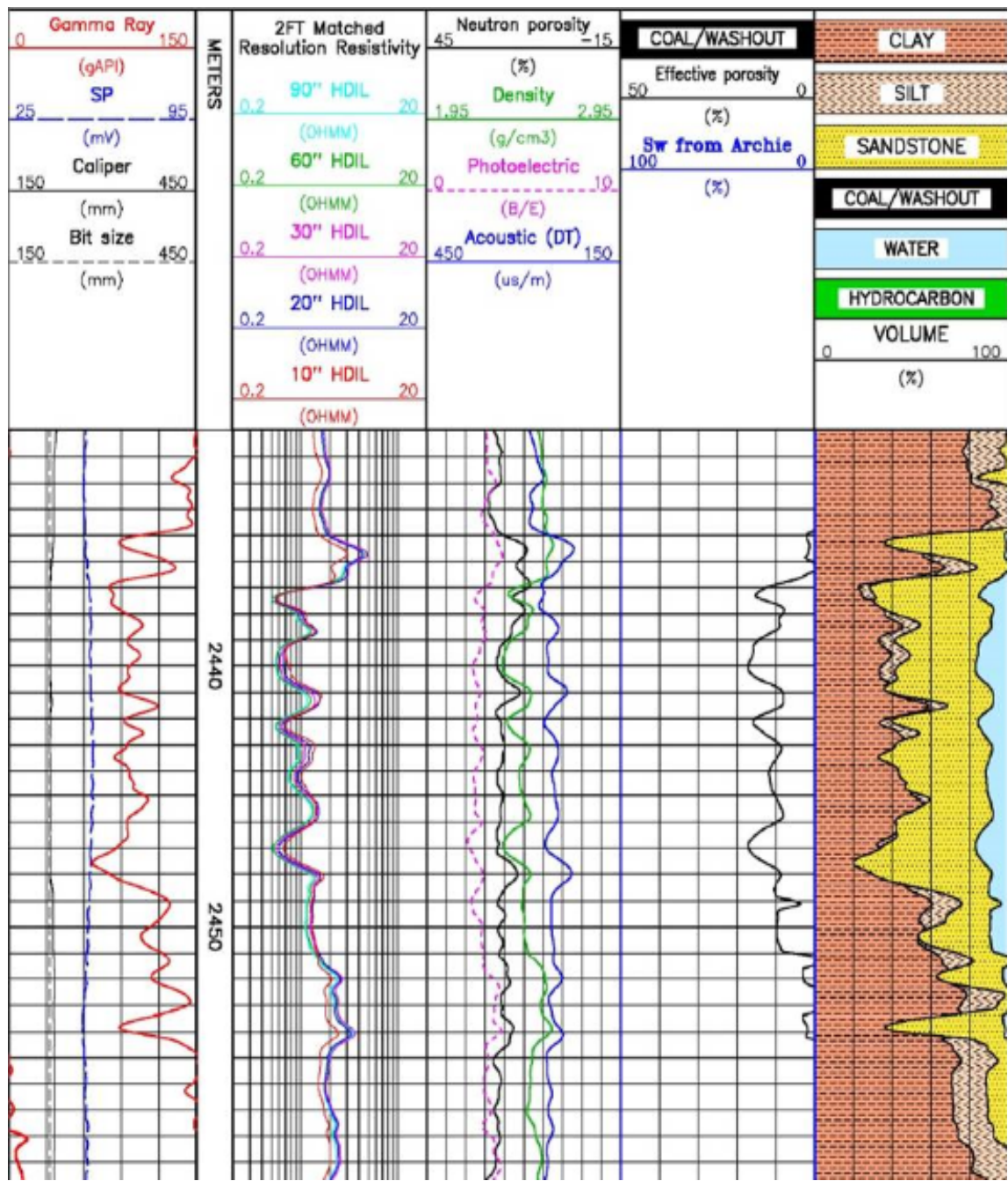


Рисунок 3 – Геофизическая характеристика водонасыщенного интервала по данным ГИС

Таблица 1 – Геофизическая характеристика нефтенасыщенных пластов

Скважина	Горизонт	Кровля, м	Подошва, м	Толщина, м	Сопротивление пласта по индукционному каротажу, Ом·м	Плотность пород, г/см ³	Интервальное время, мкс/м	Глинистость по ГК, нейтронному и плотностному, %	Эффективная пористость до, %	Коэффициент нефтегазо-насыщения до, %
А	VI	2696,2	2698,1	1,9	2,8-3,3	2,4	224-235	28-37	10,0	24
		2699,8	2700,8	1,0	4,0-4,7	2,4	225	28-35	9,7	39
		2701,7	2704,5	2,8	4,4-5,0	2,4	231-241	23-36	13,1	55
	VII	2720,4	2722,8	2,4	2,2-2,4	2,3-2,4	216-243	28-62	12,0	30
		2725,2	2726,5	1,3	2,9	2,4	232	29-36	11,2	36
		2728,0	2734,7	6,7	2,5	2,3-2,4	230-240	25-37	14,3	45
		2740,0	2741,2	1,2	2,3-3,8	2,4-2,5	215-236	22-24	13,1	39
	VIII	2769,5	2773,0	3,5	2,4-2,6	2,3-2,4	232-245	23-31	13,1	39
		2774,2	2775,2	1,0	2,0	2,4	247	25-47	12,0	31
		2805,0	2806,2	1,2	7,8	2,4	237	25-36	12,2	72
		2807,4	2816,0	8,6	7,5-13,3	2,3-2,4	223-246	12-33	15,1	72
		2817,6	2825,0	7,4	4,8-10,7	2,3-2,4	220-225	39-19	13,0	67
	XI	2871,9	2873,3	1,4	3,6-5,7	2,4	237	30	10,4	33
		3001,4	3004,6	3,2	5,5-8,3	2,4	230-250	17-24	11,0	62
В	VIII	2781,7	2786,7	5	4,7-8,8	2,4	235-248	30-60	10,3	59
		2805,9	2815,5	9,6	5-11,2	2,4	228-245	25-45	14,1	70
		2836,7	2851,8	15,1	4,5-9,1	2,4	205-244	20-50	12,0	58
	IX	2861,3	2869,7	8,4	3,4-4,8	2,4-2,55	225-250	20-50	12,0	52
	X	2959,6	2970,7	11,1	4,4-8,6	2,4-2,48	225-248	12-27	13,4	60
		2997,8	3010,5	12,7	3,5-8,6	2,4	225-251	5-20	15,1	65
		3061,1	3065,8	4,7	3-4,5	2,47	223-239	25-40	10,0	25
Д	VIII	2817,3	2820,9	3,6	5,2	2,4	248-254	15-21	13,2	57
		2822,9	2824	1,1	4,5-5	2,45	233	26-42	10,2	45
		2825,0	2832,5	7,5	3,7-6,1	2,5	213-247	17-40	11,3	48
		2833,2	2836,7	3,5	3,8-4,3	2,44-2,5	240-248	23-35	11,0	44
		2837,5	2841,8	4,3	3,5-4,6	2,4	239-254	22-31	12,2	52
	IX	2846,0	2846,9	0,9	3	2,45	249	37,7	10,0	30
		2852,0	2853,0	1	2,42	2,42	258	38	12,3	35
		2873,1	2877,9	4,8	3,1-6,1	2,4-2,53	234-249	13-27	13,0	51
	X	2947,0	2949,0	2	3-4,4	2,49	247-253	42	7,4	20
	XI	3025,3	3035,4	10,1	3,2-6,7	2,4	241-256	13-32	16,0	70
		3037,3	3041,0	3,7	2,48-4,9	2,4	234-257	14-35	17,1	66
		3042,0	3043,0	1	4-6	2,48	260	29	9,0	45

Таблица 2 – Геофизическая характеристика водонасыщенных пластов

Скважина	Горизонт	Кровля, м	Подолва, м	Толщина, м	Сопротивление пласта по индукционному каротажу, Ом·м	Плотность пород, г/см ³	Нейтронная пористость по известняку, %	Интервальное время, мкс/м	Глинистость по ГК, нейтронному и плотностному, %	Эффективная пористость до, %
А	IV	2404,0	2411,0	7,0	0,5-0,8	2,3-2,5	15-23	188-274	24-37	17,0
		2413,5	2416	2,5	1,1	2,42	21	264	48	11,0
		2449,0	2451,0	2,0	2,0-1,7	2,4-2,5	16-19	232-255	44-48	8,5
		2462,0	2464,0	2,0	0,7-1,9	2,3-2,4	18-24	214-265	35-60	15,0
		2474,0	2475,0	1,0	1,3-1,4	2,4	17	249	48-59	11,1
		2481,0	2484,0	3,0	0,5-0,8	2,3	22	256-270	28-48	18,0
	V	2552,3	2556,2	3,9	1,1-1,3	2,4	18-20	252	39-59	13,5
		2598,5	2602,0	3,5	1,5-1,6	2,3-2,4	20-25	249-269	43-58	12,0
		2615,0	2616,8	1,8	2,0	2,4	19-21	251	50-63	10,0
В	V	2418,8	2426,7	7,9	0,56-	2,33-2,46	19-24	236-283	20-70	16,5
		2428,5	2432,6	4,1	0,9-1,5	2,41-2,6	12-21	194-254	20	11,0
	V	2486,5	2488,8	2,3	0,7-1,2	2,37-2,45	18-25	248-255	20-40	14,5
		2493	2496	2	0,7	2,38	23	265	33	14,5
		2501,3	2504,3	3	0,7	2,38	20	252	17	15,0
		2512,3	2514,6	2,3	1,1	2,41	24	252	27	12,0
		2520,1	2526,5	6,4	0,65-	2,34-2,48	15-28	217-272	15-60	16,5
		2540,2	2541,8	1,6	1,3	2,43	24	256	40	10,0
		2543,4	2545,8	2,4	0,8	2,4	22	255	25-30	13,0
		2577,2	2580,8	3,6	1-2,3	2,41-2,6	19-25	222-267	20-30	11,0
	VII	2677,4	2683,2	5,9	0,7-2,8	2,38-2,61	10-20	174-251	20-50	14,0
		2701,3	2704,2	2,9	1,7	2,44	18	237	40	11,0
Д	V	2436,7	2451,0	14,3	0,51-	2,34-2,49	14-23	225-268	20-55	17,0
	VI	2515,0	2518,0	3,0	0,67	2,38	22	256	41	15,2
		2523,6	2525,4	1,8	1,1	2,42	23	261	53	11,3
		2539,6	2542,	2,5	0,99	2,4	21	250	36	12,0
		2553,5	2560,3	6,8	0,9-1,3	2,4-2,48	20	219-249	29-42	13,1
		2565,5	2567,3	1,8	0,7	2,38	22	257	36	14,2
		2570,0	2575,0	5,0	0,8	2,42	22	252	40	13,0
	VII	2716,7	2719,7	3,0	1,2	2,41	18	252	34	12,2
	X	2877,9	2881,4	3,5	2,9-4,3	2,5-2,54	18	225-237	18-50	6,0
		2882,8	2885,1	2,3	2,5-2,9	2,47-2,49	18	231-240	27-46	10,2
	XI	3005,0	3008,0	3,0	1,7-2,8	2,44-2,5	16-21	239-248	27-47	10,1
		3057,1	3059,4	2,3	3,4-4,5	3,4-4,5	16-18	227	38-45	8,3

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Вендельштейн Б.Ю. Резванов Р.А. Геофизические методы определения параметров нефтегазовых коллекторов. – М.: Недра, 1978. – 318 с.
- [2] Кожевников Д.А. Коваленко К.В. Модулирование гранулярных коллекторов на основе петрофизической инвариантности // НТВ «Каротажник». – Тверь: Изд. АИС, 2007. – Вып. 161. – С. 66-84.
- [3] Дахнов В.Н. Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения горных пород. – М.: Недра, 1975. – 343 с.
- [4] Ниязова А.Т., Борисенко Г.Т. Петрофизическая модель обработки диаграмм ГИС месторождения Арыстан // Сб. трудов 3-й междуна. научно-практ. конф. «Состояние, проблемы и задачи информатизации в Казахстане», посвящ. 80-летию КазНТУ им. К. И. Сатпаева и 20-летию Международной Академии Информации. – Алматы, 20-22 ноября 2014 года. – Ч. II. – С. 331-335.
- [5] Борисенко Г.Т., Байгазиева Г.Т. Технология определения характера насыщения коллекторов по комплексу ГИС в терригенных нижнепермских отложениях месторождений восточного борта Прикаспийской впадины // Вестник КазНТУ. – 2012. – № 5(93).
- [6] Poupon A., Houle W.R., Schmidt A.W. Log analysis in formation with complex lithologies // Petroleum Technology. 1971. Vol. 23, N 8.

REFERENCES

- [1] Wendelstein B. Rezvanov R. Geophysical methods of determining oil and gas reservoir parameters. M.: Nedra, 1978. 318 p. (in Russ.).
- [2] Kozhevnikov D., Kovalenko K. Modulation of granular reservoir based on petrophysical invariance. NTV «Karotazhnik». Tver: Publication. AIS, 2007. Edition 161. P. 66-84. (in Russ.).
- [3] Dakhnov V. Geophysical methods for the determination of reservoir properties and oil and gas saturation of sediments. M.: Nedra, 1975. 343 p. (in Russ.).
- [4] Niyazova A., Borisenko G. Petrophysical model of well logging interpretation charts in Arystan field. Works book of the third international scientifically-practical conference «Status, problems and challenges of informatization in Kazakhstan», dedicated. Almaty, 20-22 of November 2014. P. II P. 331-335. (in Russ.).
- [5] Borisenko G., Baygazieva G. Technology of determine type of reservoir saturation by well logging complex in terrigenous deposits of low Permian sediments in the eastern side fields of Caspian Depression. Vestnik KazNTU. 2012. N 5(93). (in Russ.).
- [6] Poupon A., Houle W.R., Schmidt A.W. Log analysis in formation with complex lithologies. Petroleum Technology. 1971. Vol. 23, N 8.

АРЫСТАН КЕНОРЫНЫНДАҒЫ КОЛЛЕКТОРЛАРДЫҢ ҚАНЫҚТАЛУ ТҮРІНІҢ ТЕХНОЛОГИЯСЫН ҰГЗ КЕШЕНІМЕН ТЕРРИГЕНДІ ШӨГІНДІЛЕРДЕ АНЫҚТАУ

Г. Борисенко, А. Ниязова

Қ. И. Сәтбаев атындағы Қазақ ұлттық техникалық университеті, Алматы, Қазақстан

Тірек сөздер: коллектор, меншікті электрлік кедергі, электрокаротаж, ұңғыма, коллекторлік қасиеті, кеуектілік параметрі, кеуектілік коэффициенті, мұнайгаздылық параметрі, мұнайлылық коэффициенті.

Аннотация. Коллекторлі қабаттардың қанықталу түрін анықтау мақсатында, ұңғыманы геофизикалық әдіспен зерттеу диаграммаларының өңдеу алгоритмдері және ҰГЗ әдісінің мағлұматтарын өңдеу әдістемесі көрсетілген. Сонымен қатар, қарастырылып отырған кенорынның юра шөгінділерінің сипаттамасымен үш ұңғыма бойынша өңдеу нәтижесі берілген.

Поступила 04.02.2015 г.

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 1, Number 409 (2015), 73 – 79

**ANALYSIS OF GEOPHYSICAL WELL LOGGING DIAGRAMS
AND RESULTS OF IRON-CONTAINING CORE RESEARCH****G. Zhylkybayeva, G. Borisenko**

Kazakh national technical university after K. I. Satpayev, Almaty, Kazakhstan.

E-mail: gulnarazhyl@mail.ru; bgt69@mail.ru

Key words: magnetic susceptibility, magnetic susceptibility logging, electrical resistivity, electrical logging, well, remnant ore, magnetite ore, quality of ore, percentage of the common and the magnetic iron.

Abstract. The scope of using geophysical methods in the study of iron wells was analyzed. It was shown that the used complex makes it possible to study cross-sections of wells and assess the quality of the mineral. The levels of common and magnetic iron among the wells of the studied area were compared, as well as levels of sulfur and phosphorus based on the results of core analysis. Correlation between magnetic susceptibility and total iron content in the ore is established.

УДК 550.832.56

**АНАЛИЗ ДИАГРАММ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН И РЕЗУЛЬТАТЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ КЕРНА ЖЕЛЕЗОРУДНОГО УЧАСТКА****Г. А. Жылкыбаева, Г. Т. Борисенко**

Казахский национальный технический университет им. К. И. Сатпаева, Алматы, Казахстан

Ключевые слова: магнитная восприимчивость, каротаж магнитной восприимчивости, удельное электрическое сопротивление, электрокаротаж, скважина, рудный интервал, магнетитовая руда, качество руды, процентное содержание общего и магнитного железа.

Аннотация. Проанализированы возможности геофизических методов при изучении железорудных скважин. Показано, что применяемый комплекс ГИС позволил изучить разрезы скважин и оценить качество полезного ископаемого. Проведено сопоставление процентных содержаний общего и магнитного железа по скважинам изучаемого участка, и процентным содержанием серы и фосфора по результатам анализов керна. Установлена корреляционная связь между магнитной восприимчивостью и общим содержанием железа в рудах.

Введение. Рациональный комплекс ГИС в поисково-разведочных скважинах, бурящихся на железные руды проводится [1]:

– для выделения и корреляции в разрезах скважин магнетитовых руд, расчленения их по типам, определения в рудах содержание железа, связанного с магнетитом: каротаж магнитной восприимчивости, электромагнитный каротаж – КМВ, ЭМК;

– для определения содержания общего (магнетитового в том числе) железа в породах и рудах: нейтронный гамма-каротаж спектрометрический - НГКС, гамма-гамма-каротаж селективный – ГГКС;

– для определения плотности руд: гамма-гамма-каротаж плотностной – ГГКП;

- для геометризации рудных подсечений (основной), при корреляции горизонтов магнетит-содержащих руд и их расчленения по типам (вспомогательный): каротаж магнитного поля – КМП;
- вспомогательный метод для обработки данных НГКС в сложных условиях (изменяющаяся пористость руд и др.): нейтрон-нейтронный каротаж – ННК;
- для уточнения мощности и строения залежей, хорошо проводящих железных руд: метод электродных потенциалов – МЭП, индукционный каротаж – ИК;
- для определения содержаний полезных и вредных примесей в рудах: рентгенорадиометрический каротаж – РРК.

В скважинах изучаемого участка проведен комплекс геофизических методов: метод кажущегося удельного электрического сопротивления кровельным градиент-зондом N0,1M1,0A, каротаж магнитной восприимчивости и кавернометрия. Диаграммы КМВ, КС, кавернометрии использовались для изучения разрезов скважин (расчленения разрезов и выделения железорудных интервалов). Интерпретация диаграмм КС проведена по стандартной методике. Если мощность интервала высокого сопротивления больше 1,05 метра, то он отмечается на кривой КС асимметричным максимумом. При этом кровля интервала отбивается по максимальному сопротивлению, а подошва – по минимальному. Интервал низкого сопротивления фиксируется, соответственно наоборот, асимметричным минимумом и кровля интервала отбивается по минимальному сопротивлению, а подошва – по максимальному [2-4].

Одной из основных задач геофизических исследований на изучаемом участке являлось выделение рудных пересечений и оценка содержания железа в них. Результаты каротажа магнитной восприимчивости использовались для выделения рудных интервалов, зон вкрапленности магнетита и оценки в них содержания железа. Диаграммы КМВ оперативно используются для выбора интервалов геологического опробования керна, так как рудные пересечения выделяются повышенными значениями магнитной восприимчивости на кривых КМВ и низкими значениями КС (рисунок 1).

С помощью КМВ решаются такие задачи, как литологическое расчленение разрезов скважин, определение контактов и мощностей интервалов с повышенными магнитными свойствами, определение величины магнитной восприимчивости пород и руд, определение процентного содержания железа в рудах. Литологическое расчленение разрезов по данным КМВ основано на различном содержании магнитных минералов (в основном, магнетита) в разных горных породах. Из изверженных пород минимальными значениями магнитной восприимчивости характеризуются породы кислого состава – граниты, сиениты и др.; повышенными – породы основного и ультраосновного состава; из осадочных пород наибольшими значениями магнитной восприимчивости отличаются глины [5].

Рудные интервалы на месторождении характеризуются очень низкими значениями кажущегося сопротивления. Массивные и прожилковые руды низкоомны ($\rho_k = 1-30$ Ом), вкрапленные руды имеют электрические сопротивления близкие к вмещающим породам ($\rho_k = 1500-2500$ Ом). По КМВ нижняя и верхняя границы интервалов оруденения мощностью больше 0,4 м ($h > 2L$, где L – размер датчика равный 0,2 м, h – мощность интервала оруденения) отмечаются по точкам, в которых значение магнитной восприимчивости равно половине амплитуды аномалии. Высокая магнитная восприимчивость магнетитовых руд ($10000 - 200000 \times 10^{-5}$ ед.СИ) позволяет выявить их методом КМВ с большой эффективностью. Величина магнитной восприимчивости χ прямо пропорциональна содержанию магнетита в руде. Для бедных руд, с содержанием железа общего 20 - 30%, средняя величина магнитной восприимчивости по рудному интервалу достигает 50000×10^{-5} ед. СИ. Богатые руды, с содержанием железа общего больше 50%, имеют среднюю магнитную восприимчивость по рудному интервалу больше 100000×10^{-5} ед. СИ.

Для однозначного выделения руд магнетитового состава и определения содержания железа в них нашел широкое применение метод магнитной восприимчивости. Впервые метод в его современной модификации был применен В. Н. Пономаревым в 1959 году на северном фланге Соколовского месторождения Кустанайской области. Было показано [5], что измерения магнитной восприимчивости на месторождениях, представленных магнетитовыми рудами, могут быть использованы для определения содержания железа. Определение содержания железа основано на том, что магнитная восприимчивость горных пород и руд зависит, в основном, от включения

ферромагнитных минералов, к числу которых относятся широко распространенные магнетит, титаномагнетит и пирротин. При большой концентрации магнетита в породе устанавливается пропорциональная статистическая зависимость между магнитной восприимчивостью и содержанием магнетита в породе [6].

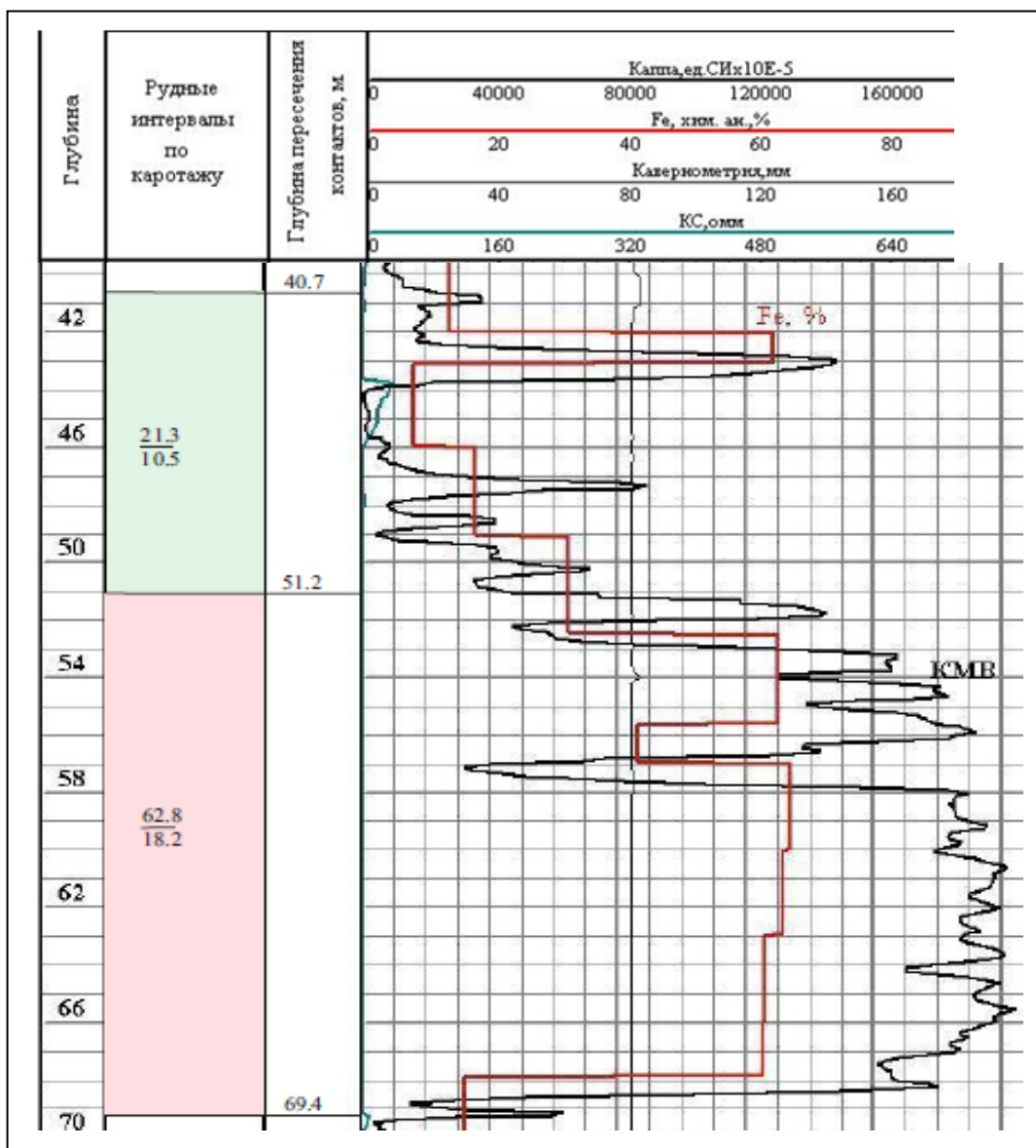


Рисунок 1 - Геофизическая характеристика рудных интервалов по комплексу ГИС

Для конкретных месторождений или типов руд может быть установлена зависимость $C_{Fe\text{ общ}} = f(x)$. Зависимости получают сопоставляя результаты определения процентного содержания железа по скважинам месторождения на представительном керне и данные каротажа магнитной восприимчивости по этим скважинам. Поскольку магнитная восприимчивость определяется не только количеством ферромагнитного материала, но и зависит от различных примесей, текстуры и структуры руд [5, 7, 8], то для повышения точности определения содержания железа в рудах необходимо строить градуировочные зависимости для всех разновидностей магнетитовых руд [9, 10].

По результатам сопоставления анализов керна и показаний КМВ определяют зависимость между содержанием общего железа ($Fe_{\text{общ}}$) и магнитной восприимчивостью. По оси абсцисс для каждого взятого интервала опробования наносятся значения магнитной восприимчивости χ , а по

оси ординат — соответствующее процентное содержание железа, установленное по результатам химического анализа. По полученным точкам проводится осредненная линия. В случае линейной зависимости можно пользоваться аналитическим способом определения валового железа по формуле:

$$C_{Fe\text{ общ.}} = A \times \chi + p, [\%]$$

Зависимость для изучаемого участка имеет вид (рисунок 3):

$$C_{Fe\text{ общ.}} = 0,05 \cdot 10^{-2} \chi + 5,7251 [\%]$$

Коэффициент корреляции $r = 0,931$, что свидетельствует о надежности корреляционной связи. Среднеквадратическое отклонение $\delta = 1,75$, достоверность аппроксимации $R^2 = 0,9924$.

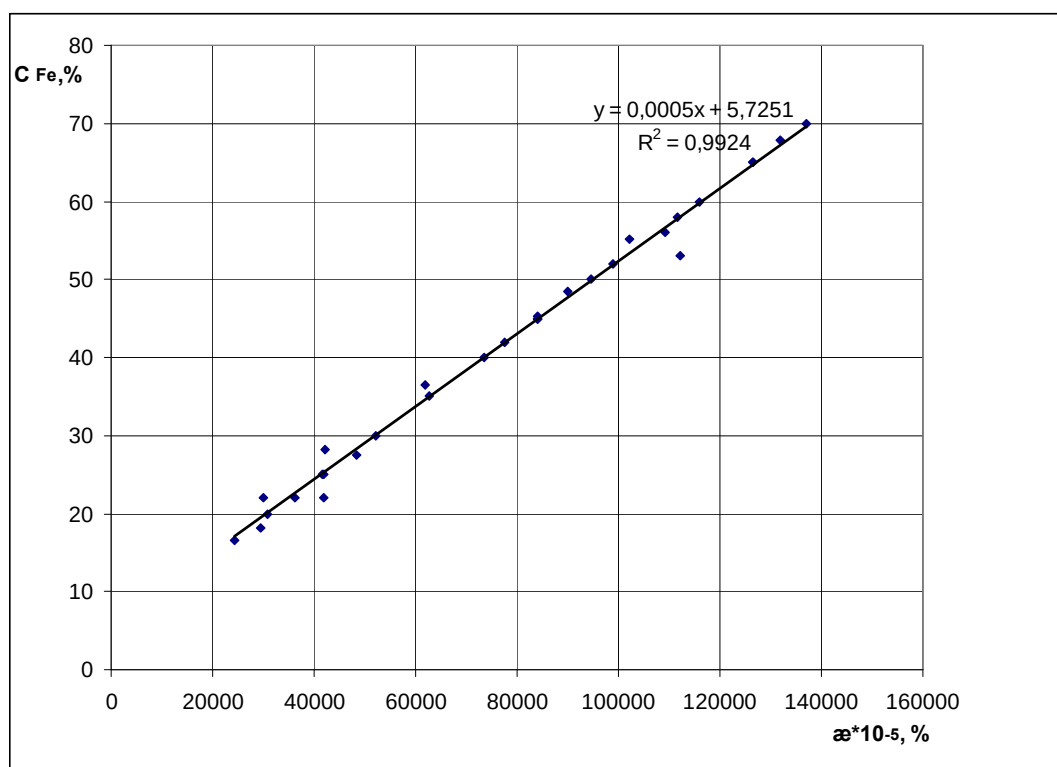


Рисунок 2 – Зависимость магнитной восприимчивости от содержания железа в руде

Поскольку магнитная восприимчивость определяется не только количеством содержащегося железа в рудах, но и химическим составом, наличием элементов примесей, текстурой и структурой руд, точность определения железа по КМВ может оказаться различной для разных месторождений даже одного и того же генетического типа. Значительные вариации не исключены и в пределах одного месторождения. Для уменьшения погрешности в определении содержания железа, берем среднюю магнитную восприимчивость на возможно больших интервалах, где практически встречаются все разновидности руд и результаты осредняются. Используя корреляционную зависимость между содержаниями железа общего по данным геологического опробования керна и зарегистрированной величиной магнитной восприимчивости, оперативно оценивают содержание железа. Измерения методом КМВ на всех скважинах участка работ были произведены одним комплектом аппаратуры ТСМК-30, при одинаковых настройках, что позволило использовать полученную зависимость для оценки всех рудных интервалов. При геологическом опробовании определяется содержание железа по керну радиусом 0,024 м. По каротажу магнитной восприимчивости измеряют магнитную восприимчивость в естественном залегании в породах, окружающих скважину радиусом 0,2 м. Шаг магнитного опробования по глубине составляет 0,1 м, что гораздо меньше

шага геологического опробования. Поэтому рудные пересечения по каротажу представлены дифференцированными аномалиями диаграмм ГИС (рисунок 1). Анализируя результаты геофизических исследований разрезов скважин на изучаемом участке, можно сделать заключение о том, что комплекс геофизических исследований позволил успешно решить поставленные задачи.

По результатам химического анализа изучена связь между содержаниями общего и магнитного железа (рисунок 3), зависимость между процентным содержанием общего и магнитного железа тесная, коэффициент корреляции $r = 0,945$, достоверность аппроксимации $R^2 = 0,997$.

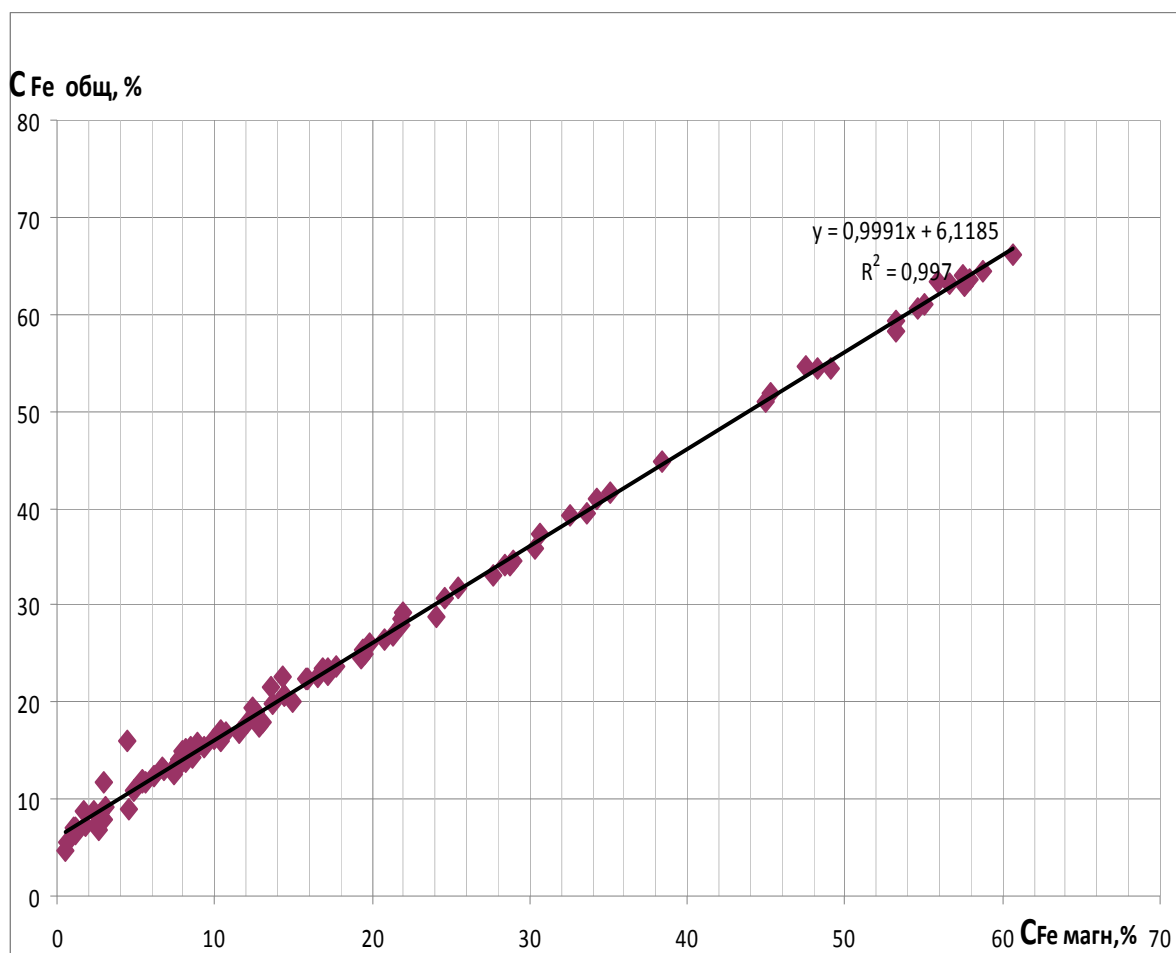


Рисунок 3 – Зависимость между процентным содержанием общего и магнитного железа

На рисунках 4, 5 приведены поля корреляции между содержаниями общего железа, процентным содержанием серы и фосфора. Как видно из приведенных рисунков, корреляционные связи между содержаниями общего железа с серой и фосфором отсутствуют.

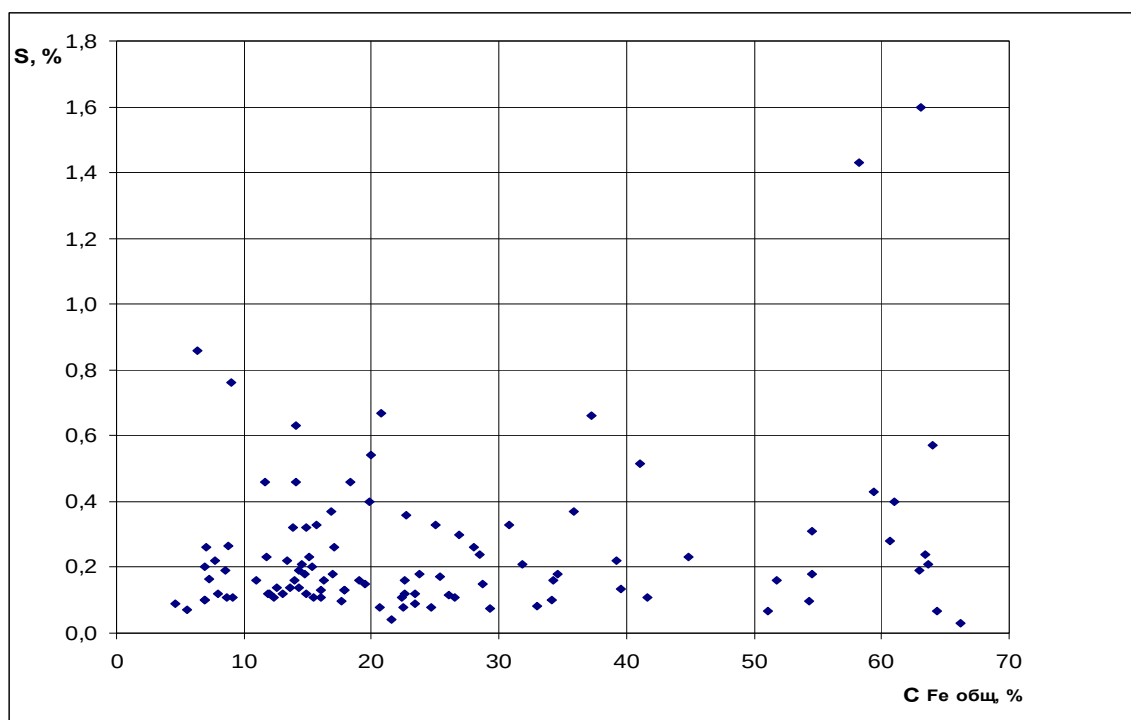


Рисунок 4 – Зависимость между процентным содержанием общего железа и серы

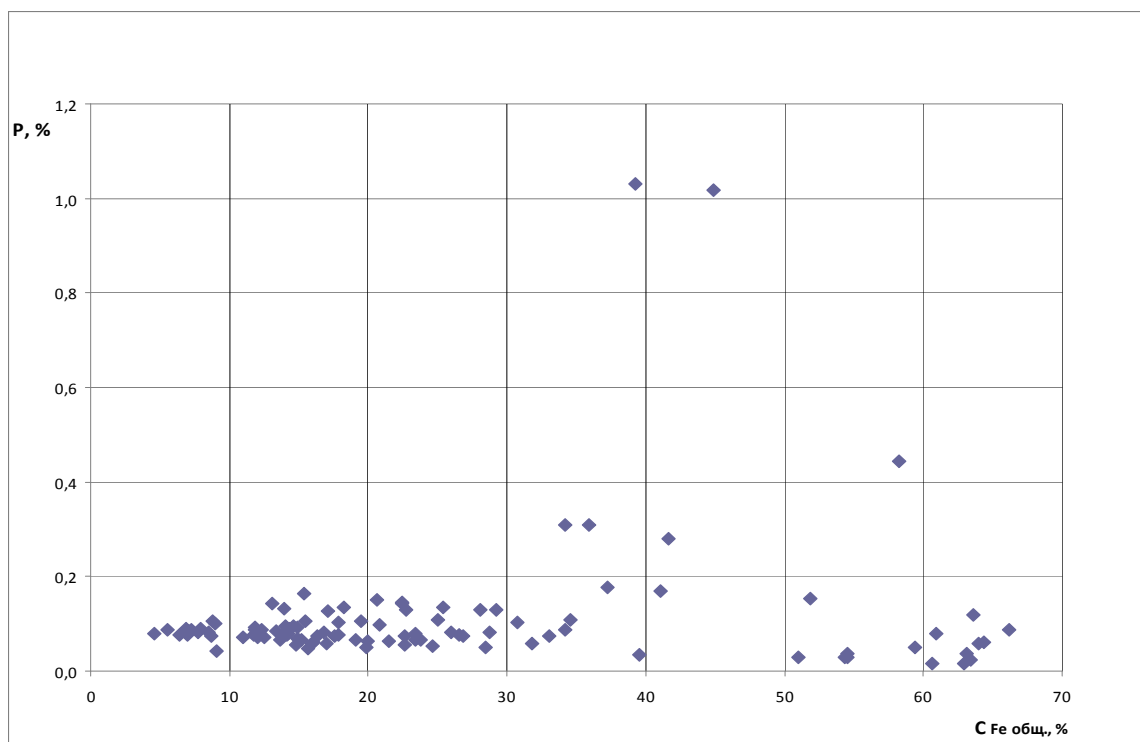


Рисунок 5 – Зависимость между процентным содержанием общего железа и фосфора

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Инструкция по проведению геофизических исследований рудных скважин. – М.: ВИРГ-Рудгеофизика, 2001.
- [2] Сковородников И.Г. Геофизические исследования скважин: Курс лекций. – Екатеринбург: УПТА, 2003.
- [3] Борисенко Г.Т., Ахметов Е.М. Геофизические исследования в рудных и угольных скважинах. Учебное пособие для магистрантов специальности 6М074700 «Геофизические методы поисков и разведки МПИ»), для бакалавров специальности 05В0706 – «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». – Алматы: КазНТУ, 2014.
- [4] Латышова М.Г., Мартынов В.Г., Соколова Т.Ф. Практическое руководство по интерпретации данных ГИС. Уч. пос. для вузов. – М.: ООО «Недра - Бизнесцентр», 2007. – 327 с.
- [5] Пономарев В.Н., Авдонин А.И. Руководство по скважинной магниторазведке и магнитному каротажу. – Свердловск, 1966.
- [6] Пономарев В.Н., Глухих И.И. Магнитокаротажный метод определения магнитного железа в магнетитовых рудах по величине магнитной восприимчивости // Изв. АН СССР. Серия геоф., 1963. № 8.
- [7] Борисенко Ю.Н., Борисенко Г.Т., Шавыкин С.И. Результаты опытных каппаметрических работ на месторождении Западный Каражал // Сб. Разведочная геофизика. – Вып. 58. – М.: Недра, 1973.
- [8] Шавыкин С.И., Борисенко Ю.Н., Борисенко Г.Т. Результаты опытных геофизических работ по опробованию железных руд во взрывных скважинах шахты месторождения Западный Каражал // В кн.: Внедрение и направления развития геофизических методов на горных предприятиях. – Белгород, ВИОГЕМ, 1972.
- [9] Шавыкин С.И., Васильев М.М., Соколов Л.В. Определение процентного содержания железа в буровзрывных скважинах Сарбайского месторождения по данным каппаметрии // Сб. Разведочная геофизика. – Вып. 40. – М.: Недра, 1970.
- [10] Шавыкин С.И., Красноперов В.А., Борисенко Ю.Н. Применение геофизических методов для оценки содержания железа во взрывных скважинах карьеров Соколовско- Сарбайского комбината // В кн.: Внедрение и направления развития геофизических методов на горных предприятиях. – Белгород: ВИОГЕМ, 1972.

REFERENCES

- [1] Instructions for conducting geophysical studies of ore wells. M.: Virgen Rudgeofizika, 2001. (in Russ.).
- [2] Skovorodnikov I.G. Well logging: Lectures. Ekaterinburg: UPTA, 2003. (in Russ.).
- [3] Borisenko G.T., Akhmetov E.M. Geophysical exploration of ore and coal wells. Textbook. For undergraduates specialty 6M074700 "Geophysical methods of prospecting and exploration of mineral deposits") for undergraduate majoring 05V0706 – "Geology and Exploration of Mineral Deposits". Almaty: KazNTU, 2014. (in Russ.).
- [4] Latyshova M.G., Martynov V.G., Sokolova T.F. Practical guidance on the interpretation of GIS data. Textbook. M.: LLC "Nedra - Business centers," 2007. 327 s. (in Russ.).
- [5] Ponomarev V.N., Avdonin A.I. Guide downhole magnetic survey and magnetic logging. Sverdlovsk, 1966. (in Russ.).
- [6] Ponomarev V.N., Gliukhikh I.I. Magnetic logging method for determining the magnetite iron ores in magnitude of magnetic susceptibility. Bulletin of USSR Academy of Sciences, Series Geophysics. 1963. N 8. (in Russ.).
- [7] Borisenko Y.N., Borisenko G.T., Shavykin S.I. The results of the experimental magnetic susceptibility work in the field West Karazhal. Exploration Geophysics. P. 58. M.: Nedra, 1973. (in Russ.).
- [8] Shavykin S.I., Borisenko Y.N., Borisenko G.T. The results of geophysical work of the experimental testing on iron ore in blast holes mine fields in Western Karazhal. In the book: Implementation and direction of development of geophysical methods in mining enterprises. Belgorod: VIOGEM, 1972. (in Russ.).
- [9] Shavykin S.I., Vasiliev M.M., Sokolov L.V. Determination of the percentage of iron in blast-hole wells Sarbai field according the data of magnetic susceptibility measurement. Bulletin Exploration Geophysics. P. 40. M.: Nedra, 1970. (in Russ.).
- [10] Shavykin S.I., Krasnoporyov V.A., Borisenko Y.N. Application of geophysical methods to estimate the iron content in the blast holes quarries Sokolovsko Sarbai plant. In the book. The introduction and development trends of geophysical methods for mining enterprises. Belgorod: VIOGEM, 1972. (in Russ.).

**ҰҢҒЫМАДАҒЫ ГЕОФИЗИКАЛЫҚ ЗЕРТТЕУ ДИАГРАММАЛАРЫН САРАПТАУ
ЖӘНЕ ТЕМІР РУДАСЫН ЗЕРТТЕУ НӘТИЖЕЛЕРІ**

Г. А. Жылқыбаева, Г. Т. Борисенко

Қ. И. Сәтбаев атындағы Қазақ ұлттық техникалық университеті, Алматы, Қазақстан

Тірек сөздер: слова: магниттік қабілеттілік, магниттік қабілеттілікті каротаждау, меншікті электр кедергі, электрлік каротаж, ұңғыма, рудалық аралық, магнетитті руда, руданың сапасы, магниттік темірдің жалпы пайызы.

Аннотация. Темірлік руда ұңғымасын зерттеудегі геофизикалық әдістердің мүмкіншілігі сарапталған. Ұңғымада геофизикалық әдістерді кешенді түрде қолдану арқылы ұңғыма кимасын және кеннің сапасын зерртеу мүмкіншілік анықталды. Зерттеу участогінде ұңғымалардағы жалпы магнитті темірдің пайыздық құрамы мен тасбағандағы фосфор мен сераның пайыздық құрамы салыстырылған. Магниттік қабілеттілік пен темірлік руда арасында коорелляциялық байланыс бар екені анықталған.

Поступила 04.02.2015 г.

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 1, Number 409 (2015), 80 – 84

SPIRAL OF THE EARTH DEVELOPMENT

M. M. Maylibayev

LLP "Maksat-munai consulting", Almaty, Kazakhstan

Key words: geochronology, sedimentaries, tectonic activity, forecasting.

Abstract. During more than 4.5 bn. years crust geochronology has saved trace of volcanism and sedimentary rock accumulations that reflects mechanics of the Earth movement. Mathematical proof of orbit of our planet movement in space via ellipse-spiral line around the Sun taking into account the aphelion and perihelion exactly dictates the weather by season, tectonic activity of the Earth crust separately on the south and north semispheres. Here the Moon's influence is minimal but the satellite has an offset centre of gravity arisen in the extraction process. Nowadays all natural processes including volcanic activity and earthquakes can be predicted.

УДК 523.3:51-7:550.341:551.12

СПИРАЛЬ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

М. М. Майлибаев

ТОО «Максат-мунай консалтинг», Алматы, Казахстан

Ключевые слова: геохронология, осадочные породы, тектоническая активность, прогнозирование.

Аннотация. На протяжении более 4,5 млрд лет геохронология коры сохранила следы вулканизма и накоплений осадочных пород, что отражает механику движения Земли. Математические доказательства положения орбиты нашей планеты в космосе по эллипс-спирали вокруг Солнца с учетом афелии и перигелии согласно временам года точно диктуют погоду, тектоническую активность земной коры отдельно на северном и южном полушариях. Здесь влияние Луны минимально, но спутник имеет смещенный центр тяжести, возникший в процессе остывания. Появилась возможность прогнозирования всех природных процессов, включая активность вулканизма и землетрясений.

Наблюдения за эволюцией поверхности Земли позволяет характеризовать все этапы закономерных циклических изменений на протяжении около 4,5 млрд лет, начиная с геохронологического Архея + Венда и завершая современными сведениями о погоде и землетрясениях. Действия «Все-вышнего» частично объясняются учеными особыми силами планетарной механики, отражающейся на климате и осадочных породах, а также на размещении континентов, на которых отсутствуют следы человеческого фактора. Причины поведения развития земной коры раскрываются благодаря философскому подходу методом логических математических функций, характеризующих движения любых космических тел. Один из вариантов таких движений установлен непосредственным взаимодействием планеты Земля в Солнечной системе (рисунок 1).

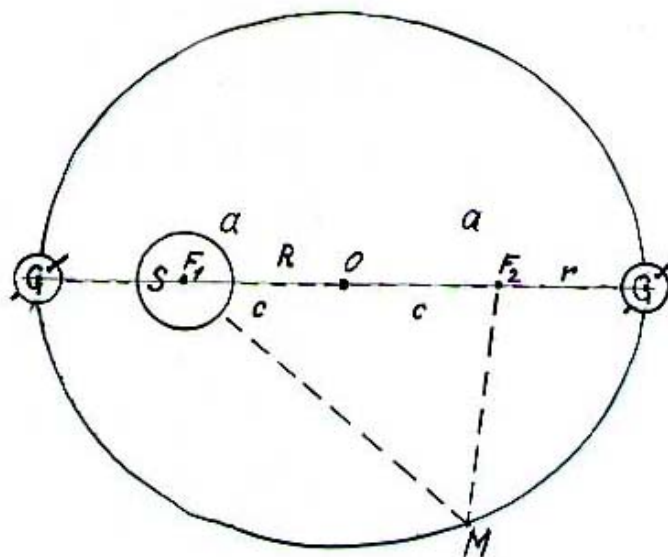


Рисунок 1 – Эллипс – орбита планеты

Земля в афелии удалена от Солнца на 152,1 млн. км, а в перигелии на 147,1 млн. км, что показывает приближение нашей планеты ежегодно почти на 3% [1]. Это обязательно отражается на плотности солнечной радиации, но более чем на 3%, на что не может реагировать в основном поверхность Земли и атмосфера. На эту реакцию (не считая влияния солнечных пятен) здесь направлены как сокращенные расчеты, так и прогнозирование поведения земной коры и действующей на нее процессов атмосферного выветривания.

Сложным, но фактически решаемым вопросом остается физическая модель движения планеты Земля с учетом вращения ее относительно плоскости орбиты с эклиптической под углом $23^{\circ}27'$. Этот угол определяет наступление времен года на двух полушариях, что не требует сегодня доказательств. Однако, изменения климата полушарий заложены в ранее указанные 3% между афелием и перигелием (рис.1). Из формулы эллипса [2]: $x^2/a^2 + y^2/(a^2 + c^2) = 1$ получим

$$x^2(a^2 + c^2) + y^2a^2 = a^2(a^2 + c^2) \quad (1)$$

$$a^2x^2 + c^2x^2 + y^2a^2 = a^4 + a^2c^2 \quad (2)$$

Принимаем во внимание, что в основном только Луна является причиной смещения орбиты Земли по эллипс-спирали. Движение Земли по спиральной окружности удлинённой части эллипса:

$$x^2 + y^2 = R^2 = (a + c)^2, \text{ т.е. } R^2 = 4(2ac + c^2) = 4c(2a + c).$$

Отсюда,

$$R = 2a + (a + c) = a + c \quad (3)$$

Доказательства «гипотезы» заложены в гироскопы вращения Земли и ее спутника Луны, которая также имеет эллипс-орбиту спирального типа, так как связана она с орбитальным движением Земли. Такая связь позволяет смещать орбиту Земли на угол, который можно вычислить, совмещая два уравнения, на которые наложено движение Луны. Последняя всегда направлена одной стороной к Земле по причине смещения центра тяжести в строгом соответствии с разными полуосьями орбиты. Спираль движения доказана месяцами из 27,32 сидерических и 29,53 синодических суток.

Угол каждые сутки смещается на 13° к востоку, а освещение ее Солнцем полностью подобно поверхности Земли. Луна же звенит как колокол, указывая на отсутствие внутри жидкой (текучей) фазы наполнителя, что не позволяет ей вращаться быстрее или медленнее месячного оборота даже при касательном падении на нее крупных метеоритов. Луна, как основная движущая сила вместе с Солнцем и крупными планетами, по мнению Ж. С. Ержанова, повлияли на слияние Гондваны и

Лавразии в ранней перми до позднего триаса [3]. Затем, около 200 млн. лет назад пошел процесс разделения на континенты из-за длинноволнового возмущения астеносферы и ее термического расширения. Отсюда возникает комплекс движущих механизмов на нашей планете.

Космические: вековые блуждания полюсов; динамическая неуравновешенность Земли; трехосность фигуры Земли; расслоенность литосферы даже горизонтальная; линейные широтные разломы и S-образные меридиональные; упорядоченность гравитационных аномалий. Земные: разная толщина литосферы материк-океан; выклинивание под континентами астеносферы; протяженные пояса офиолитов; неравномерное расположение материков и океанов; рифтовые зоны в океанах и их блоково-грядовая расчлененность.

Все эти причины могут смещать оси не только под углом, но и почти параллельно, что сразу возбуждает астеносферу и приводит в движение мантийный слой эксцентричными колебаниями, особенно весной и осенью (рисунок 2).

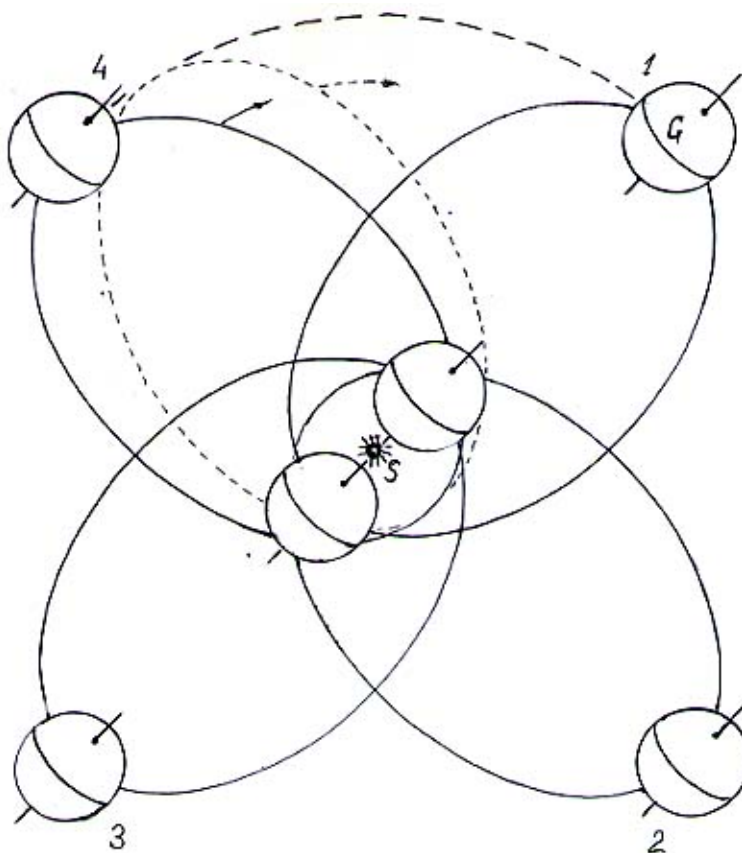


Рисунок 2 – Фрагменты спирали и движение Земли

По строению эллипса: $r+R=2a$ или $a-c=r$, или $a+c+R=2a$ (4) Отсюда (рисунок 2):

$$x^2 = f_{\pi/n} [(a^2 + c^2)/dx \ a^2 y^2]. \quad (5)$$

Как отмечено ранее движение Земли по вытянутой орбите сближает с Солнцем в январе и удаляет в июне. В действительности даты меняются циклически благодаря существенному влиянию Луны на участке афелии. Поэтому движение планеты Земля по упрощенной схеме характеризуется четырьмя основными положениями орбиты относительно нашей звезды – Солнца (рисунок 2). Если учитывать времена года: 1 положение – зима, 2 – весна, 3 – лето и 4 – осень по отношению к северному полушарию эклиптики составляет $23^\circ 27'$, а в интервале зима-лето увеличивается в два раза. Однако, состояние орбиты Земли не устойчиво по причине в основном спутника, который отклоняет эллиптическую орбиту по круговой спирали в соответствии с законом движения космических тел с радиусом R . Значение вращения радиально орбиты по спирали показаны в следующих уравнениях и интегральных функциях.

Теперь преобразуем:

$$\pi/n = f_n \{x^2 dx/a^2 + y^2 dx/(a^2 + c^2)\},$$

где $0,5n = 70-80$ лет, а весь цикл минимально составит около 140–170 лет, что видно из уравнения:

$$x^2(a^2 + c^2) + a^2 y^2 = a^2(a^2 + c^2)^2 \quad (6)$$

Окончательное уравнение:

$$a^2(a^2 + c^2) - x^2 = a^2 y^2 \quad (7)$$

Дополнительное циклическое блуждание полюсов, связанных с гравитационными аномалиями, вызывает эксцентричное вращение Земли (пульсации). Отсюда, наблюдаются сильные колебания приливов, которые по воде достигают 17 м без учета колебаний земной коры около 3 м, толчки астеносферы и мантии могут сместить ось вращения до 10–11 м.

Варианты движения Земли таким образом вписываются в четыре основных положения (рисунок 2): положение 1, например, на северном полушарии в перигелии орбиты поведение поверхности Земли сильно напряжено [4] и особенно становится активным при сближении с Солнцем. Первым признаком беспокойства – это атмосферные явления, на что указывают очень жаркое лето, а в совокупности с влиянием Луны – активные движения (волновые) земной коры. Последние вызывают частые землетрясения и пробуждение вулканизма севернее экватора. В комплексе все эти процессы влияют на смещение в перигелии орбиты Земли по ходу движения планеты. Летом южное полушарие проходит в афелии, а поведение земной коры спокойно, погода всегда прохладна с частыми дождями в отличие от северного полушария, где обилие снегопадов, ураганов и штормовых ветров в зимний период. Положения 2 и 4 близки по влиянию на поверхность Земли. Они уравновешены по временам года, когда противопоставлены весна и осень, что смещает наступление лета и зимы. Так в положении 2 наступает ранняя жаркая весна (афелий) и прохладная поздняя (перигелий). В результате смещается лето с опозданием, а зима суровая наступает раньше. В положении 4 наблюдается обратная зависимость, т.е. жаркая осень (афелий) и прохладная дождливая весна (перигелий). Здесь запаздывает лето, а новый год всегда почти без снега на северном полушарии. Сильная активизация тектонических движений проявляется только в экваториальной части земного шара, соответственно, осенью и весной (цунами и вулканизм).

Положение 3 абсолютно противное первому во всех отношениях – от активности земной коры до поведения атмосферных явлений. В афелии на северном полушарии летом аномально прохладно, но без климатических потрясений типа наводнений или штормовых ветров. Но в перигелии южное полушарие получает большой заряд солнечной радиации в виде тепла, что в совокупности с влиянием Луны может вызывать активизацию вертикальных движений земной коры – вулканизм и сильные землетрясения, а также засухи с пожарами, ураганными ветрами и цунами.

Смещение орбиты Земли происходит по максимуму в перигелии ориентировочно на $2-3^0$, что позволяет определять цикличность природных «аномалий» между положениями 2 и 4 орбит в пределах от 60 до 90 лет. Отсюда вытекает задача по определению точного удаления участка афелии по временам года, также изменениям скорости вращения Луны. Не всегда за почти 4,5 млрд лет она показывала Земле одну сторону до смещения центра тяжести при остывании ядра Луны. Схема движения Земли (рисунок 2) показана стрелками по направлению смещения витков спирали, которая нанесена мелким штрихом. Общая орбита эллиптической спирали на схеме показана крупным штрихом между положениями 4 и 1, а далее движение спирали идет по кругу через все остальные положения. Теперь достоверно выявлены все предпосылки прогнозирования природных явлений, осложняющих жизнь человечества.

Стратиграфический разрез земной коры позволяет выделить макро-, мезо- и микроциклы накопления осадочных пород в разных частях планеты. Часто пласты вмещают слоистость, характеризуя нано- и даже меньше – фемтоциклы, которые соответственно выражаются как крупная, так и тонкая слоистости. По последним признакам и видны все контрасты четырех положений, описанных выше. Простейшая смена зима-лето (рисунок 1) общепризнанна как классика. Дополнительно выявлена схема колебаний весна-осень (рисунок 2) с учетом северного (положение 1) и южного (положение 3) полушарий. Отсюда, насущной необходимостью являются регулярные

точные определения расстояния до Солнца летом или зимой, весной или осенью. Здесь намеренно нет ссылок на метеорологические и сейсмические сведения, которые подтверждают движение Земли по круговой эллиптической спирали с периодами и циклами потеплений или оледенений, активного или сонного состояния вулканизма разных частей земной коры [5]. Движение континентов от южного к северному полюсу, предопределяет планете форму кардиоида в соответствие с гравитационным правилом левой руки, а с учетом сил Кореолиса движение континентов на север идет с отклонением. В южном полушарии континентальные плиты смещаются в северо-западном направлении, а на северном – в северо-восточном.

Таким образом, мелкие космические тела не могут часто попадать в нашу планету из-за движения ее по спирали, что не позволяет находиться на пути даже крупных астероидов и метеоритов, и тем более – комет.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Физический энциклопедический словарь. – Т. 4. – М.: Изд. Сов. энцикл., 1965. – С. 23, 572-575.
- [2] Кожухов И.Б. и Прокофьев А.А. Универсальный справочник по математике. – М., 2002. – С. 92, 234, 315-316.
- [3] Ержанов Ж.С., Егоров А.К. Упругий вращающийся шар неоднородной плотности в поле притягивающих центров // Изв. АН КазССР. Серия физ.-мат. – 1983. – № 1. – С. 14-18.
- [4] Сыдыков А. Сейсмический режим земной коры Казахстана и долгосрочный прогноз землетрясений // Изв. НАН РК. Геология Казахстана. – 1997. – № 2. – С. 10-20.
- [5] Makhutov K. To The General Teory Of The Earth // Изв. НАН РК. Геология Казахстана. – 1997. – № 2. – С. 12-17.

REFERENCES

- [1] Physical Encyclopedic Dictionary. - V. 4. - M.: Publishing. Sov. enc., 1965. - P. 23, 572-575.
- [2] Kozhukhov I.B. and Prokofiev A.A. Universal reference in mathematics. - M., 2002. - P. 92, 234, 315-316.
- [3] Erzhanov Zh.C., Yegorov A.K. Elastic spinning ball nonuniform density in the attractive centers. Math. Academy of Sciences of the Kazakh SSR. Series phys-math. - 1983. - № 1. - P. 14-18.
- [4] Sydykov A. Seismic regime of the crust of Kazakhstan and the long-term prediction of earthquakes. Nwes NAS RK. Geology of Kazakhstan. - 1997. - № 2. - P. 10-20.
- [5] Makhutov K. To The General Teory Of The Earth // News NAS RK. Geology of Kazakhstan. - 1997. - № 2. - P. 12-17.

ЖЕРДІҢ ДАМУЫНЫҢ СПИРАЛІ

М. М. Майлибаев

ТОО «Максат-мунай консалтинг», Алматы, Қазақстан

Тірек сөздер: геохронология, шөгілділік жыныстар, тектоника қозғалыстар, болжау.

Аннотация. Жер шарының механикалық қозғалуы жолымен қабыршығында 4,5 млрд жылда геохронологиясында вулканизмдік және шөгілділік жыныстардың іздері сақталған. Планетамыздың күн-жұлдызды эллипс спиралды айналатын жолын математикамен дәлденуі үшін афелия мен перигелиені санап солтүстік-оңтүстік жер шарының ауа-райын мезгілдерін, тектоника қозғалыстарын анықтап ашуға болады. Ай-Жер серігі осы жағдайда ықшам ықпал жасайды, жайшадай оның салмақ кіндігі бізге қарайтын жағында суып қатқанда қалып қойған. Енді болжамды жасап ауа-райын, жер сілкіну мен вулканизм (қызған таулық) белсенділікті мүмкіншілік жасауға келдік.

Поступила 04.02.2015 г.

Юбилейные даты

СЫДЫКОВ

Алуадин

(К 70-летию со дня рождения)

5 января 2015 г. исполнилось 70 лет со дня рождения доктора физико-математических наук, профессора, академика НАЕН РК **Алуадина Сыдыкова**.

Он родился в 1945 г. в Аральском районе Кызылординской области в семье служащего. После окончания в 1967 году Казахского политехнического института по специальности "Геофизические методы поисков и разведки полезных ископаемых" был направлен в Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР. Вся его дальнейшая трудовая деятельность связана с Академией наук Республики Казахстан (до 1976 г. в Институте геологических наук им. К. И. Сатпаева, а с 1976 г. – в Институте сейсмологии). Здесь он прошел 48-летний путь от аспиранта до заведующего лабораторией. В 1976 году защитил кандидатскую диссертацию (Институт физики Земли АН СССР, г. Москва), а в 2003 г. стал доктором физико-математических наук (Институт физики Земли АН РАН, г. Москва).

В 1987 г. решением Президиума АН СССР А. Сыдыкову присвоено ученое звание старшего научного сотрудника, а в 2008 г. – Комитета по надзору и аттестации в сфере образования и науки МОН РК – профессора по специальности «Геофизика». В 2009 г. Он был избран действительным членом Национальной академии естественных наук РК.

Алуадин Сыдыков является одним из первых сейсмологов Казахстана, видным ученым и ведущим специалистом в этой области. Он внес существенный вклад в становление сейсмологической науки в Республике. Круг научных интересов А. Сыдыкова широкий и разнообразный. Стержневой линией его исследований является изучение сейсмичности и сейсмического режима территории Казахстана с целью создания теории и методов оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений. Им впервые определены закономерности территориального распределения землетрясений и выделены основные сейсмоактивные структуры. Показано существование зоны субдукции в пределах Каспийского региона. Разработана методика интегрированного анализа комплекса сейсмологических и геофизических данных для целей оценки сейсмopotенциала земной коры. Выявлен блочно-циклический характер развития сейсмического процесса в пространстве и во времени. Разработаны физическая модель формирования очаговых зон сильных землетрясений и количественные модели скоростей тензора сеймотектонических деформаций и вертикальных движений земной коры по комплексу параметров сейсмического режима и механизмов очагов. Создана и внедрена система средне и долгосрочного прогноза, основанная на установленных моделях сейсмического режима и процесса подготовки землетрясений. Полученные им теоретико-экспериментальные результаты углубляют и дополняют знания в области методологии оценки сейсмической опасности, прогноза землетрясений и систематически используются при работе нормативных документов. А.Сыдыков является одним из авторов более двадцати карт оценки сейсмической опасности (сейсмическое районирование различной детальности) территории Казахстана, Тянь-Шаня, различных областей Республики, нефтяных и газовых месторождений, трасс нефте- и газопроводов, крупных городов, а также карт долго- и среднесрочного прогноза сильных землетрясений Алматинского региона, которые внедрены в производство.



Им опубликовано около 300 научных трудов, среди которых много монографий, обобщающих статей. Он был участником многих республиканских, всесоюзных и международных научных симпозиумов, где выступал с докладами.

Алуадин Сыдыков постоянно занимается подготовкой научных кадров. Осуществляет научное руководство аспирантами, стажерами, соискателями. Он являлся членом Диссертационного совета ОД 14.13.01 по защите кандидатских и докторских диссертаций по специальности «Геофизика и геофизические методы разведки полезных ископаемых» при КазНТУ им. К.И. Сатпаева. Под его руководством выполнены и защищены две кандидатские и одна докторская диссертации.

Он ведет активную педагогическую работу. С 1993 г. он по совместительству работает сначала на должности доцента, а с сентября 2005 г. на должности профессора на кафедре «Геофизика» КазНТУ им. К.И. Сатпаева. Читает лекции по курсу «Основы сейсмологии», «Сейсмический режим», «Сейсмическое районирование» и др. Им, в соавторстве с профессором А. Нурмагамбетовым, написан и опубликован учебник «Жер физикасы», разработаны учебно-методические пособия, которые внедрены в учебный процесс. Уделяет большое внимание вопросам популяризации сейсмологических знаний среди населения. Им разработаны инструкции (памятки) по сейсмической безопасности населения и написаны научно-популярные брошюры об основах сейсмологии.

С 2012 г. А. Сыдыков работает консультантом ИС МОН РК. Долгие годы являлся членом Ученого совета Института сейсмологии, Экспертного совета по оценке сейсмической опасности и прогнозу землетрясений при МЧС РК, заместителем председателя Прогнозной комиссии при Институте сейсмологии.

Награжден Почетными грамотами Президиума АН СССР, АН КазССР, Института сейсмологии, а также Всесоюзного общества «Знание».

Ему характерны такие черты, как доброжелательность, упорство, трудолюбие, требовательность к сотрудникам по работе.

Коллеги и друзья сердечно поздравляют Алуадина Сыдыкова со знаменательным юбилеем, желают ему доброго здоровья, семейного благополучия и новых творческих достижений.

*Коллектив ТОО «Институт сейсмологии» МОН РК,
Коллектив ТОО «СОМЭ» МОН РК*

Памяти ученого

ЖАУТИКОВ Темкен Мукашевич



Казахстанская геология понесла тяжелую невосполнимую утрату. 25 ноября 2014 г. после продолжительной тяжелой болезни скончался Темкен Мукашевич Жаутиков – крупный ученый-геолог, известный специалист в области региональной геологии, стратиграфии и металлогении, лауреат Государственной премии КазССР, действительный член АМР РК, руководитель группы золота отдела металлогении Института геологических наук им. К. И. Сатпаева.

Т. М. Жаутиков родился 18 июля 1932 г. в селе Тосагаш Лебяжинского района Павлодарской области. Его детство было трудным. На Великой Отечественной войне погиб его отец. В 1950 г. окончил казахскую среднюю школу им. Абая в Павлодаре и поступил на геологоразведочный факультет Казахского горно-металлургического института. В 1955 г. успешно окончил выше-названный институт и получил квалификацию горного инженера-геолога по специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». В том же году началась его трудовая деятельность в Восточном Казахстане сначала в системе «Каззолоторазведка» Минцветмета КазССР. В эти и последующие годы (1955–1969 гг.) занимался разведкой ряда золоторудных месторождений, изучением геологии Юго-Западной Калбы, Шынгыстау и Тарбагатая. Собранные за эти годы материалы при среднемасштабных геолого-съемочных и поисковых работах были положены в основу кандидатской диссертации «Особенности геологического развития центральной части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория», которую он выполнил в заочной аспирантуре под научным руководством академика Р. А. Борукаева и успешно защитил в 1970 году.

После защиты кандидатской диссертации Темкен Мукашевич переходит по конкурсу на работу в систему Академии наук Казахской ССР. В 1970–1973 гг. работал руководителем Алтайского отдела ИГН им. К. И. Сатпаева и возглавлял прогнозно-металлогеническое изучение важнейших рудных районов Алтая. Эти исследования были направлены на укрепление минерально-сырьевой базы действовавших предприятий горной промышленности. Под руководством Тамкена Мукашевича Жаутикова были разработаны рекомендации разведочных работ на

Зыряновском, Белоусовском и Лениногорском рудных полях, позволившие пополнить запасы действующих горно-рудных предприятий. В 1974 г. переводится на работу в Институт геологических наук К. И. Сатпаева в г. Алма-Ату. Здесь почти до конца жизни он возглавлял изучение геологии и металлогении золота Казахстана, выполнил ряд актуальных тематических исследований, среди которых важное место занимают «Металлогения месторождений золота Казахстана», «Условия образования месторождений главных золоторудных формаций Казахстана», «Промышленно-генетические типы, закономерности формирования и прогноз месторождений золота Казахстана» и др. Здесь под его руководством и совместно с геологами Восточно-Казахстанского территориального геологического управления была опубликована коллективная монография «Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория». На материале среднемасштабного геологического картирования и поисков наряду с новыми представлениями по геологии, магматизму, тектоники и геологическим формациям, впервые были освещены вопросы металлогении с описанием золотосодержащих колчеданно-медно-цинковой и колчеданно-полиметаллической субформаций – месторождения Акбастау, Космурун, Мизек. Он является соавтором разделов стратиграфия кембрия и тектоника Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы в крупном многотомном издании «Геологии СССР. Том XX. Центральный Казахстан. Книги 1 и 2». В ИГН им. К.И.Сатпаева раскрылся его талант металлогениста с региональным мышлением и с пониманием полистадийности стратиформного рудообразования. Здесь Темкен Мукашевич сформировался в крупного специалиста-эксперта по коренным и россыпным месторождениям золота.

В 1988 г. Т.М. Жаутиков успешно защитил докторскую диссертацию на тему: «Закономерности размещения и принципы прогнозирования золотого оруденения Казахстана» по специальности 04.00.11 – «Металлогения».

В 1992 г. ему была присуждена Государственная премия в области науки, техники и образования за «Разработку научных принципов прогнозирования, методов поисков и разведки, создание на этой основе надежной минерально-сырьевой базы благородных металлов Республики Казахстан». Он является автором более 200 работ. Среди многочисленных заслуг и достижений Т. М. Жаутикова особенно важными являются следующие:

- обнаружение самой древней бесскелетной фауны раннего кембрия в вулканогенно-осадочной толще, относившейся ранее к рифею, и выделение балкыбекской свиты в Шынгыстау. Эта историческая находка позволила в значительной мере уточнить и опустить границу между протерозоем и палеозоем в каледонидах Центрального и Восточного Казахстана.

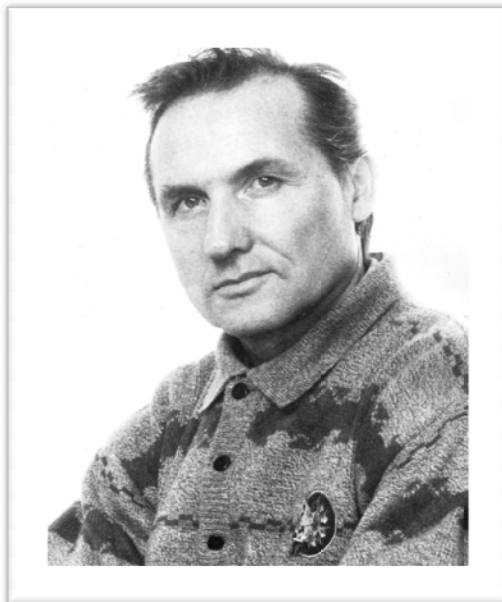
- Во 2 томе «Металлогения» крупной коллективной сводки «Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана» он впервые обосновал представления, что формирование месторождения золота Бакырчик было связано с полистадийными осадочными и метаморфическими процессами. Этот важный теоретический вывод имеет большое прикладное поисковое значение.

Т. М. Жаутиков был настоящим полевым исследователем, истинным любителем геологии и природы родного Восточного Казахстана. Он был награжден значком «Отличник разведки недр», был избран действительным членом АМР РК, был активным членом специализированного совета по защите докторских диссертаций при ИГН им. К. И. Сатпаева. За заслуги в обосновании возраста наиболее древних отложений раннего кембрия найденные им новые виды фауны археоциат и трилобитов названы его именем.

В памяти друзей, коллег и учеников Темкен Мукашевич Жаутиков останется как прекрасный человек, талантливый и трудолюбивый ученый, многогранный исследователь.

Редколлегия

ЭСМИНЦЕВ
Александр Николаевич



20 июля 2014 г. скоропостижно скончался Александр Николаевич Эсминцев, старший научный сотрудник отдела металлогении ИГН им. К.И. Сатпаева.

Александр Николаевич начал свою трудовую жизнь рабочим геологической партии. В своем профессиональном становлении он прошел путь от техника-геолога до начальника полевой партии и старшего научного сотрудника Института геологических наук им. К. И. Сатпаева.

Человек крепкого сложения, альпинист второразрядник, полевик, прошедший тысячи километров геологических маршрутов, он отличался огромным трудолюбием. Им было опубликовано более 40 статей, написано множество отчетов, прочитаны десятки лекций по тектонике и региональной геологии студентам и молодым специалистам. Им сделан значительный вклад в изучение казахстанского Тянь-Шаня и его редкометалльного оруденения.

Светлая память о нем сохранится в сердцах сотрудников Института и друзей на долгие годы.

Редколлегия

КУЗНЕЦОВА
Елена Ивановна



В августе 2014 г. на 92-году жизни не стало Кузнецовой Елены Ивановны, работавшей в Институте геологических наук с 1954 по 1979 гг.

Елена Ивановна родилась в 1924 г. в г. Алма-Ате. После окончания в 1941г. девяти классов вынуждена была пойти работать. Работала все военные, а также послевоенные годы (с 1942–1948 гг). В ноябре 1945 г. Елена Ивановна была награждена медалью «За доблестный труд в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг.». По ее воспоминаниям награждение проходило в старом здании ЦК КАЗ ССР в зале Верховного Совета. Вручал медали председатель Президиума Верховного Совета А. Казакпаев. Когда он прочитал фамилию Елены Ивановны и она стала подниматься на сцену, он, увидев ее, заговорил нараспев: «О! такая молодая девушка, а получает такую высокую правительственную награду» и с улыбкой вручил ей медаль.

В 1948 году Елена Ивановна закончила 10-й класс вечерней школы рабочей молодежи. Высшее образование получила в Казахском Государственном Университете им. С. М. Кирова на геолого-географическом факультете, получив специальность геолога-геохимика.

В Институте геологических наук АНКАЗ ССР начала работать в 1954 году по приглашению основателя Института К. И. Сатпаева. На протяжении первых лет она осваивала различные методики минералогического анализа, а с 1956 по 1958 занималась изучением минералогии ряда полиметаллических месторождений скарнового типа. Затем Е. И. Кузнецова под руководством Л. А. Мирошниченко, изучала и систематизировала материал по минералогии скарновых месторождений Центрального Казахстана и параллельно изучала минералогию скарнов и руд месторождений Саякской группы, результаты которой положены в основу ее кандидатской диссертации.

Еленой Ивановной написан ряд статей и отчетов, а также опубликованы тезисы докладов на Всесоюзных совещаниях, конференциях и симпозиумах по рудной минерализации скарновых месторождений Саякской группы. Она является соавтором монографии по метасоматитам Саякского района, изданной в 1971 году.

Отличительной особенностью Елены Ивановны, как минералога, являлась скрупулезность и глубина исследований. Поэтому не случайна и тема диссертации, посвященной минералогии элементов- спутников медных руд Саякских месторождений. Примером детальности изучения могут служить статьи, касающиеся висмута в скарновых рудах:

1. «Висмут в скарново-рудных месторождениях Саякской группы» // Записки Казахского отделения Всесоюзного минералогического общества. – Алма-Ата, 1975. – Вып. 1.

2. «Формы нахождения висмута в скарново-медных рудах Саякского рудного поля» // Известия НАН РК. – 2002.

3. Состав и свойства двух висмутовых сульфосолей меди из скарновых месторождений Саякской группы // ДАН СССР. – 1975. – Т. 222, № 1.

Елена Ивановна была не только минералогом, но и прекрасным петрографом. Она изучала вещество всесторонне и поэтому к ней часто обращались за консультацией научные работники узкой специализации.

Работать Елена Ивановна продолжала и после выхода на пенсию дома.

Светлый образ Елены Ивановны Кузнецовой – прекрасного специалиста в области изучения руд, а в жизни очень доброжелательного и общительного человека навсегда сохранится в памяти ее друзей, коллег и знакомых, всех тех, кто знал ее и общался с ней.

Редколегия

МАЗМҰНЫ

Аймақтық геология

Сеитов Н., Ерубасев К., Корнева Д. Формациялық жатыстары әртүрлі магмалық жыныстардың «ескі» қабаттасу құрылым мен олардың заманауи аналогымен салыстыру жолдарын анықтау тәсілі. (1-Мақала. Қойылған мақсаттың толықтай орындалуы үшін тәжірибелік тәсілдер, олардың мүмкіндігінің шектелуі)... 5

Минерагения, перспективалар, болжамдар

Өмірсеріков М.Ш., Жуков Н.М., Беспасев Х.А. Жаңа жақандық тектониканың позициясы жағынан Қазақстанның металлогениясы..... 14

Байбатиша А.Б., Бекботаева А.А. Жезқазған текті мыстың стратиформдық кенорнының литофациалды ерекшеліктері туралы..... 36

Минералогия

Кузнецова Е.И., Котельников П.Е., Павлова З.Н. Орталық Қазақстанның скарнды кенорнынан алынған хондродит сирек минералы..... 42

Сейсмология

Әбетов А.Е., Жылқыбаева Г.А., Жылқыбаев Т.К. Сейсмикалық модель, геология және шоғырланған қабықтың геодинамикасы..... 46

Әдістеме және технология

Шестаков Ф.В. Топырақта атмосфера су буының конденсациясы – ауадан суды менгерудің теориялық негізі (II бөлім)..... 56

Борисенко Г.Т., Ниязова А.Т. Арыстан кенорнының терригенді шөгінділеріндегі ҰГЗ кешені бойынша коллектордың қанығу сипатын анықтау технологиясы..... 64

Жылқыбаева Г.А., Борисенко Г.Т. Темір рудалы аумақтағы ұңғымаларды геофизикалық зерттеу диаграммасын және керндерді зерттеу нәтижесін талдау..... 73

Пікір-сайыс

Майлибаева М.М. Жердің дамуының спиралі..... 80

Мерейтолайра

Сыдыков Алуадин (70-жасқа толуына орай)..... 85

Ғалымды еске алу

Жаутиқов Тимкен Мұқашұлы..... 87

Эсминцев Александр Николаевич..... 89

Кузнецова Елена Ивановна..... 90

СОДЕРЖАНИЕ

Региональная геология

Сеитов Н., Ерубасев К., Корнева Д. Приемы определения формационной принадлежности разновидностей магматических пород «древних» складчатых структур путем сравнения их с современными аналогами. (Статья 1. Практикуемые приемы, ограниченность их возможностей для полного достижения поставленных целей.)...5

Минералогия, перспективы, прогнозы

Омирсериков М.Ш., Жуков Н.М., Беспяев Х.А. Металлогения Казахстана с позиции новой глобальной тектоники.....14

Байбатиша А.Б., Бекботаева А.А. О литофациальных особенностях стратиформных месторождений меди типа Жезказгана.....36

Минералогия

Кузнецова Е.И., Котельников П.Е., Павлова З.Н. Редкий минерал хондродит из скарнового месторождения Центрального Казахстана.....42

Сейсмология

Абетов А.Е., Жылкыбаева Г.А., Жылкыбаев Т.К. Сейсмические модели, геология и геодинамика консолидированной коры.....46

Методика и технология

Шестаков Ф.В. Конденсация водяных паров атмосферы в почвогрунтах – теоретические основы освоения воды из воздуха (часть II).....56

Борисенко Г.Т., Ниязова А.Т. Технология определения характера насыщения коллекторов по комплексу ГИС в терригенных отложениях месторождения Арыстановское.....64

Жылкыбаева Г.А., Борисенко Г.Т. Анализ диаграмм геофизических исследований скважин и результаты исследования керна железорудного участка.....73

Дискуссии

Майлибаев М.М. Спираль развития земли.....80

Юбилейные даты

Сыдыков Алуадин (К 70-летию со дня рождения).....85

Памяти ученого

Жаутиков Тимкен Мукашевич.....87

Эсминцев Александр Николаевич.....89

Кузнецова Елена Ивановна.....90

CONTENTS

Regional geology

- Seitov N., Yerubayev K., Korneva D.* Methods of determining the formational appurtenances of varieties of magmatic rocks of ancient folded structures by comparing them with modern counterparts (Article 1. Practiced techniques, their limited capacity to fully achieve their objectives)..... 5

Minerageny, perspectives, forecasts

- Omirserikov M.Sh., Zhukov N.M., Bespayev Kh.A.* Metallogeny of Kazakhstan with the point of view of the new global tectonics..... 14
- Baibatsha A.B., Bekbotayeva A.A.* About the lithofacial features of copper stratiform deposits of Zhezkazgan..... 36

Mineralogy

- Kuznetsova E.I., Kotelnikov Ye.P., Pavlova Z.N.* Chondrodite rare mineral from skarn deposits of Central Kazakhstan.... 42

Seismology

- Abetov A., Zhylkybayeva G., Zhylkybayev T.* Seismic models, rheology and geodynamics of consolidated crust..... 46

Methods and technology

- Shestakov F.V.* Condensation of atmospheric water vapour in soils – theoretical framework of water reclaiming from air (Part II)..... 56
- Borisenko G., Niyazova A.* Technology of determine the collector saturation type by GIS complex in terrigenous sediments of Arystan deposit..... 64
- Zhylkybayeva G., Borisenko G.* Analysis of geophysical well logging diagrams and results of iron-containing core research..... 73

Discussion

- Maylibayev M.M.* Spiral of the Earth development..... 80

Anniversary

- Sydykov Aluadin (the 70-th anniversary)*..... 85

In Memory of Scientists

- Zhautikov Timken Mukashevich*..... 87
- Esmintsev Aleksandr Nikolayevich*..... 89
- Kuznetsova Elena Ivanovna*..... 90

**Publication Ethics and Publication Malpractice
in the journals of the National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan**

For information on Ethics in publishing and Ethical guidelines for journal publication see <http://www.elsevier.com/publishingethics> and <http://www.elsevier.com/journal-authors/ethics>.

Submission of an article to the National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan implies that the described work has not been published previously (except in the form of an abstract or as part of a published lecture or academic thesis or as an electronic preprint, see <http://www.elsevier.com/postingpolicy>), that it is not under consideration for publication elsewhere, that its publication is approved by all authors and tacitly or explicitly by the responsible authorities where the work was carried out, and that, if accepted, it will not be published elsewhere in the same form, in English or in any other language, including electronically without the written consent of the copyright-holder. In particular, translations into English of papers already published in another language are not accepted.

No other forms of scientific misconduct are allowed, such as plagiarism, falsification, fraudulent data, incorrect interpretation of other works, incorrect citations, etc. The National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan follows the Code of Conduct of the Committee on Publication Ethics (COPE), and follows the COPE Flowcharts for Resolving Cases of Suspected Misconduct (http://publicationethics.org/files/u2/New_Code.pdf). To verify originality, your article may be checked by the Cross Check originality detection service <http://www.elsevier.com/editors/plagdetect>.

The authors are obliged to participate in peer review process and be ready to provide corrections, clarifications, retractions and apologies when needed. All authors of a paper should have significantly contributed to the research.

The reviewers should provide objective judgments and should point out relevant published works which are not yet cited. Reviewed articles should be treated confidentially. The reviewers will be chosen in such a way that there is no conflict of interests with respect to the research, the authors and/or the research funders.

The editors have complete responsibility and authority to reject or accept a paper, and they will only accept a paper when reasonably certain. They will preserve anonymity of reviewers and promote publication of corrections, clarifications, retractions and apologies when needed. The acceptance of a paper automatically implies the copyright transfer to the National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan.

The Editorial Board of the National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan will monitor and safeguard publishing ethics.

Правила оформления статьи для публикации в журнале смотреть на сайте:

www.nauka-nanrk.kz

geology-technical.kz

Верстка Д. Н. Калкабековой

Подписано в печать 11.02.2015.
Формат 70х881/8. Бумага офсетная. Печать – ризограф.
6,0 п.л. Тираж 300. Заказ 1.