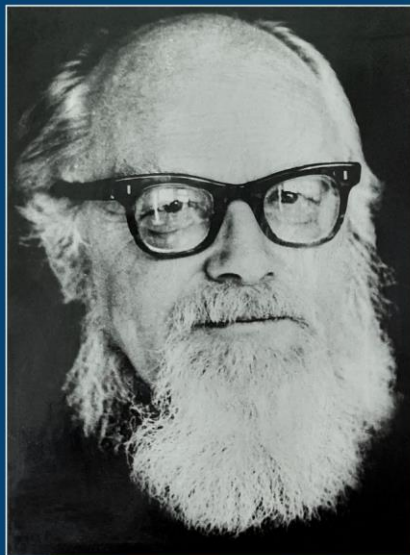


Национальная Академия наук Кыргызской Республики
Институт геологии им. М.М. Адышева



**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОГРАФИИ ТЯНЬ-ШАНЯ
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ**

*Материалы международной конференции
посвященной 100-летию юбилею
В.Г.Королева*

БИШКЕК 2020

Национальная Академия наук Кыргызской Республики
Институт геологии им. М.М. Адышева



**Актуальные проблемы геологии
и географии Тянь-Шаня
и сопредельных территорий**

**Материалы международной конференции
посвященной 100-летию юбилею
В.Г. Королёва**

БИШКЕК 2020

УДК: 55:910
ББК 26.3
А43

Рекомендовано к изданию Ученым Советом
Института геологии НАН КР

**А43 Актуальные проблемы геологии и географии
Тянь-Шаня и сопредельных территорий:**

*Материалы международной конференции
посвященной 100-летию со дня рождения выдающегося исследователя
геологии Тянь-Шаня Валерия Григорьевича Королёва и Перекрестному
году Кыргызской Республики в Российской Федерации
и Российской Федерации в Кыргызской Республике в 2020 году.
-Бишкек, 2020 -558 с.*

ISBN 978-9967-12-883-5

В сборнике представлены материалы докладов конференции, поступивших от участников из Кыргызстана, России, Казахстана, Узбекистана, Германии, Японии, Китая, Чехии, охватывающих широкий круг вопросов касающихся наук о Земле.

Материалы сборника представлены в авторской редакции.

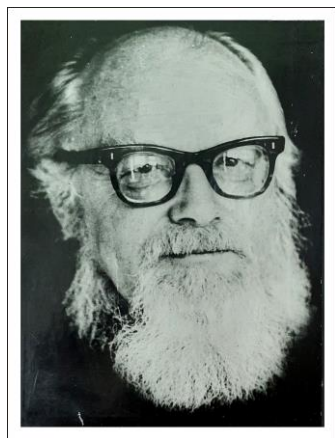
ISBN 978-9967-12-883-5

УДК: 55:910
ББК 26.3

ВАЛЕРИЮ ГРИГОРЬЕВИЧУ КОРОЛЕВУ 100 ЛЕТ

А.А. Бакиров, Р.Т. Орозбаев, В.П. Санькова

*Институт геологии им. М.М. Адышева НАН КР
geol_kg@mail.ru*



В.Г. Королев родился 27 декабря 1919 года в г. Иваново, Ивановской обл., Россия. В 1928-1938 гг. учился в 168 средней школе Свердловского района г. Москвы. Окончил школу с отличием. В 1938-1941 гг. учился в Московском геолого-разведочном институте им. С. Орджоникидзе по специальности «геологическая съемка и поиски». Окончил полностью три курса этого института. Параллельно с июля 1940 г. по июнь 1941 г. работал коллектором в Заволжском отряде экспедиции по Восточно-Европейской равнине СОПС АН СССР, г. Москва, принимая участие в исследованиях по стратиграфии пермских отложений Заволжья. С июня по октябрь 1941 г. работал старшим коллектором и прорабом 1-го геологического отряда при составлении геологической карты Ишимбаевского Приуралья масштаба 1:50 000 в Башкирской нефтяной экспедиции АН СССР в г. Москве, затем в г. Уфе. Из отзыва старшего научного сотрудника Института геологических наук АН СССР, д.г.-м.н. А.А. Богданова - «В.Г. Королев являлся одним из наиболее талантливых студентов МГРИ, в 1941г. был представлен к стипендии им. Сталина. Он отличался исключительной работоспособностью, всегда стремился совершенствовать и углублять свои знания и добросовестно выполнял все поручавшиеся ему работы. Летом 1941 г., будучи студентом 3-го курса и лишь 2-ой раз принимая участие в полевых геологических работах, он составил геологическую карту Термень-Елгинского Промысла (Ишимбай) масштаба 1:25000, - явившуюся в дальнейшем образцом составления подобных карт в Приуралье».

14 октября 1941 г. В.Г. Королев добровольно вступил в ряды Красной Армии и по декабрь 1941 г. был рядовым 2-го полка Московских рабочих 3-ей Московской коммунистической стрелковой дивизии.

В Геологический институт Киргизского филиала АН СССР в г. Фрунзе В.Г. Королев поступил на должность младшего научного сотрудника 18 августа 1944 г. по рекомендации д.г.-м.н. А.А. Богданова. До 12 февраля 1945 г. работал в должности исполняющего обязанности ученого секретаря ГИН КирФАН СССР. В течении трех лет работал над проблемой соотношения

процессов осадконакопления и складкообразования под руководством доктора наук С.С. Шульца. Помимо того в 1944 г. по совместительству работал геологом в Северо-Киргизской тематической нефтяной экспедиции Киргизского геологического управления, где вместе с С.С. Шульцем занимался изучением третичных отложений Северной Киргизии. В 1945 г. работал в тематической ртутной партии того же управления. В 1945 г. провел самостоятельные исследования по теме «Изменчивость состава и мощности осадков в зависимости от положения в структуре на примере Ляглянской синклинальной складки, сложенной мезо-кайнозойскими отложениями». Эта работа была продолжением исследований С.С. Шульца по тектонической эволюции Ферганского бассейна в мезозое-кайнозое, в стадию платформенного режима осадконакопления. По результатам работ в 1945 г. В.Г. Королевым был написан годовой отчет, рекомендованный рецензирующим его С.С. Шульцем к печати в трудах ГИН КирФАН СССР. Оценка С.С. Шульца была принята ученым советом ГИНа, в последствии были опубликованы статьи «Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений хр. Кара-Чатыр (Фергана)» и «Геологическое строение Ляглянской синклинали». В 1946-48 гг. В.Г. Королев работал над темой «Соотношение процессов осадконакопления и формирования структур в среднем палеозое южных склонов хр. Терскей Ала-Тоо». В результате были получены новые данные по структурам и фациям Присонкульского района: определены нижнепалеозойские отложения, слагающие ядро длительно формировавшейся антиклинальной структуры хр. Бауралбас; детально расчленены среднепалеозойские отложения, развитые к югу от оз. Сон-Куль; установлена зональность распределения фаций девона и карбона в вертикальном и горизонтальном направлениях. В этот же период В.Г. Королев активно участвовал в организации Геологического отдела «Музея природы» при КирФАНе, руководил работой Геологического реферативного кружка при Геологическом институте, был членом редколлегии обще филиальной стенной газеты, активно работал в местком институте, принимал участие в популяризации научных знаний – читал лекции на радио.

В 1948 году В.Г. Королев поступил в Киргизский государственный заочный педагогический институт и в 1953 г. с отличием окончил его по специальности «география» с присвоением квалификации «учитель средней школы».

В 1955 г. на базе Киргизского филиала АН СССР была организована Академия наук Киргизской ССР, в структуру которой вошел Институт геологии и В.Г. Королев был назначен на должность младшего научного сотрудника сектора тектоники и стратиграфии. Подготовил диссертацию на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук на тему «Древние толщи Терскей-Алатау и прилегающих с юга хребтов», которую успешно защитил в Геологическом институте АН СССР 13 марта 1958г.

В июле 1958 года В.Г. Королев был назначен на должность руководителя сектором тектоники и стратиграфии Института геологии,

которым он и руководил без малого 30 лет до 1987 г. В декабре 1960 г., кандидату геолого-минералогических наук В.Г. Королеву присвоено ученое звание старшего научного сотрудника по специальности «стратиграфия и тектоника».

В.Г. Королев с 1961 по 1975 гг. являлся заместителем директора Института по научной работе. С 1987 года - ведущий научный сотрудник лабораторий тектоники и стратиграфии. В.Г. Королев принимал активное участие в разработке и решении самых разнообразных научных и практических проблем геологии. Он работал над актуальной темой по геологоструктурному анализу древних толщ Тянь-Шаня и связанных с ними различных полезных ископаемых. Под его руководством и при непосредственном участии на территории Кыргызстана произведено расчленение докембрия, биостратиграфическое обоснование подразделений верхнего протерозоя и пограничных с ним слоев палеозоя и корреляция этих стратиграфических подразделений с типовыми разрезами докембрия Евразийского континента; дано обоснование наличия на территории Тянь-Шаня древнего сиалического фундамента; установлены полицикличность в развитии геосинклинальных структур и соотношение процессов тектоники, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Эти теоретические построения стали основой для составления геологических и тектонических карт Киргизии и прилегающих территорий. По совместительству он работал в Киргизском геологическом управлении. При его непосредственном участии были открыты и рекомендованы к разведке месторождения полиметаллов, молибдена, а также крупнейшее в Киргизии Джетымское месторождение железа.

Основные публикационные работы В.Г. Королева, посвящены тектонике и стратиграфии протерозоя и нижнего палеозоя, структурно-формационному районированию, палеогеографии, палеотектонике, формационному анализу, геологической и тектонической картографии, сейсмическому районированию. В.Г. Королевым самостоятельно и в соавторстве опубликовано более 250 научных работ, написано более 50 научных отчетов. Он был редактором многих изданных монографий, научных сборников, геологических и тектонических карт, составителем мелкомасштабных геологических и тектонических карт Кыргызстана, Средней Азии и Казахстана, Юга нефтегазоносных областей СССР и др. В.Г. Королев активно участвовал в составлении “Стратиграфического словаря СССР. Нижний кембрий”, был научным руководителем Геологического раздела Научно-справочного Атласа Киргизской ССР. О значимости научных трудов В.Г. Королева свидетельствует его неперенное участие в международных, всесоюзных и региональных геологических проектах, рабочих группах и комитетах.

В.Г. Королев был крупным ученым – организатором науки, внесшим большой вклад в формирование Института геологии и его научной

направленности, одним из авторитетнейших в республике и за её пределами исследователей в области тектоники и стратиграфии.

Плодотворна научно-педагогическая деятельность В.Г. Королева, с 1955 по 1976 гг. он читал курс лекций по Геологии СССР, Исторической и Структурной геологии во Фрунзенском политехническом Институте, приведя в институт целую когорту талантливых молодых ученых. В.Г. Королев систематически оказывал большую помощь лаборантам, молодым научно-техническим работникам Института в деле повышения их квалификации, одновременно являлся научным руководителем аспирантов и соискателей. Под его научным руководством подготовлено 18 кандидатов и 4 докторов наук.

В.Г. Королев был членом различных научных советов и комитетов союзного и регионального значения: членом международной и советских рабочих групп по проектам Международной программы геологической корреляции, комиссии по международной тектонической карте ОГГН АН СССР, Научного совета по геологии докембрия ОГГН, и бюро Межведомственного Тектонического комитета СССР, Межведомственного стратиграфического комитета СССР и трех его комиссий, Научного совета по геологии докембрия ОГГН АН СССР, комиссии по Международным тектоническим картам СССР, бюро Среднеазиатской региональной комиссии МСК и председателем её секции по докембрию и кембрию, членом секции докембрия Казахстанской РМСК, Среднеазиатской секции Научно-редакционного совета ВСЕГЕИ, заместителем председателя Редколлегии по геологическим картам и членом НТС Управления геологии, проблемного совета Наук о Земле, специализированного ученого совета по защитах диссертаций при Фрунзенском политехническом институте, Управлении геологии Киргизской ССР, член Библиотечного совета и секции РИСО АН Кирг. ССР.

За трудовую и научную деятельность В.Г. Королев указом Президиума Верховного Совета СССР от 13 мая 1981 г. награжден медалью “За трудовую доблесть”, медалью “За доблестный труд в ознаменование 100-летия со дня рождения В.И. Ленина” (1970), Грамотой Президиума Верховного Совета Киргизской ССР (1979), а также многочисленными Почетными грамотами и благодарностями.

Семейная жизнь Валерия Григорьевича сложилась удачно. Его супруга Валентина Николаевна Криволицкая (1920-1981), петрограф по образованию, как и он, всю жизнь проработала в Институте геологии во Фрунзе, была первым помощником Валерия Григорьевича как в полевых геологических экспедициях, так и в повседневной работе. Они воспитали двух дочерей, также получивших геологическое образование. Старшая дочь Наталья Валерьевна Горева, микропалеонтолог по профессии, кандидат геолого-минералогических наук, работает ведущим научным сотрудником в Геологическом институте РАН (Москва), Ольга Валерьевна Королева – кандидат геолого-минералогических наук, ученый секретарь Института геологии алмаза и

благородных металлов Сибирского отделения РАН в Якутске. Старшая внучка Юлия Сергеевна, геохимик, доктор философии, занимается проблемами планетологии. После смерти Валентины Николаевны дочери настойчиво предлагали Валерию Григорьевичу переехать к ним, чтобы не оставаться одному, но он не захотел, не смог расстаться с любимым Кыргызстаном, с Тянь-Шанем.



Присонкулье, 1950 г.

К 100 ЛЕТИЮ МОЕГО ВЕЛИКОГО УЧИТЕЛЯ В.Г. КОРОЛЁВА

Бакиров А.

*Институт геологии НАН КР
Бишкек, Кыргызстан*

С именем В.Г. Королёва связано огромное количество парадоксов.

Почему сегодня проводится международное торжественное мероприятие человеку, который формально имел учёную степень только кандидата наук?

Ответ прост. Перед нами тот случай, когда учёный оценивается не формальными регалиями или высоким положением на административной лестнице, а теми вкладами, которые он внёс в науку. В.Г. Королёв имел огромные достижения в исследовании геологии Тянь-Шаня, в расчленении древних геологических образований (к “древним” здесь относятся палеозой и докембрий), в установлении их тектонической природы. Выделенные им десятки стратиграфических единиц и составленные им стратиграфические схемы облегчили деятельность многих сотен геологов-съёмщиков, составителей государственных геологических карт. Эти работы особенно интенсивно проводились на территории СССР в послевоенные годы вплоть до середины 80-ых годов прошлого столетия. Геологические карты стали основой множества других геологических построений – тектонических, геодинамических, металлогенических, прогнозных, гидрогеологических, инженерно-геологических и других карт.

В.Г. Королёв имел значительные разработки также и по общей теории развития Земли.

Почему, в действительности, будучи крупным учёным, формально он не имел учёных степеней, не занимал соответствующие должности, не удостоивался академических званий. Здесь возникает много вопросов, корни которых связаны с политическим строем бывшей великой державы под названием СССР.

Мне приходилось слышать, как наш академик В.М. Попов восхищался В.Г. Королёвым: «Сверкает как бриллиант! Что не слово, то – идея». Как-то на общем собрании АН Кир. ССР встретились учёные из институтов биологии, физики и математики с геологами нашего института и спрашивали о Королёве. Я стал свидетелем разговора этих людей из других научных учреждений нашей академии. «Умный, талантливый. Почему не защищает диссертацию?».

Королёв работал ученым секретарём Института геологии КирФАН СССР, разрабатывал крупные проблемы региональной геологии, не имея диплома о высшем образовании. Позже, имея учёную степень кандидата наук, занимал должность заместителя директора по науке и руководил всей научной деятельностью целого Института геологии и блестяще справлялся с поставленными задачами. В условиях господства геосинклинальной теории он

высказывал идею о том, что геосинклинали Тянь-Шаня были заложены на платформенной основе, что тектонические процессы здесь были полициклическими. В то время эти идеи рассматривались как бредовые. Соответственно и к автору таких идей отношение было как бы свысока! Но на самом деле он был прав. Потом все последующие исследования подтвердили эти высказывания учёного.

На третьем курсе геолого-географического факультета, в геологическом отделении Киргизского государственного университета, В.Г. Королёв читал нам лекции по региональной геологии и по геологии СССР. До него мы уже слушали лекции многих знаменитых доцентов, профессоров, академиков. Мы привыкли к тому, что лектор выходит с папкой на кафедру и читает лекции по конспекту, не отрывая глаз от текста. Часто он не завершает чтение в отведенное время и занимает значительную часть перемены, когда мы должны были переходить в другую аудиторию, которая иногда находилась в другом здании. Студенты напоминали профессору выкриками «Время!» Были недовольства с обеих сторон: и профессорской, и студенческой.

Лекции Валерия Григорьевича резко отличались. Слаженный язык, поставленный “профессорский” голос, отличное знание предмета. Он выделялся от других лекторов и был несравнимо выше них. Читал без бумаги, на память излагал разрез палеозоя Подмосковья, Предуралья, Прибалтики и других частей Русской платформы, затем излагал фаціальную изменчивость отдельных горизонтов по латерали всей этой структуры. Своевременно завершал чтение лекции и обязательно оставлял время для вопросов, обсуждений. Успевали задавать несколько вопросов и коротко обсудить некоторые моменты лекции.

После первой его лекции на перерыве нашей реакцией было: «Ух как! Здорово!» Других слов восхищения мы не находили. Тогда мы ещё не знали, что этот гигант не был профессором, даже не имел диплома высшего образования по геологии, а только что окончил Киргизский государственный заочный педагогический институт по специальности «география» с присвоением квалификации «учителя средней школы».

Мои совместные с В.Г. Королёвым научные исследования начались сразу же после окончания Фрунзенского политехнического института (ФПИ) в 1957 году.

Несмотря на то, что В.Г. Королев формально не имел диплома высшего образования по геологии, он собрал 12 молодых геологов, выпускников горно-геологического факультета ФПИ и проводил хозяйственные работы с Геологическим управлением Киргизии по геологической съёмке и поиску полезных ископаемых на площади карты номенклатуры К-43-95 (масштаб 1:100 000). Площадь карты охватывала полностью хребет Джетим-Тоо и прилегающие к нему районы. К тому времени В.Г. Королев уже был известным в республике как крупный специалист, как первоклассный геолог, лучше, чем кто-либо разбирающийся по геологическому строению страны.

Мы с В.Г. Королёвым успешно завершили геологические съёмки на площади указанной карты, в процессе работ молодые специалисты успешно были обучены ведению съёмочных работ, поиску полезных ископаемых, составлению геологического отчета. Отчёт по хоздоговору был принят с оценкой «отлично». До сих пор наша карта остаётся эталоном хорошего качества, детальности, адекватного соответствия природной обстановке. Об этом свидетельствуют те геологи, которые в настоящее время проводят исследования по переизданию государственных среднемасштабных геологических карт страны. На территории листа было обнаружено большое количество проявлений рудных и нерудных полезных ископаемых. С гордостью могу отметить открытие в верхнедокембрийских толщах крупнейшего в Средней Азии Джетимского железорудного месторождения, которое позже было названо железорудным бассейном. При этом Курментинский участок месторождения был откартирован в масштабе 1:10000 с проведением подсчёта запасов железной руды. В нижнекембрийских толщах была установлена и исследована черносланцевая формация со знаменитым пятиэлементным оруденением: урана, ванадия, молибдена, кобальта, никеля. Позже выяснилось, что с ними могут быть связаны также платиноиды и золото.

Работали с большим энтузиазмом, дружно, весело, всегда были шутки и смех. Результаты составленных кусочков карт почти ежедневно обсуждали совместно уже в поле. После чего по-новому планировали ход дальнейшей деятельности. Устраивали спортивные соревнования, самостоятельные концерты и активно участвовали в аналогичных мероприятиях Института геологии и всей Киргизской академии наук. Внутри группы выпускали сатирическую стенгазету под названием «Молоток», в которой высмеивали нарушение трудовой дисциплины, чью-то лень, отставание от графика работы, поведение сотрудников, выходящее за пределы нормы.

Самой этой весёлой молодой группе мы дали название «Джетимский каганат».

В.Г. Королёв устраивал каждую субботу семинарские занятия по теории геологии, анализировал новые тектонические представления, результаты моделирования геологических процессов и т.д. Вырастил, таким образом, будущих кандидатов и докторов наук, профессоров, член-корреспондентов и академиков. При этом сам только защитив кандидатскую диссертацию, остался с этой степенью на всю жизнь.

Почему у В.Г. Королёва сложилась такая судьба?

Всё дело в том, что он был арестован! Как и почему? Этот так же парадоксально-драматический случай из жизни В.Г. Королёва был хорошо описан и опубликован в газете одним из лучших писателей Киргизии Л. Дядюченко, который был в числе 12 избранных выпускников ФПИ, «завербованных» Валерием Григорьевичем для создания славного «Джетимского каганата». Позже в связи со здоровьем с одной стороны и, в связи с большой тягой к литературному творчеству с другой, Л. Дядюченко

посвятил свою дальнейшую деятельность литературе. Из его сообщения следует, что В.Г. Королёв стал жертвой политических потрясений конца 30-х годов прошлого столетия.

В 1941 году осенью студенты Московского геолого-разведочного Института добровольно записались в ряды Советской Армии и среди них вместе со своими сверстниками был наш герой. Он, будучи любопытным молодым человеком с острым мироощущением, вёл дневник. В нём были записи, не только наблюдения над природными процессами, но и сведения о политических событиях. Дело в том, что его отец Григорий Кузьмич был одним из ближайших соратников вождя пролетарской революции В.И. Ленина, был членом Ивановского губкома РКП(б), возглавлял Иваново-Вознесенский губисполком и часто встречался с вождём. Но после 30-годов отец был репрессирован. Вслед за ним был арестован ряд сподвижников Ленина. В дневнике, который Валерий Григорьевич носил в кармане, были записи об этих событиях, свои высказывания и возмущения по ним. Во время смены гражданской одежды на военную, когда ребята вошли в баню, этот дневник попал в руки работников КГБ. Незначительные записи в нём были причиной очень строгого обвинения Валерия Григорьевича, он был объявлен «врагом народа» и арестован. С бани его увели прямо в тюрьму. Там, во время этапирования в Сибирь в товарном поезде он попал в драку с бандитами бесчинствующими в поезде, был тяжело ранен в голову, и в зимнюю стужу оставался на открытом воздухе между вагонами. Тяжело заболел и буквально умирал. Нашлись сердобольные врачи, которые дали заключение о выпуске его на высылку. В 1944 г. Валерий Григорьевич был сослан в Киргизию. Здесь ему помог устроиться на работу А.А. Богданов, знаменитый советский геолог, позже декан геологического факультета МГУ, который написал соответствующее письмо знаменитому исследователю геологии Тянь-Шаня С.С. Шульцу, эвакуированному из Ленинграда во Фрунзе, работающему в то время в только что организованном Институте геологии Кир ФАН СССР.

У Королёва не было «допуска» к геологическим исследованиям, ему не было разрешено обучаться в области геологии и полезных ископаемых. Данная сфера считалась «стратегической» и «врагов народа» нельзя было посвящать в её «тайны». Вот в этом и заключается основная причина всех тех парадоксов, связанных с Королёвым.

Основные научные достижения В.Г. Королёва.

Королёв внёс большой вклад в стратиграфическое расчленение древних толщ Тянь-Шаня, а также в тектоническом районировании территории Советского Тянь-Шаня и Памира. Но особо следует говорить об его вкладе в исследовании докембрия в фанерозойских складчатых областях.

После завершения хозяйственных работ В.Г. Королёв получил возможность вести исследования по всесоюзной тематике «Докембрий», по разделу «Докембрий в фанерозойских складчатых областях». Здесь Валерий Григорьевич нашёл оригинальный креативный подход к исследованию

докембрия, который он назвал *комплексным*. В это понятие входило всестороннее, комплексное исследование соотношения процессов тектоники, магматизма, осадконакопления, метаморфизма и рудообразования. Изучение стратиграфии, вещественного состава, органических остатков, абсолютной геохронологии, характера метаморфизма, литологии, петрографии, выяснение места в тектоническом цикле всех изучаемых объектов. По состоянию знания докембрия на территории Тянь-Шаня того времени особо выделялись кристаллический фундамент, магматические (интрузивные и эффузивные), метаморфические комплексы, осадочные (карбонатные и терригенные) толщи. Эти объекты по желанию были распределены между участниками «каганата». Уже через три года Сектор тектоники и стратиграфии, который был образован на базе нашей группы, получил внушительные результаты по изучению докембрия в фанерозойских складчатых областях. Метод такого комплексного подхода как *наиболее прогрессивный* на стадии того времени отметил руководитель всесоюзной темы «Докембрий», директор Института геологии и геохронологии докембрия чл.-корр. АН СССР К.О. Кратц на Всесоюзном совещании по изучению докембрия в Ленинграде.

В 60-е годы прошлого столетия исследование докембрия в фанерозойских складчатых областях представлял собой большой интерес. Дело в том, что докембрий в этих регионах интенсивно переплетен с более молодыми палеозойскими и мезозой-кайнозойскими образованиями, что представляло большую трудность в его выделении. В.Г. Королёв засучив рукава, совместно со своими молодыми учениками-коллегами, приступил к решению этой проблемы.

Разработка раздела темы «Докембрий в фанерозойских складчатых областях» «Соотношение процессов тектоники и метаморфизма» была поручена мне.

К тому времени существовало представление о том, что метаморфизм пород имеет непосредственную связь с возрастом пород: *чем древнее возраст – тем сильнее метаморфизм*. Поэтому все интенсивно метаморфизованные комплексы относились к самым древним образованиям.

К тому времени на территории Тянь-Шаня специальные научные исследования по метаморфизму не проводились, если не считать Макбальский комплекс западной части Киргизского хребта, где в 1928 г. В.А. Николаев попутно со стратиграфическими разработками изучал метаморфизм пород.

Предварительно, я прошёл стажировку по изучению метаморфизма пород в Лаборатории геологии докембрия (она была переименована в Институт геологии и геохронологии докембрия) в Ленинградском государственном университете. Позже нами был установлен хороший контакт с высококлассными специалистами по метаморфизму из Новосибирска, с группой метаморфистов во главе с академиком В.С. Соболевым, которая в те годы за многотомный капитальный труд по метаморфизму была удостоена Ленинской премии. Особенно дружеские отношения сложились с Н.Л. Добрецовым, ставшим позже академиком АН СССР и председателем

Сибирского отделения АН СССР. Совместно с ним проводили полевые исследования метаморфизма пород на 20-ти метаморфических комплексах, обобщены литературные данные по всей территории советского Тянь-Шаня и Памира [Бакиров, Добрецов, 1972], была составлена «Карта метаморфических фаций восточной части Средней Азии» в масштабе 1:1500000 [Бакиров, Добрецов, 1971].

В результате исследований под научным руководством В.Г. Королёва в области метаморфизма пород Тянь-Шаня были достигнуты следующие результаты. Они были обобщены в докторской диссертации А.Б. Бакирова [1973].

На территории Советского Тянь-Шаня были выделены три группы метаморфических комплексов:

А – гнейсовый фундамент условно архейского возраста;

Б – протоплатформенный надкомплекс протерозойского возраста;

В – надкомплекс верхнепротерозойско-палеозойских тектонических циклов.

Гнейсовый фундамент (группа А) характеризуется хорошей выдержанностью фаций метаморфизма на больших площадях, ареальностью, широким развитием высокотемпературных образований, со значительным количеством проявлений «ультраметаморфизма» - продуктов частичного плавления масс с сопровождением гранитного материала. Они резко срезаются тектоническими нарушениями и перекрываются неметаморфизованными или слабометаморфизованными образованиями палеозоя и верхнего протерозоя. Эти образования имеют большие сходства с гнейсовым фундаментом древних платформ.

Метаморфические комплексы протерозойского протоплатформенного надкомплекса (группа Б) отличаются ареально-поясовым характером метаморфизма, широким развитием средне- и низкотемпературных фаций, отсутствием или весьма слабым развитием «ультраметаморфизма». Важнейшим отличием этого надкомплекса является то, что метаморфизму были подвержены кварциты и карбонатные толщи с горизонтами кварцитов, т.е. осадочные образования спокойной тектонической обстановки, а также магматические массы, характерные для платформ, или, по-современному, внутриплитных обстановок.

Для метаморфических комплексов А и Б характерны широкое развитие наложенных преобразований, полиметаморфизм, ретроградные изменения.

Метаморфические образования верхнепротерозойско-палеозойского надкомплекса (группа В) характеризуются быстрой изменчивостью метаморфических фаций, резко выраженным зонально-поясовым расположением. По сравнению с более древними образованиями комплексы группы В наиболее хорошо увязываются с тектоническими структурами и стадиями их становления (см. табл.).

Характеристика типов метаморфических комплексов фанерозойских тектонических циклов (группа В)

| Подгруппы | Классы | Фациальные серии | Набор фации | °С | Р кбар | Магматизм | Структурная позиция | Сопровождающие структуры | Полезные ископаемые | Примеры | |
|---|---------------------------------|--|--|-------------|--------|---|--|---|--|---|---|
| а) не связанные с гранитным магматизмом | I Раннегоссилинальный | Статического метаморфизма | 1. Низких и умеренных давлений | до 250-450° | до 3-7 | Спилиты, диабазы, габбро, ультрабазиты (подкоровые массы) | Первичные эггосинклинали | Грабены, рифты | Колчеданные | С1-Капкатасской зоны С.Т.Ш. S-Южного Тянь-Шаня С1-ю.з.части Северного Памира D1-Урала, Т-Новой Зеландии. | |
| | | | 2. Высоких давлений | | 9-12 | | | | | PZ ₂ -MZ ₁ -зап. Часть Берегового хребта Колифорнии, Новая Зеландия, юг Японских островов | |
| | II Предороганный | Синкиноматического метаморфизма | 3. Низких и умеренных давлений | до 400-550° | до 5-7 | Андезиты, интрузивных нет (?) | Зона смятия глубинных разломов | Линейные складки, взбросы, надвиги, шарьяжи | Золотоносные колчеданные | медьколчеданные, асбест. Ni, Co, Cr | С-Джаалир-Найманской зоны С-О- северной полосы Кеминской зоны R-Таласо-Каратауской зоны С1-Северного Памира. |
| | | | 4. Высоких давлений (жадеит-глаукофановая) | | 8-13 | | | | | | Гранат, рутил |
| III Раннеороганный | Синкиноматического метаморфизма | 5. Низких и умеренных давлений (адалузит-силлиманитовая) | Зеленых сланцев, эпидотовых амфиболитов, амфиболитов | до 550-700° | до 2,5 | Гранитоиды (мобилизаты самой коры) | Зона смятия глубинных разломов, участки их сочленения, осевые части антиклинория | Линейные складки, взбросы, надвиги, | Оловоносные пегматиты, андалузит, силлиманит | графит | PZ ₂ -Туркестанского хр., Рушанского хр. С-О-Ц, Пиренеи PZ-Абакума Японии (бахенский тип) |
| | | 6. Высоких давлений (дистен-силлиманитовая) | | | 5-12 | | | | | | Слодоносные и керамические пегматиты, дистен, силлиманит |
| IV Поздородоганный | Статического метаморфизма | Пока не расчленены | Роговики, метасоматиты, гидротермалиты | до 50-800° | <1 | Вулкано-плутонические формации (коровые и подкоровые массы) | Вулканические пояса | Зоны трещиноватостей ("разрыхления") | Fe, Cu, Au, Ag, W, Mo, Pb сера самородная, флюорит и др. | PZ ₂ -Карамазар, Чатгал Юго-Зап.Гиссар. PZ ₂ -Зайлийского хр., PZ ₁ -Ц.Казакстана. | |

Метаморфические комплексы внутри группы В были увязаны с реперными событиями в пределах тектонического цикла по определению В.Е. Хаина [1973]. Такими явились появление гранитного магматизма и тектонических деформаций. По связи с гранитным магматизмом выделены две подгруппы: а) догранитные и б) гранитные метаморфические комплексы. Учитывая характер связи метаморфизма пород с осадочными и магматическими геологическими формациями, в целом тектоническом цикле выделены 4 класса метаморфических комплексов: I раннегеосинклинальные, II предорогенные, III раннеорогенные и IV позднеорогенные.

Каждый из этих классов по характеру деформации пород были подразделены на комплексы статического и синкинематического метаморфизма. В догранитной подгруппе статический метаморфизм занял место на более ранней стадии, а в подгруппе гранитного метаморфизма – на поздней стадии тектонического цикла. Таким образом, комплексы статического метаморфизма оказались внизу (в начале) и вверху (в конце) тектонического цикла. Между ними оказались два класса комплексов с синкинематическим метаморфизмом.

Внутри каждого класса (кроме IV) метаморфических комплексов были выделены по две фациальные серии: 1) низких и умеренных давлений и 2) высоких давлений.

Таким образом, выделенные классы метаморфических комплексов соответствуют определенным стадиям тектонического цикла. Приведём краткую их характеристику.

Соотношение процессов тектоники и метаморфизма выглядит следующим образом. **Группа метаморфических комплексов**, сформированных в течение одного тектонического цикла, подразделяются на подгруппы и классы, которые занимают определенные позиции во времени и в пространстве.

Подгруппа “а” сложена породами, которые не имеют никакой связи с гранитным магматизмом. В районах их развития обычно развит офиолитовый магматизм – спилито-диабазовый и ультрабазитовые образования. Главным образом они приурочены к первичным эвгеосинклинальным структурам.

Первый класс (а-1) обладает хорошей сохранностью первичных (дометаморфических) структур и текстур пород.

1. Фациальные серии низких и умеренных давлений представлены породами, испытавшими метаморфизм в условиях цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фаций, или находящимися на стадии эпигенеза и метагенеза. Породы характеризуются отсутствием в них признаков регионального расщепления и гофрировки пластов, что свидетельствует о том, что метаморфизм пород протекал в статической обстановке. В качестве примеров приводятся широко известные “зеленокаменный метаморфизм” и спилитовые образования вулканитов раннегеосинклинальной стадии тектонического цикла разных районов и разного возраста.

2. Фациальные серии высоких давлений представлены породами, испытавшими метаморфизм лавсонит-глаукофановой и лавсонит-альбитовой фаций основных вулканитов и грауввак разных районов.

Второй класс (а-II) метаморфических комплексов характеризуется резко выраженной сланцеватостью и плейчатостью пород. Толщи смяты в изоклинальные складки с широким развитием структур будинажа и разлинзования пород. Пространственно они приурочиваются к зонам глубинных разломов, субдукционным клиньям и образуют резко вытянутые пояса.

3. Фациальные серии низких и умеренных давлений представлены породами пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой, а редко эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма.

4. Фациальная серия высоких давлений представлена метаморфическими комплексами глаукофановых и гранат-глаукофановых сланцев, а также эклогитов.

Подгруппа “б” метаморфических комплексов обладает хорошей пространственной и генетической связью с гранитным магматизмом.

Третий класс (б-III) метаморфических комплексов отличается синкинематическими характеристиками, представлены породами с интенсивной гнейсовидностью, сланцеватой и плейчатой текстурами. Для него свойственна хорошо развитая зональность метаморфизма.

5. Для фациальной серии низких и умеренных давлений характерен андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма. В этой области в пределах Тянь-Шаня установлен новый Туркестанский “доставролитовый” тип метаморфизма очень низкого давления. Здесь в центральной части зон метаморфизм пород достигает низкой ступени гранулитовой фации, точнее гранат-кордиерит-силлиманит-калишпатовой зоны, которая к периферии довольно быстро сменяется андалузит (призм.) – фибролит – мусковит – биотитовой, андалузит (призм.) – кордиерит – гранат – биотитовой, андалузит (хиаст.) – кордиерит – биотитовой, гранат - биотитовой, хлорит - биотитовой и хлорит - мусковитовой зонами.

6. Для фациальной серии высоких давлений характерен дистен-силлиманитовый тип метаморфизма.

Четвёртый класс (б-IV) метаморфических комплексов сложен породами с массивной текстурой и структурами замещения и выполнения пор и трещин. В них отсутствуют следы деформации. Метаморфизм протекал в условиях хорошей проницаемости земной коры и толщ. Сюда входит разнообразные метасоматиты, гидротермалиты, узкие полосы контактовых роговиков вокруг плутонов. Этот класс приурочен в основном к вулканоплутоническим депрессиям, дайковым поясам и зонам “разрыхления”. Вероятно, все они образовались в условиях низких давлений.

Для каждого класса и фациальных серий метаморфических комплексов были приведены конкретные физико-химические (P-T) условия, набор

минеральных ассоциаций, структурные образования, к которым они приурочены, характерные типы оруденения и примеры.

Для более древних метаморфических комплексов групп А и Б такого детального деления по тектоническим условиям не представлялось возможным, так как все они подвержены интенсивным наложенным тектоническим и метаморфическим преобразованиям. Однако, при непосредственном их изучении удавалось установить наличие основных признаков тектонического цикла, а именно можно было найти следы догранитного и гранитного метаморфизма, которые в купе с другими геологическими данными помогли выделять тектонические единицы. Используя эти признаки и известные в то время (60-е и начало 70-х годов прошлого столетия) данные определений дат абсолютной геохронологии, в докембрии Тянь-Шаня были установлены 7 местных тектонических циклов.

- В архейском протогоеосинклинальном надкомплексе группы А выделены **актюзский** (2800 млн. лет) и **кеминский** (2550 млн. лет) тектонические циклы.

- В протерозойском протоплатформенном надкомплексе группы Б выделены **киргизский** (2000 млн. лет), **исыкульский** (1630-1730 млн. лет), **караджилгинский** (1300 млн. лет) и **кенкольский** (930-1000 млн. лет) тектонические циклы.

- В верхнепротерозойско-палеозойском геосинклинально-орогеническом мегакомплексе выделен **тяньшаньский** (600 млн лет) тектонический цикл.

Даты абсолютной геохронологии обозначают верхнюю границу тектонических циклов. Они были сопоставлены с тектоническими циклами докембрия, установленными в других частях земного шара [Богданов, 1969]. Архейские тектонические циклы докембрия Тянь-Шаня были сопоставлены с наидревнейшим (беломорским) циклом, протерозойские – соответственно с древнейшим (раннекарельским), древним (лаксфордским), средним (готским), новым (дальсландским), а позднепротерозойский – с допалеозойским новейшим (байкальским).

Более поздние исследования докембрия Тянь-Шаня проводятся на основе новой парадигмы в геологии вообще, в соответствии с теорией тектоники литосферных плит. Идет процесс накопления новых геологических данных, переосмысливания представлений геосинклинальной теории. В одних случаях сильно, в других случаях не особенно претерпевают изменения, в третьих случаях остаётся по-старому.

Однако основные идеи В.Г. Королёва остаются в силе и подтверждаются новыми данными.

- На примере Тянь-Шаня, где интенсивно проявились тектонические процессы каледонского и герцинского тектонических циклов показано, что можно выделить и расчленить докембрий в фанерозойских складчатых областях.

- Здесь сохранились докембрий самых ранних стадий развития Земли, с архея. Более того, новейшие данные [Rojas-Agramonte et al., 2014] указывают, что сохранились детритовый циркон, образованный в гранитном материале с возрастом 4 млрд. лет, т.е. имеются косвенные сведения об обстановке с самого начала геологических процессов на Земле.

- Эволюция метаморфических процессов указывает на постепенное общее ослабление энергетики метаморфических процессов, на уменьшение ареала высокотемпературного метаморфизма от наиболее древних геологических эпох к более молодым. По-видимому, это явление связано с общей термической историей развития планеты в целом. Такое представление подтверждается теперь результатами многосторонних исследований термической эволюции планеты Земля [Добрецов, 2011].

- Эвгеосинклинальные зоны являются остатками древнейших палеоокеанов. Жадеит-глаукофановый метаморфизм, являющийся показателем низких температур и высоких давлений по-видимому связан с зонами Бениоффа, что характерны для океанов, сравнимых с современным Тихим океаном. В связи с этим, предполагалось, что Туркестанский палеоокеан, сопровождаемый с жадеит-глаукофан-сланцевым метаморфизмом, и палеоокеан, устанавливаемый в пределах Северного Тянь-Шаня (Сакский), где отсутствует жадеит-глаукофановый метаморфизм, принадлежат к разным классам по размеру палеоокеанам.

- Геосинклинали в докембрии накладывались на континентальном основании. По-видимому, происходил раскол древних континентов. Этот вывод в настоящее время полностью доказан и рассматривается как обычное явление.

- Тектонические процессы имеют полициклический характер. Такой вывод раньше рассматривался вообще сомнительным. Многие исследователи придерживались представления об унаследованности геологических процессов. В настоящее время, в связи с развитием идеи синергетики, упорядоченность неравновесных систем во времени проявляется в волнообразном протекании природных явлений, т.е. цикличность геологических, в том числе и тектонических процессов, является естественным.

Таким образом, вклад В.Г. Королёва в геологическую науку и практику является огромным. Основные его научные идеи продолжают развиваться, подтверждаются и будут служить прогрессу геологии и науки в целом.

Литература

Бакиров А. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня, автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1973.

Бакиров А., Добрецов Н.Л. Карта метаморфических фаций восточной части Средней Азии, М.: ГУГК при Совмин СССР, 1971.

Бакиров А., Добрецов Н.Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе. "Илим", 1972.

Богданов А.А. Тектонические эпохи, БМОИП, отд. геол., № 5, 1969.

Добрецов Н. Л. Основы тектоники и геодинамики. – Новосибирск, 2011. – С.

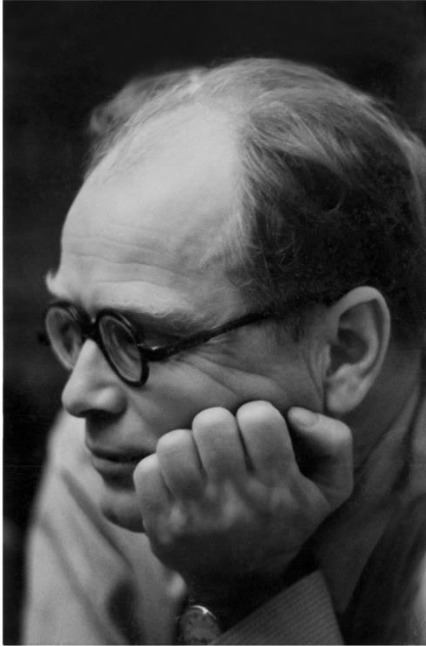
492.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.

Rojas-Agramonte Y., A. Kröner, D.V. Alexeiev, T. Jeffreys, A.K. Khudoley, J.Wong, H.Geng, L. Shu, S.A. Semiletkin, A.V. Mikolaichuk, V.V. Kiselev, J. Yang, R. Seltmann. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications //Gondwana Research 26, 2014

НАЗАД В СЧАСТЛИВОЕ ДЕТСТВО (ВОСПОМИНАНИЯ)

Н.В. Горева, О.В. Королева, Ю.С. Горева

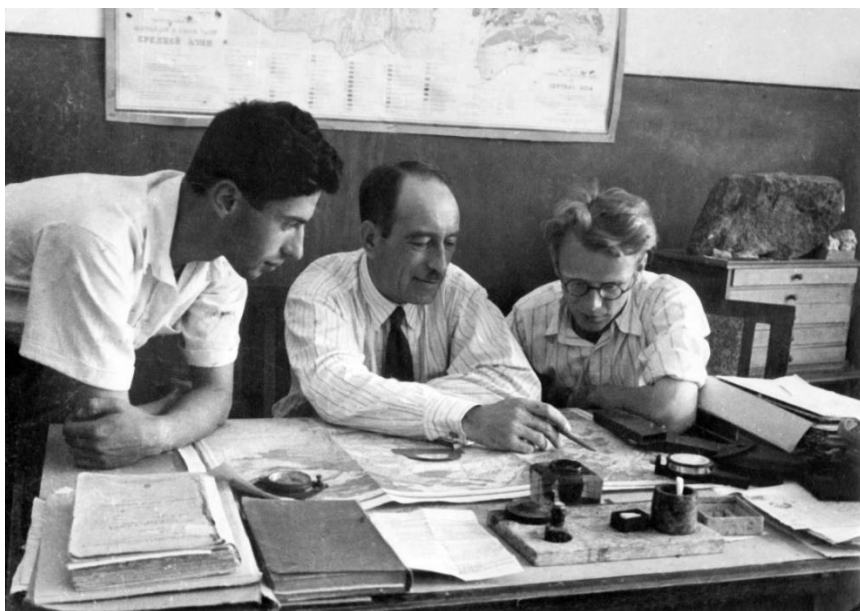


Отец был родом с Волги, из Кинешемского уезда. Родился в городе Иваново-Вознесенске. Деревня матери, Апполинаруи Владимировны, стояла на берегу Волги, напротив знаменитого Плеса. Отец, Григорий Кузьмич – из деревни Мельничище, которая расположена чуть ниже по Волге ближе к Кинешме. Это район льноводства и ткачества, и к этому промыслу, так или иначе, была причастна вся родня. Дед наш, Григорий Кузьмич, работая на ткацкой фабрике в Иваново-Вознесенске примкнул к социал-демократам, был участником революции 1905 года, и в дальнейшем до конца жизни в 1927 г. был причастен к революционному движению, являлся членом Ивановского губкома РКП(б), возглавлял Иваново-Вознесенский

губисполком и занимался возрождением текстильных фабрик губернии. Весной 1921 год его отозвали в Москву на работу в ЦК РКП(б), Наркомздрав и ЦК профсоюза текстильщиков. Бабушка всегда говорила, что, если бы не его ранний уход из жизни, то его постигла бы участь М.В. Фрунзе, соратником которого он был. После смерти мужа Апполинурия Владимировна осталась с двумя старшими пасынками и четырьмя детьми, старшему, Валерию, было 6 лет. Будучи талантливой портнихой, общивала артистов Большого театра и получала персональную пенсию. Так и подняла всех. Старший, Вонифатий Григорьевич, военный топограф, подполковник, участник боев при Халхин-Голе, Финской и Отечественной войн. Может быть, причастность к картам старшего брата привела в геологию Валерия. Брат Леонид Григорьевич погиб осенью 1941 г. в боях под Москвой. Сестра Марта Григорьевна, также участник войны, кандидат медицинских наук, работала в системе здравоохранения, занимаясь организацией сети аптек в Москве. Младшая сестра Нинель Григорьевна – учительница. А младший брат Ким Григорьевич

вслед за братом стал геологом, занимался минералогией месторождений урана, работал в ВИМСе.

В 1938 г. Валерий Григорьевич поступил на геолого-гидрогеологический факультет МГРИ, где, как и в школе, учился блестяще. Его учителями были Н.С. Шацкий, М.В. Муратов, Д.С. Наливкин. С А.А. Богдановым хранил дружбу до последних дней, встречаясь всякий раз, бывая в Москве. Учился и работал в геологических отрядах СОПСа и Института геологических наук АН СССР.



За составлением геологической карты Ферганского палеобассейна (слева направо: ?, С.С. Шульц, В.Г. Королев, 1949 г.)

Осенью сорок первого года студенты Московского геолого-разведочного института сформировали батальон добровольцев. Перед самой отправкой на фронт, при досмотре отправлявшихся родным личных вещей, у студента третьего курса Валерия Королева был обнаружен и изъят дневник. И батальон ушел на фронт без товарища. 30 ноября 1941 г. отец был арестован особым отделом дивизии за "высказывание контрреволюционных взглядов в личном дневнике". К ним отнесли критику введения платного обучения в вузах. Хотя самому-то Королеву плата не грозила, так как она не распространялась на отличников. Тем ни менее, в декабре 1941 г. отец был осужден военным трибуналом по ст. 58-10 и приговорен к расстрелу, который затем был изменен на 10 лет исправительных лагерей с последующим поражением в правах. Наказание отбывал в Унженском лагере в Горьковской

области. В 1944 был освобожден условно-досрочно в последней стадии дистрофии. В Москве и крупных городах жить было запрещено. В это время во Фрунзе работал С.С. Шульц, видный геоморфолог, доктор наук, специалист в области новейшей тектоники. Вот к нему по рекомендации д.г.-м.н. А.А. Богданова, с которым отец, будучи студентом, работал в полевых отрядах в Ишимбайском Приуралье и который не побоялся поддержать ученика, поехал Валерий Григорьевич. И здесь, в Киргизии, так же понимающе и бескорыстно ему стали помогать товарищи, совсем незнакомые ему вчера.

Судимость и поражение в правах были сняты определением Военной коллегии Верховного суда СССР 23 января 1954 г. А в Москву к родным до этого ездили тайком, чтобы соседи по коммунальной квартире не узнали об этом. Высшее образование Валерий Григорьевич получил, заочно окончив в 1953 г. Фрунзенский пединститут, получив диплом учителя географии. Позже, вспоминая, посмеивался: «Госэкзамены и диплом принимали мои ученики». Так в 1944 г. Валерий Григорьевич оказался во Фрунзе и до конца дней был связан с Институтом геологии. В 1946 году встретил Валентину Николаевну Криволуцкую, приехавшую в Институт по распределению после окончания Томского госуниверситета, ставшую его женой, опорой и ангелом-хранителем, взявшую на себя все бытовые проблемы, позволившую ему целиком посвятить себя геологии. Мама тоже всю жизнь проработала в институте, занималась петрографией, в дальнейшем геологической изученностью. В 1948 г. в семье родилась старшая дочь Наталья, а в 1955 г. – Ольга. Наталья Валерьевна Горева работает в ГИН РАН в Москве, много лет заведовала лабораторией микропалеонтологии. Ольга Валерьевна - учёный секретарь в ИБАГМ СО РАН в Якутске. Геологом стала и старшая внучка Юлия, занимающаяся проблемами планетологии. Очевидно, что Валерий Григорьевич сыграл определяющую роль в нашей жизни.

Каким помним? Склоненным над письменным столом. Письменный стол и стеллажи с книгами были главными в нашем доме. Наверное, не было в 50-70-е годы подписного издания, которого не было бы в нашей библиотеке. Каждый вечер после работы, Валерий Григорьевич читал и переводил с немецкого, а также с английского и французского, которые освоил самостоятельно, геологические статьи из иностранных журналов или конспектировал статьи советских коллег. Создал уникальную подборку рукописных переводов. Этот пример самоотдачи и преданности работе всегда стоит перед глазами. Писал тексты статей всегда с листа. Ходил, вынашивая мысль, в голове формировал текст, пока не выстроится четкая схема и понимание, а потом писал, всегда без черновиков. Непостижимо.

Приходили домой ученики и коллеги на консультации, обсуждения зачастую сопровождалась чаепитиями, спасибо бабушке и маме, и разносторонним общением. Около 20 кандидатов наук подготовил, трое докторами стали при непосредственном его участии. Мало кто из сегодняшних

академиков может похвастаться таким числом учеников. И ведь все вычитывалось, правилось, редактировалось, подход был не формальный и очень строгий. Отзывы и отрицательные писал. Халтура не прощалась ни коллегам, ни детям.



Джетымский Каганат, конец 50-х годов. Слева направо, сидят: Э. Дядюченко, Р. Максумова, О. Зима, Л. Киселева, Л. Дядюченко; стоят: Р. Садыков, В. Киселев, М. Зима, К. Сагындыков, К. Сагындыкова, В. Королев, В Криволицкая, К. Нурмамбетов, Э Рябокоть, П. Мисюс. Фото С. Рябокотья.

При этом коллектив сектора тектоники и стратиграфии был как семья. В конце 50-х годов Валерий Григорьевич преподавал во Фрунзенском политехническом институте и увлек за собой немало молодых. Сергей Рябокоть – в дальнейшем профессиональный фотограф, журналист, корреспондент АПН (это его фотографией начинается статья), Леонид Борисович Дядюченко стал известным журналистом, писателем, сценаристом, Владимир Владимирович Киселев тектонист, ученик, сподвижник, продолжатель, Рена Абдулаевна Максумова, член-корреспондент, литолог, Пранас Мисюс, Михаил Борисович Зима, Раиса Огурцова, А. Мамбетов – палеонтологи, Кемель Сагындыков, Апас Бакирович Бакиров, ныне академик и другие. Они звали себя Джетымский каганат при правителе Валерии I. Со студенческой скамьи, или с геологической съемки примкнули Михаил Гесь,

Алексей Трофимов, Сергей Тарасов, Иван Войтович, Валерий Кучай. Разновозрастные, но симпатичные друг другу люди собирались за одним столом на все праздники, после демонстраций, на дни рождения, пели, играли в разные игры, капустники. Дружили семьями, разными поколениями, собирався стар и млад.

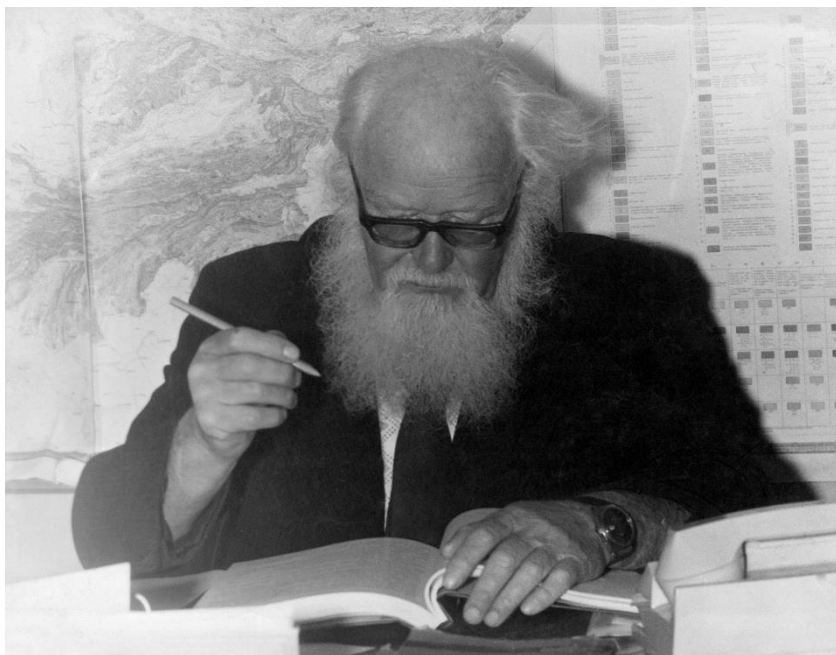
В.И. Кнауф, О.К.Чедия, С.Д. Туровский, В.Т. Каширин, И.В. Бурыхин, В.Т. Сургай, М.А. Талипов, В.М. Попов и, конечно, М.М. Адышев – коллеги, с которыми связывали не только профессиональные, но и человеческие отношения, с которыми общались и мы, дети. Этих людей и общение с ними мы и сейчас помним.



В.М. Попов, В.Г. Королев, М.М. Адышев на Первомайской демонстрации, 1964 г.

С ранних лет все мы были в экспедициях. Чувство дороги, новизны, восторга перед простором заразило нас неизлечимо. А встречи с коллегами, ведущими геологами страны? Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков, В.С. Буртман, А.А. Богданов, С.С. Шульц, И.К. Королюк, И.Н. Крылов, Н.М. Синицын, В.А. Николаев, Г.С. Бискэ – это все знакомые имена с детства. И все ущелья и саи Киргизского, Таласского, Ферганского хребтов, Кунгея и Терскея перед глазами, и все «тау»: Каратау, Ала-Тау, Ичкелетау... Сколько было объезжено и исхожено. Всё стало родным. Всё часть жизни. Всё перед глазами. А когда маленькими приходили в институт, то нас усаживали перед бинокляром. И

представала глазу разноцветная дорожка гранитной протоочки. Тоненькой иглой дикобраза разбирали ее по минералам. Это мамино влияние.



За работой, 1987 г.

Музыка... Не пропускалось ни одного гастрольного концерта в филармонии или спектакля в театре. Стихи, которых он знал великое множество. Евгения Онегина всего наизусть. Гумилева страницами – влияние С.С. Шульца.

А еще прогулки. Это было неотъемлемой частью жизни семьи. По бульвару Дзержинского, в Карагачевой роще, на ВДНХ всегда ходили только пешком, походы за подснежниками и маками в Ала-Арчинском и Аламединском ущельях. За грибами в Семеновском или Григорьевском ущельях на Исык-Куле или в родных ему волжских или подмосковных лесах. Создание гербариев. Поездки с институтом за тюльпанами к первомайской демонстрации на Курдай.

Из письма Валерия Григорьевича маленькой внучке:

*«...В горах – моя большая радость. Там пропадет любая гадость.
Лишь удовольствие приобретешь. И потому – скорее горы мне даешь!
Сидеть мне в кабинете надоело, пришла пора любимого мной дела
Шагами мерять километры. Встречать всей грудью яростные
ветры...»*

Внучка любила гулять с дедом, слушала про горы и цветы, да выдыхалась за первые полчаса. Дед шел медленно и упорно, и девочке было тогда невдомек, что только так можно дойти до цели. Не останавливаясь и не забегая вперед...

Вот эта подвижность, широта взгляда на мир, разносторонность интересов, встречи и общение и с неординарными и простыми людьми, стремление все делать наилучшим образом, экспедиции, горы, книги и книжные магазины подарили нам ту жизнь, которой мы и живем.

ГЕОЛОГИЯ

СТРАТИГРАФИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАВАКСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

Алияскарова А.З.

*Институт геологии НАН им. М.М.Адышева
Кыргызстан
as_aliaskarova@mail.ru*

Аннотация. В статье рассматривается стратиграфия юрских угленосных отложений Кавакского угольного бассейна. В современном топливно-энергетическом балансе Кыргызской Республики ископаемый уголь играет ведущую роль. Юрский период в истории геологического развития Тянь-Шаня характеризуется масштабным накоплением угленосных отложений. Несмотря на испытываемую экономикой страны потребность в горючих полезных ископаемых, детальным исследованием этих отложений на предмет повышения добычи и опосредованное флангов месторождений не проводилось. Настоящая статья рассматривает в некоторой степени решение этого вопроса.

Ключевые слова: *Стратиграфия, юра, уголь, Кавакском бассейна, Минкуш, Кара-Кече, агулакская свита, туракавакская свита, кызыл-суекская свита.*

Введение

Юрский период в истории геологического развития Тянь-Шаня характеризуется масштабным накоплением угленосных отложений. История исследований юрской угленосной толщи Минкушско-Кокомеренской впадины происходила в два этапа. Изучение 1-го этапа (1913-1946 гг) связана с именами С.Новащи, В.Н.Рябинина, Б.А.Федоровича, В.А.Захаревич, Н.М.Синицын, В.Н.Козеренко, Д.И.Варенцов. На этом этапе была открыта юрская угленосная толща Минкушско-Кокомеренской впадины, было дано описание геологического строения района впадины, специальные исследования юрской толщи на этом этапе не производились. 2-й этап (1947-1968 гг) характеризуется более детальными исследованиями юрской угленосной толщи Минкушско-Кокомеренской впадины. На этом этапе наиболее полно были освещены следующие аспекты геологии юрских отложений данной впадины: стратиграфия (А.Е.Довжиков, К.П.Капралова, Ф.Т.Каширин, Н.В.Шабаров, А.А.Луйк, А.И.Гинзбург и др.), углепетрография (А.И.Гинзбург), рудная минералогия (З.А.Некрасова), редкие элементы в

углях (Ф.Т.Каширин, Ю.А.Ткачев). Несмотря на сравнительно большое количество произведенных исследований, многие вопросы петрографии, минералогии, палеогеографии и т.д. юрской толщи до сих пор не нашли своего полного решения. Особенно слабо были изучены породы, вмещающие угли. Юрские отложения в прошлом не подвергались детальному литологическому изучению, не ставилась задача установления генезиса и условий образования их и связанных с ними полезных ископаемых. В работах исследователей, изучавших геологическое строение отдельных месторождений этого района содержатся некоторые сведения об условиях образования угленосных отложений. Но эти сведения базируются главным образом на общем знакомстве со стратиграфическими разрезами юрских отложений с учетом петрографических особенностей. Основной задачей данной работы является выяснение основных черт фациально-палеогеографических условий осадко- и угленакопления, изучения и выявления фациальных разновидностей пород для использования их как в народном хозяйстве.

Стратиграфия юрских отложений

Мезозойские разрезы центральной и восточной частей Минкуш-Кокомеренской зоны начинаются с пресноводных юрских отложений. Они

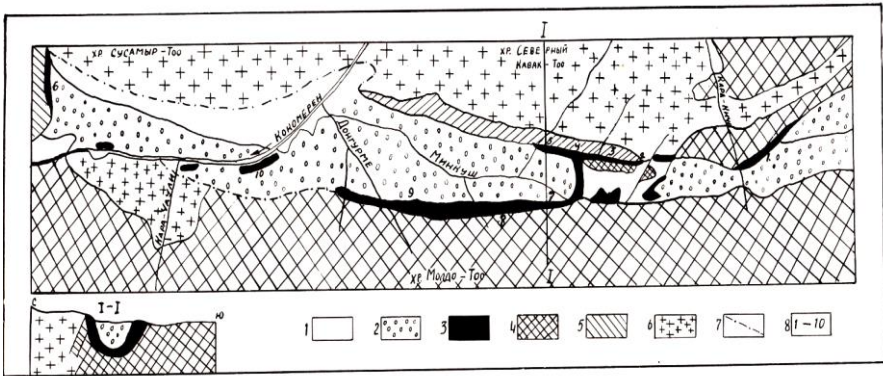


Рис. 1 Схематическая геологическая карта Минкушско-Кокомеренского (Наванского) угленосного района. 1-четвертичные (делювий, пролювий, аллювий, отложения оползней); 2-неоген (известнявые конгломераты); 3-нижняя юра (гравелиты, песчаники, алевролиты, глина, пласты угля); 4-палеозойские породы (известняки, конгломераты, красноцветные песчаники, глины карбона, песчаники, туфы, сланцы, известняки ордовика); 5-протеразой (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы); 6-палеозойские изверженные породы; 7-разломы; 8-угольные месторождения: 1-Кара-Ниче; 2-Сассым-Таш; 3-Агулак; 4-Тура-Навак; 5-Кашка-Су; 6-Сары-Нармыш; 7-Минкуш; 8-Кызыл-Сукен; 9-Нон-Мойнак (Донгурме); 10-Кара-Чуали.

залегают на красноцветах нижнего карбона без видимого углового несогласия, местами со слабым азимутальным несогласием. Более значительное структурное несогласие зафиксировано в ядре самой северной антиклинали минкушского участка зоны. Там юрские отложения перекрывает непосредственно интрузию диоритов поздне-ордовикского возраста, тогда как рядом залегают на нижнекаменноугольных красноцветах дунгурминской

свиты (1). Отложения юры представлены кварцевыми и полимиктовыми песчниками, алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями гравелитов, углистых сланцев и промышленными пластами каменного угля разрабатываемого в карьерах Минкуша и Кара-Кече.

На площади Минкушской впадины они слагают сравнительно узкую (от 0,5 до 9 км) полосу широтного простирания. В зависимости от структурных и геоморфологических особенностей района юрские отложения обнажаются в двух крупных пунктах, в которых они и наиболее полно изучены: в части впадины между р.р. Ак-Куль и Кереге-Таш, протяженностью более 20 км, получившей название центральной части Кавакского угленосного района и в долинах р.р. Кара-Киче и Токсон-Теке (восточная оконечность угленосного района) на протяжении 8 км. (рис.1).

В пределах центральной части района условно выделены две полосы юрских угленосных отложений: северная и южная. К северной полосе юрских отложений приурочены угольные месторождения (с запада на восток) – Кашка-Суу, Ачик-Таш и Акулак, к южной полосе – Кок-Мойнок и Минкуш. К востоку, в 20 км от Акулака, расположено месторождение Кара-Киче, отделенное от Минкушских месторождений перевалами Донгуз и Кара-Алаарча. Западнее меридиана месторождений Кашка-Суу и Кок-Мойнок юрская угленосная толща на всем протяжении впадины (около 40 км) глубоко погружена и только в отдельных небольших по размерам пунктах (Кара-Чаули, Сары-Камыш и др.) наблюдаются небольшие выходы ее из-под кайнозойских отложений (2).

На западном склоне главного карьера Минкуша в составе толщи выделяются «гарелки» - плотные обожженные пестроокрашенные алевролиты и глины, возникшие при самовоспламенении углей и содержащие отпечатки листьев гинговых (*Ginkgo* sp., *Sphenobaiera* sp., *Pseudotorellia* sp.?), предположительно чекановские (*Phoenicopsis* sp.?), хвойных (*Podozamites* sp., *Pityophyllum* ex gr. *angustifolium* (Nathorst) Moeller, *P.* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nathorst), а также *Desmiophyllum* sp. и папортника *Sphenopteris*. По мнению М.П. Долуденко и Е.И.Костиной, выполнивших эти определения в ГИН РАН, преобладание гинговых и хвойных *Pityophyllum* указывает на юрский возраст флоры, который с долей условности можно посчитать раннеюрским, хотя некоторые из определенных растений встречаются и в отложениях средней юры(1).

| Свита (сверху вниз) | Подсвита | Возраст | Мощность в м. | Краткая литологическая характеристика | Генетическая характеристика отложений | Пласты угля |
|---------------------|-----------------------|------------------|---------------|--|--|---------------------------------------|
| Акулакская | Верхне-акулакская | Нижний лейас | 22-48 | Чередование пестроокрашенных (красновато-желтых) глин, алевролитов и песчаников. Нижняя граница принята по кровле верхнего угольного пласта. | Озерно-дельтовые речные | 9,10,11, 12, 13, 14, 15, 16 и верхний |
| | Нижняя акулакская | Нижний лейас | 57-146 | Чередование песчаников разной крупности зерна, алевролитов, глин, пропластков и пластов угля. Нижняя граница принята по пачке гравелитов, залегающих с резко выраженным размывом. | Озерно-болотные подчиненным содержанием речных и дельтовых | |
| Кызылсуевская | Верхняя кызылсуевская | Нижний лейас | 52-254 | Переслаивание песчаников, алевролитов и глин; присутствие хорошо отсортированных слоистых мелкозернистых песчаников, наличие знаков ряби; присутствие тонких пропластков угля. | Дельтово-озерные | Рабочие угольные пласты отсутствуют |
| | Нижняя кызылсуевская | Нижний лейас | 21-31 | Верхняя часть – глины с прослоями алевролитов, полосчато-окрашенные в желтые, зеленовато-серые, лиловые и красноватые тона, с примесями железистых конкреций | | |
| Туракавакская | Верхняя туракавакская | Рэт-Нижний лейас | 88-135 | Нижняя часть сложена гравелитами и плохо отсортированными грубозернистыми песчаниками с линзами и прослоями тонкослоистых полосчатых песчаников и алевролитов; средняя часть – чередование алевролитов, глин и углей. Нижняя граница принята по кровле угольного пласта 5, верхняя – по кровле пласта 8. | Дельтово-озерные – озерно-болотные | 6, 7 и 8 |
| | Нижняя туракавакская | Рэт | 39-88 | Чередование грубозернистых (до гравелитов) косослоистых песчаников с пластами углей; глины и алевролиты имеют резко подчиненное значение. | | |

Таблица 1. Схема литолого-стратиграфического подразделения юрских отложений Центральной части Кавакского угленосного района.

Минкуш
Разрез Агулак (Нижний часть разреза)
масштаб: 1:100

| Система | Литологическая колонка | Мощность слоя в м | Характеристика пород |
|--------------------|------------------------|---|--|
| Техногенные отвалы | | | |
| Юра | | 15 | Светлые неяснослоистые песчаники видимое мощность 15м |
| | | 10 | Угольный пласт |
| | | 12 | Белые толсто-плитчатые крупнозернистые кварцевые песчаники |
| | | 8 | Серые неяснослоистые песчаники |
| | | 3 | Зона разлома |
| | | 22 | Буровато-серые песчаники, с тонкими пропластками углистого вещества |
| | | 14 | Белые массивные песчаники |
| | | 14 | Угольный пласт |
| | | 16 | Неяснослоистые, интенсивно ожелезненные песчаники, темно-бурого цвета |
| | | 8 | Мелкозернистые светлые песчаники |
| | | 8 | Неритмичное чередование тонкослоистых бурых и серых песчаников |
| | | 27.40 | Массивные грубозернистые кварцевые песчаники с лимонитовыми корочками |
| | | 50 см | Тонкослоистые углисто-песчано-глинистые сланцы |
| | | 30 | Тонкослоистые кварцевые песчаники |
| | | 1-1.5 | Тонкослоистые светло-серые кварцевые песчаники с пропластками (1-20мм) углистого вещества |
| | | 7 | Массивный, светло-серый грубозернистый песчаник |
| | | 6 | Массивные и слой песчаников с примазками углистого материала |
| | 2 | Массивный пласт грубозернистого песчаника | |
| | 1.10 | Осадочная брекчия, с отпечатки листьев и окаменелые стебли растений | |
| Средний Палеоген | | 15 | Склон задернован |
| | | 4 | Рыхлые дымчато-серые песчаники, с обломками различных пород. В кровле слоя залегают светло-розовые песчаники 5см |
| | | 8 | Плотные мелкозернистые песчаники, дымчато-серой окраски |
| | | 12 | Белые мелкозернистые песчаники |
| | | 7 | Светлые суглинки и глины |
| Средний Палеоген | | | Темно-бурые массивные песчаники |

Рис.2 Стратиграфическая колонка №1. Нижняя часть разреза

Верхняя часть разреза юрских отложения.
 На левом борту р. Минкуш
 масштаб:1:100

| Система | Литологическая колонка | Мощность слоя в м | Характеристика пород |
|----------|------------------------|-------------------|---|
| Палеоген | | | Красноцветная, мелкообломочная отложения палеогена. |
| Юра J | | 13.5 | Мелкозернистые песчаники оранжевого и полевого цвета, с тонкими прослоями углистых глин, в которых встречен отпечатки растени |
| | | 48.8 | Темно-бурые мелкозернистые полимиктовые песчаники, с отпечатками растений |
| | | 1.1 | Рыхлая глина с большим количеством рассеяного углистого вещества |
| | | 30 | Мелкозернистый кварцевый песчаник, белого цвета Бурый тонкозернистый, полимиктовый песчаник |
| | | 3.7 | Светло-серый, среднезернистый рыхлый песчаник |
| | | 19.9 | Делювиальные отложения |
| Юра J | | 14.1 | Грубозернистый, рыхлый, полимиктовый песчаник |
| | | 36.4 | Темно-серый, мелкозернистый полимиктовый песчаник, с отпечатками растений |
| | | 8.5 | Белый грубозернистый песчаник |
| | | 9 | Серые и темно-серые среднезернистые рыхлые песчаники |
| | | | Склон задернован |

Рис.3 Стратиграфическая колонка №2. Верхняя часть разреза

Стратиграфия угленосных отложений Кавака изучалась группой работников Всесоюзного Научно-Исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) под руководством Н.В. Шабарова и отчасти геологами Киргизского геологического управления (Ф.Т. Кашириным, и др.), (3). Позже на этой территории нами проводилось стратиграфическое исследование с целью детального изучения последовательности слоев вмещающих пород (стратиграфическая колонка 1,2,3). Результаты наших исследований подтвердили ранее предложенную схему, которая в настоящее время для центральной части Кавакской впадины выглядит следующим образом (Таблица 1.).

Положение юрских угленосных отложений Кавака в общем стратиграфическом разрезе показано на рисунках 2, 3, 4.

В Кавакском бассейне из-за техногенных отвалов и многочисленных старых карьеров единого разреза юрских отложений наблюдать не удалось. На разных участках были составлены фрагменты разреза. Документированы преимущественно верхние слои толщи, в меньшей мере удалось наблюдать основание разреза. Средняя часть разреза юрских отложений, вмещающая угольные пласты, по техническим причинам недоступна для наблюдений. В старых карьерах эти участки засыпаны отвалами пород вскрыши. На действующих карьерах нас не допустили технические инспекторы из соображений техники безопасности.

Минкуш

В Минкуше не удалось наблюдать единого разреза юрских отложений, из-за мощных отвалов пород вскрыши. На разных участках были составлены фрагменты разреза. Документированы верхняя часть и нижняя часть. Средняя часть разреза юрских отложений, недоступна для наблюдений. Юрские породы подстилаются плитчатыми песчаниками догурминской свиты среднекарбонного возраста залегают. На правом борту р.Минкуш область развития юрских отложений, полностью скрыта современными отложениями, контакт проводится условно по подошве неогеновых отложений (N).

Дунгуромо (Кок-Мойнок)

Месторождение находится в южной угленосной полосе на отрезке между левыми притоками р. Кокомерен: Талдыбулак и Дунгуромо и занимает около 6км². Юрская толща залегает на размытой поверхности бурозветных песчаников среднего карбона.

В структурном отношении месторождение расположено на южном крыле Минкушской синклинали, которая в пределах месторождения осложнена двумя складками второго порядка -Дунгурменской синклинали и Аккульской антиклинали. Обе складки имеют широтное простирание, и прослеживаются на всей площади.

Дунгуромо Восточный (Кок-Мойнок)

масштаб 1:100

| Система | Литологическая колонка | Масштаб в метрах | Характеристика пород |
|----------|--|------------------|---|
| Палеоген | | 20 | Кирпично-красные, ноздреватые известняки |
| | | 8,5 | Светло-бурые, среднезернистые песчаники |
| Юра | | 10 | Кремовые известковистые алевролиты, плитчатой текстуры |
| | | 4 | Кремовые и розовые мелкозернистые песчаники, с линзочками и рассеянной вкрапленностью угля бурые и серовато-бурые, плотные, среднезернистые песчаники |
| | | 4,5 | Светлые, рыхлые, крупнозернистые кварцевые песчаники |
| | | 10,5 | Плотный, бледно-розовый мелкозернистый песчаник |
| | | 2 | Темно-серые тонкослоистые аргиллиты |
| | | 3,5 | Серовато-розовые, средние и крупнозернистые песчаники |
| | | 4 | Плотные, серые и розовато-серые мелкозернистые песчаники |
| | | 7 | Плотный, мелкозернистый оранжево-красный песчаник |
| | | 5 | Светло-серые, крупнозернистые песчаники |
| | | 15 | Мелкозернистые, светло окрашенные (розовые) песчаники |
| | | 8 | Плотные, светло-серые мелкозернистые песчаники |
| | | 8,5 | Белые крупнозернистые песчаники |
| | | 8 | Плотные красно-бурые крупнозернистые песчаники |
| | | 11 | Плотные, белые грубозернистые песчаники |
| | | 2,5 | Плотные сероватозеленые мелкозернистые песчаники |
| | | 1,5 | Плотные белые и серовато-белые мелкозернистые песчаники |
| | | 8 | Рыхлые, белые и светло-розовые крупнозернистые песчаники |
| | | 3,5 | Полосчатые алевролиты, чередование темных и светлых слоев 1-3см |
| | | 4 | Светлый с розоватым оттенком плотный алевролит |
| | | 1,7 | Плотные светло-серые тонкозернистые песчаники |
| 4 | Светло-серые, крупнозернистые рыхлые песчаники | | |
| 4,5 | Техногенные отвалы | | |

Рис.4 Стратиграфическая колонка №3 Восточный, разрез юрских отложений (сверху вниз)

Донгурминская синклираль имеет асимметричное строение: пласты пород на южном крыле падают на север под углом 50-60°, на северном крыле - на юг под углом 70-80°.

Разрез выполнен в верхней части правого борта долины Донгуромо, вблизи водораздела с долиной р.Минкуш. Здесь, из-под розоватых известняков палеогена обнажены верхние слои юрских отложений.

Нами приводится краткий обзор структурного положения Кавакского угольного бассейна. Юрские угленосные отложения залегают в субширотном грабене типа рампы, который образовался в результате тангенциального давления. Пластичные породы юрского возраста, зажатые с севера и с юга жесткими (компетентными) палеозойскими песчаниками были смяты в напряженные линейные складки и «задавлены» вниз. Последнее обстоятельство способствовало сохранению их от эрозии. Падение юрских пластов на крыльях складок изменяется от 35^0 до 90^0 . Складчатая структура грабена осложнена продольными разломами сбросового и взбросового характера. Например, в урочище Ак-Улак среди юрских слоев по субширотному разлому на дневную поверхность выведен блок палеозойских пород. Южный контакт палеозойских пород тектонический. Северный – стратиграфический, здесь на песчаники палеозоя налегают базальные слои юрских отложений.

Заключение. В результате проведенных нами исследований были сделаны следующие выводы:

Образование юрской угленосной толщи происходило в лимнических условиях (мелководное море, теплый и влажный климат). К такому выводу приводят находки волноприбойных знаков на плоскостях напластования, элементы косой слойчатости, отпечатки листьев растений и окаменевшие обломки их стеблей.

Массовый привнос растительных остатков (основа углеобразования) в бассейн осадконакопления произошел, скорей всего, из-за резкого кратковременного изменения климата. Образованию угля способствовало быстрое «захоронение» растительного материала терригенными осадками.

Характер пород, вмещающих угольные пласты, не претерпел существенных изменений. Песчаники, подстилающие угольные пласты и перекрывающие их, визуально схожи.

Литература

1. Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук.А.В., и др. Минкуш-Кокомеренская зона новейшей транспрессии в центральном Тянь-Шане. Геотектоника, 2008, №3, с. 30-50.
2. Каширин Ф.Т. Кавакский угольный бассейн. Издательство «Илим» АН Киргизской ССР, Фрунзе «Илим» 1990.
3. Каширин Ф.Т. Геология угольных месторождений Северной Киргизии. Фрунзе, Изд-во АН Киргизии ССР, 1964.
4. Результаты экспедиционных исследований.

3D МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОЛОТО-МЕДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЗЫМЧАК

Альпиев Е.А., Альпиев М.Е.

ОсОО «KAZ Minerals Bozumchak»
Кыргызстан
madiyar.alpiev@kazminerals.com

Месторождение Бозымчак находится в южной части Чаткальской металлогенической области Срединного Тянь-Шаня. Месторождение сформировано на контакте гранодиоритов Джалгызурюкского массива (С₂₋₃) с терригенно-карбонатной толщей девона и карбонатными отложениями карбона (рис. 1). Образованные здесь скарны имеют в плане подковообразную форму, обращенную выпуклостью на север. Общая протяженность скарновых залежей составляет 2 км, с крутым падением в южном направлении под углами 80-90° под гранодиориты. Рудные тела месторождения представлены различными скарнами и серпентинитами с вкрапленностью сульфидов и связанного с ними золота. Промышленные концентрации меди и золота отмечаются главным образом в гранат-волластонитовых скарнах и серпентинитах (Альпиев, 2010; Ивлева и др., 2019; Пак и др., 2019).

Месторождение Бозымчак расположено между двумя крупными нарушениями района - Джалгызурюкским и Саттартауским (Кульпекским), что в значительной степени предопределяет тектоническое строение месторождения. Нижняя часть скарновых залежей, по данным Золотенко Л.А. и др. (1966), сброшена по Широтному разлому, имеющему вертикальную амплитуду смещения более 100 м.

Месторождение Бозымчак условно подразделено на 5 участков: Юго-Западный, Центральный, Восточный, Даван и Глубокий. Границами между ними служат тектонические нарушения (разрывы), изменения в простирании.

По результатам проведенных геологоразведочных работ на месторождении Бозымчак в 2004-2013 гг было составлено ТЭО кондиций с подсчетом запасов и их защитой в ГКЗ КР по участкам Даван, Восточный, Юго-Западный и Центральный. При этом была построена блочная модель месторождение Бозымчак в программном обеспечении «Micromine». В последующие годы были проведены работы по доразведке месторождения – пройдены дополнительные горные выработки, пробурены разведочные колонковые скважины, а также проводилась разработка карьера на участке Центральный. В связи с этим возникла необходимость обновления блочной модели месторождения на основе новых данных и пересчета запасов. В настоящей статье приводится первая часть работ по 3D моделированию месторождения.

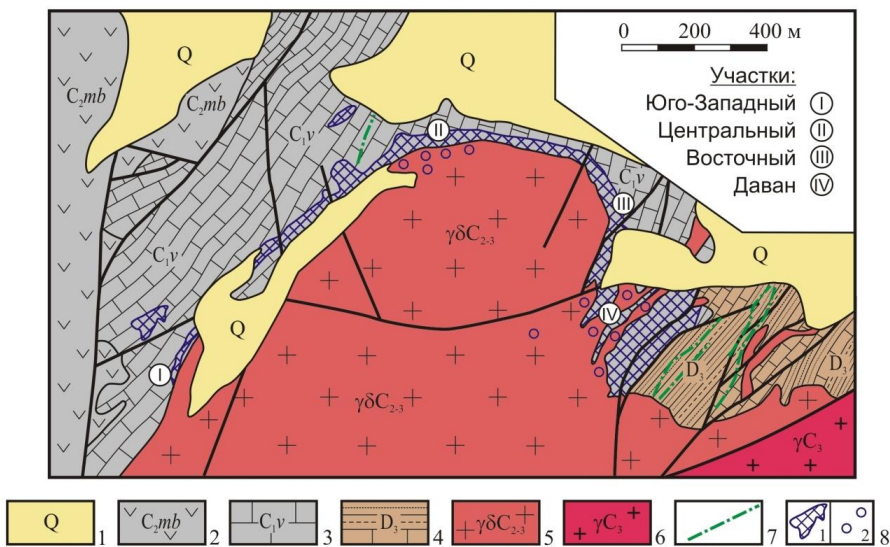


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Бозымчак (Пак и др., 2019). 1 - четвертичные отложения; 2 - минбулакская свита, андезиты, дациты и их туфы; 3 - доломиты, известняки; 4 - песчаники, известняки, доломиты; 5 - гранодиориты; 6 - граниты; 7 - дайки порфиритов; 8 - скарны рудоносные (1), эндоскарны (2).

В моделировании задействовано 214 исторических скважин, пробуренных с поверхности, 74 скважины разведочного бурения 2014-2020 года, а также скважины шламового бурения, пробуренные в период с 2012 по март 2020 года (Отчет ..., 2018). Геологическая интерпретация и структурная модель разломов была выполнена в программе Leapfrog GEO. Каркасы геологии и разломов были перенесены в ПО «Micromine», и на их основе выстроена блочная модель геологии. Рудные каркасы и подсчет ресурсов так же выполнен в ПО «Micromine».

1. Моделирование месторождения

База данных по скважинам была предоставлена в виде ряда отдельных файлов Excel по координатам устьев скважин, бороздовых проб и канав, замеров инклинометрии и файла по лабораторному анализу проб. Файлы содержат следующую информацию:

- Расположение скважин
- Инклинометрию скважин
- Анализ проб
- Литологию

Отдельно были представлены файлы по результатам опробования шламовых проб из буро-взрывных скважин по карьеру. Все данные были

соединены в одну базу данных. Всего в базе данных было 288 записей, включающих данные по скважинам, 95 – по канавам, 336 по подземному опробованию, 23089 скважин шламового бурения и 4 технологические скважины. Объединенный файл координат всех выработок содержит 23649 записей.

Файл по опробованию содержит данные по результатам химического анализа на золото, серебро, медь, молибден, окисленную медь и суммарные результаты в виде эквивалентной меди, а также коды литологии, тип руды, и объемный вес.

В моделировании задействовано 214 исторических скважин кернового бурения (на рис. 2 показаны синим цветом), 74 керновые скважины 2014-2020 года и скважины шламового бурения (показаны красным).

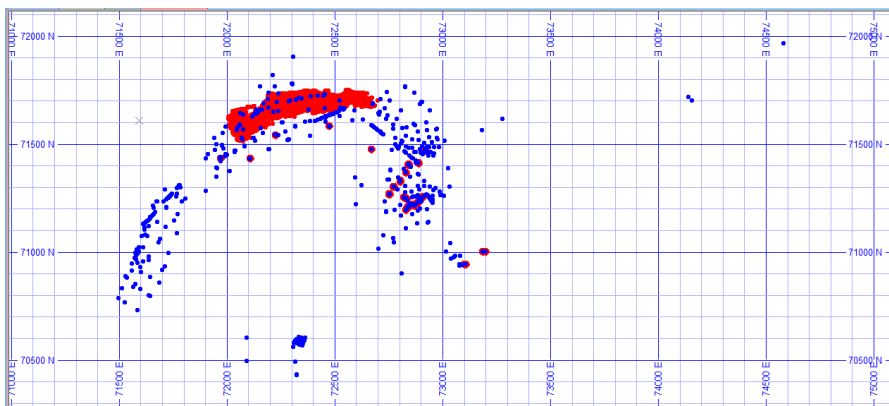


Рис. 2. Схема расположения скважин.

2. Геологическая интерпретация

Критерии и параметры интерпретации. Первоначальная база данных, содержала информацию по литологическим разностям. Литологические разности были обозначены *цифровым значением* для каждого типа пород. Ранее, при блочном моделировании была проведена интерполяция литологических кодов и объемной массы, которая производилась методом ближайшей пробы отдельно для каждого рудного тела с использованием файла проб.

Настоящая база данных содержит два поля с *буквенными значениями* для литологических разностей: LITH_1 и LITH_2, соответствующих описанию в скважинах. Литологические коды взяты из международной таблицы кодов, и дополнены специфическими породами для месторождения Бозымчак.

В качестве основной геологической карты была взята схематическая карта района (рис. 3), а также геологические карты по некоторым участкам из проекта разведки. Все эти карты перенесены в программу «Leapfrog GEO», где

и сделана литологическая модель месторождения Бозымчак. Программа использует имплицитное моделирование и создает систему разломов и хронологическую последовательность между ними. В результате, вся модель разбивается на блоки по границам разломов. В каждом блоке создается своя литологическая модель (рис. 4).

Геологическая интерпретация (рис. 5) выполнена согласно разрезам и планам, имеющихся на руднике.

Для построения модели разломов (рис. 6) были определены каркасы основных разломов, и перенесенные в программу «Leapfrog GEO». Каркасы разломов: Юго-Западный, Западный, Центральный 2, Центральный 3, Широтный разлом, Штольневый, Дайковый 1, Дайковый 2, Даванский. Более мелкие разломы не строились, так как это привело бы к разбиению рудного поля на более мелкие блоки.

Определение домена. Каркасы рудных тел (рис. 7) сделаны вручную в программе «Micromine». Оконтуривание рудных залежей проведено преимущественно по бортовому содержанию меди 0,1% с учетом золота выше 0,3 г/т.

В каркасы вставлены атрибуты DOMAIN и ORE_TYPE. В зависимости от номера домейна, база данных по скважинам закодирована по 7 зонам:

ZONE=1 участок Юго-Западный,

ZONE=2 участок Центральный скарны,

ZONE=3 участок Даван

ZONE=4 участок Восточный

ZONE=5 участок Глубокий Скарны.

ZONE=6 участок Центральный серпентиниты

ZONE=7 участок Глубокий серпентиниты.

Поле DOMAIN закодировано в следующем порядке: № зоны, № рудного тела, под-номер рудного тела. Например, код «213» означает «зона 2 (участок Центральный), рудное тело 1-3; код «370» – зона 3 (участок Даван), рудное тело 7).

Поле ORE_TYPE позволит правильно определить объемный вес и тип руды в блочной модели.

Названия каркасов сокращены для удобства обработки в ПО.

Участок Юго-Западный. Каркасы рудных тел (рис. 8) оставлены без изменений в сравнении с предыдущей моделью, так как в данном районе не было проведено дополнительных геологоразведочных работ. Всего представлено 11 каркасов рудных тел.

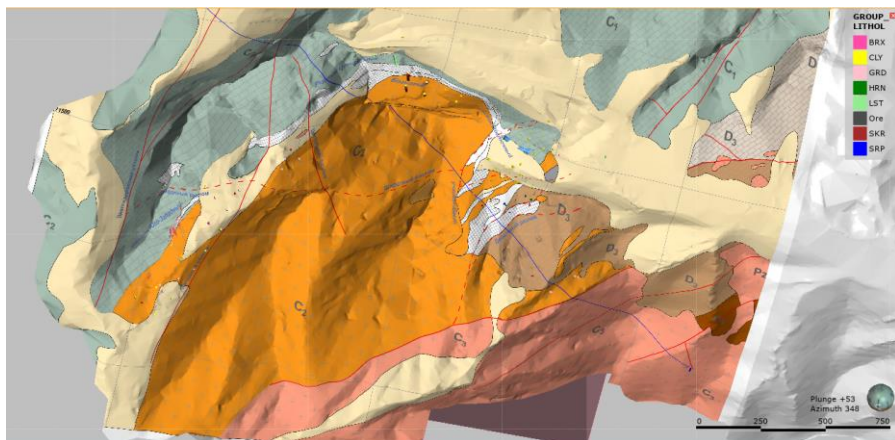


Рис. 3. Геологическая карта района наложенная на топографическую поверхность в ПО Leapfrog GEO.

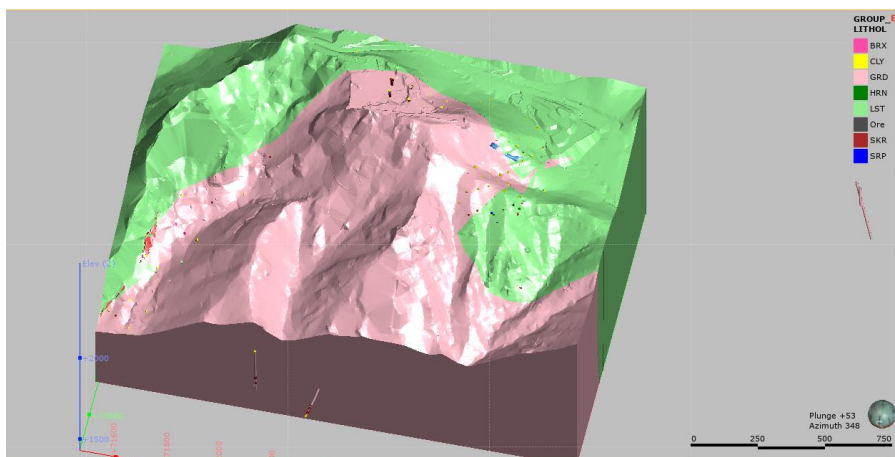


Рис. 4. Литологическая модель в ПО Leapfrog GEO.

Участок Центральный. Каркасы изменены (рис. 9) по данным разведки (нижняя часть) и по данным эксплуатации (верхняя часть). Верхняя часть представлена рабочими каркасами для пироксенитов, волластонитов и серпентинитов отдельно. По мере отработки эти каркасы должны меняться и добавляться в модель. Всего 12 каркасов.

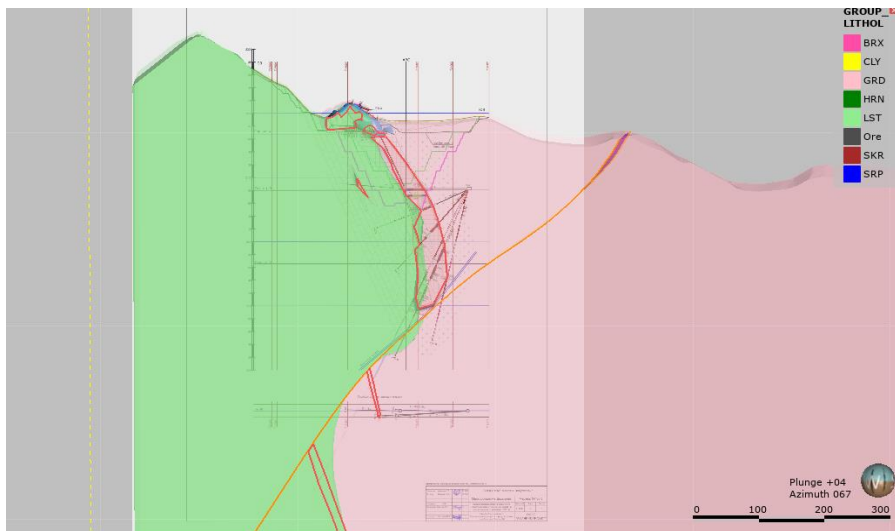


Рис. 5. Разрез по линии 16-1, по данным моделирования

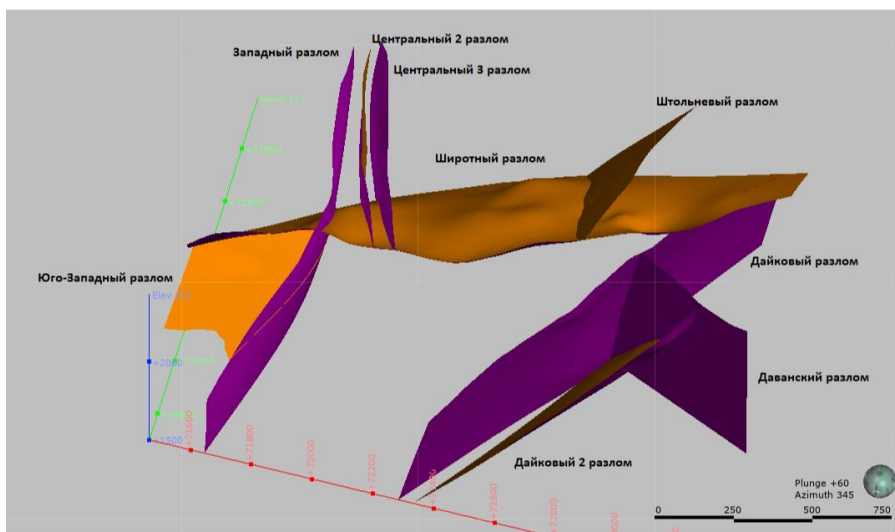


Рис. 6. Структурная модель с основными разрывными нарушениями.

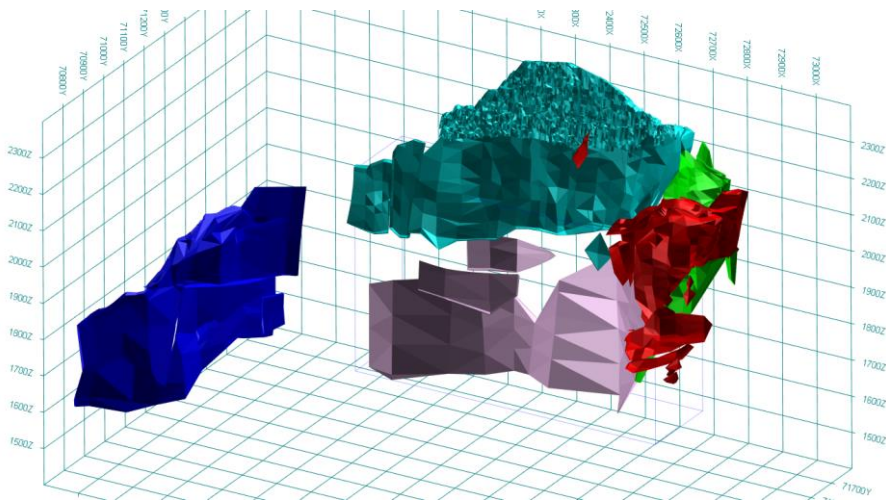


Рис. 7. Общий вид рудных тел по участкам месторождения Бозымчак.

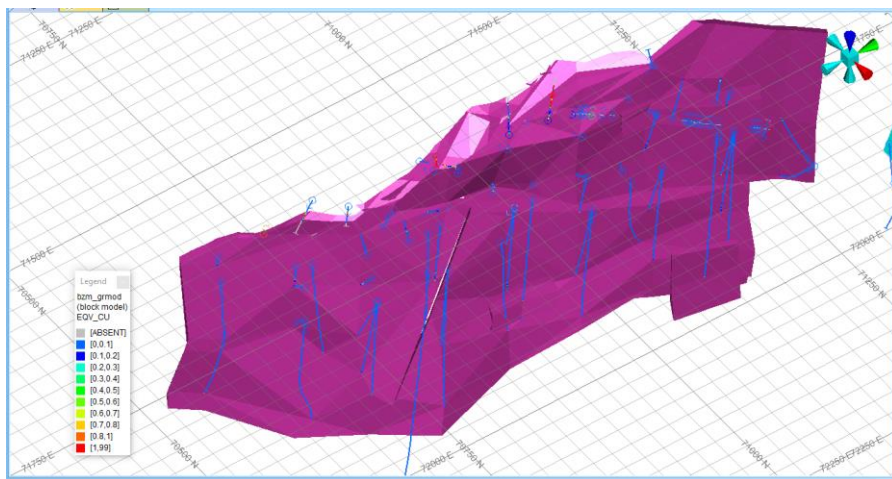


Рис. 8. Участок Юго-Западный, каркасная модель

Участок Даван. В предыдущей модели полные каркасы рудных тел были обрезаны по разломам и поверхностью, в результате чего образовались геологические блоки, не имеющие логической связи с основным рудным телом. Кроме того, опробование по рудным траншеям оказались вне каркасов руды. Рудное тело 1-3 (обрезанный блок) соединено с рудным телом 1-6, и названо как 1-3. Небольшая линза, выявленная в результате разведки, названа

1-6. Рудные тела 8-1 и 8-2 были соединены в одно. Рудное тело 1-4 не было пересечено ни одной пробой, поэтому не взято в расчёт. Рудное тело 2-4 – небольшие линзы по новым данным. Всего 20 каркасов (рис. 10).

Участок Восточный. Все каркасы (рис. 11) перестроены относительно каркасов предыдущей модели, по данным результатов разведки. Каркас рудного тела 5 означал породу внутри рудного тела 3, однако выделять его не имеет смысла, так как при наличии бедных проб оценка так же покажет бедное содержание в блочной модели. Каркасы рудных тел 2-1 и 3 увеличены на глубину. Нижнюю часть участка Восточный составляет каркас рудного тела Глубокий. Всего 7 каркасов.

Участок Глубокий. Каркас перестроен (рис. 12) в связи со всеми критериями, присущими остальным участкам, до глубины 1500 м. Основной каркас рудного тела 1 разделен по сортам руды – скарновый на западе, серпентинитовый на востоке. В восточной части каркас имеет общую грань с рудным телом Восточного участка. Скважинами СЕН-007-18, СЕН-008-16, СЕН-006-20 была вскрыта рудная зона в районе Широкого разлома, в результате чего построено рудное тело 2, предположительно разделенное разломом на 2 части. Всего 4 каркаса.

На базе 3D моделирования участков в дальнейшем нами был проведен геостатистический анализ. Для всего месторождения был создан прототип блочной модели. bzm_prot.dm. Также была произведена переоценка ресурсов для месторождения Бозымчак с помощью одинарного кригинга (ОК) для меди, золота и серебра по всем доменам (зонам) минерализации с применением поискового эллипса и по осям вариограмм.

Заключение

1. Результаты моделирования подтверждают предыдущую модель месторождения. Сопоставление блочной модели 2013 и 2020 гг. показали хорошую сходимость, есть незначительные отклонения по объему руды 89%, по меди 101%, по золоту 107%, по серебру 127%, что говорит о качественной интерпретации в модели 2013 года.

2. В моделировании учтены все данные, имеющиеся на момент начала моделирования – май 2020 года. Данные включают в себя результаты бурения, опробования горных выработок и взрывных скважин с начала разведочных работ на месторождении.

3. Геологическая и структурная модели выполнены в ПО Leapfrog GEO и это позволит в будущем, при внесении дополнительных данных по структурам, вносить изменения.

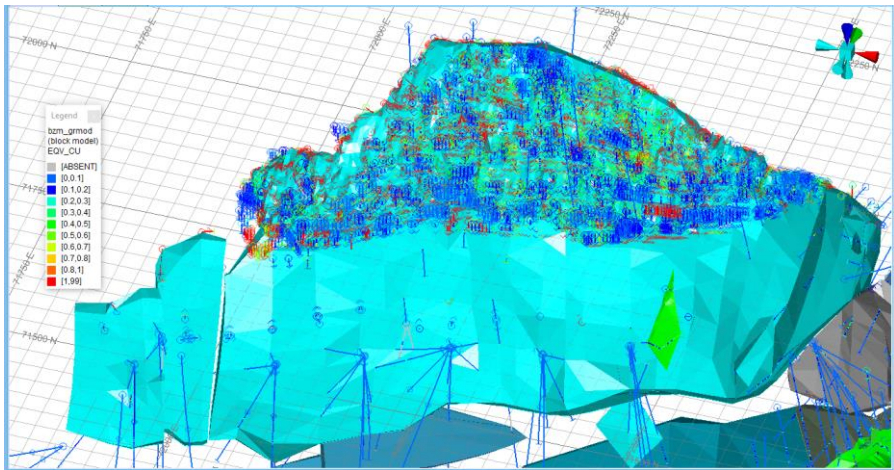


Рис. 9. Участок Центральный, каркасная модель

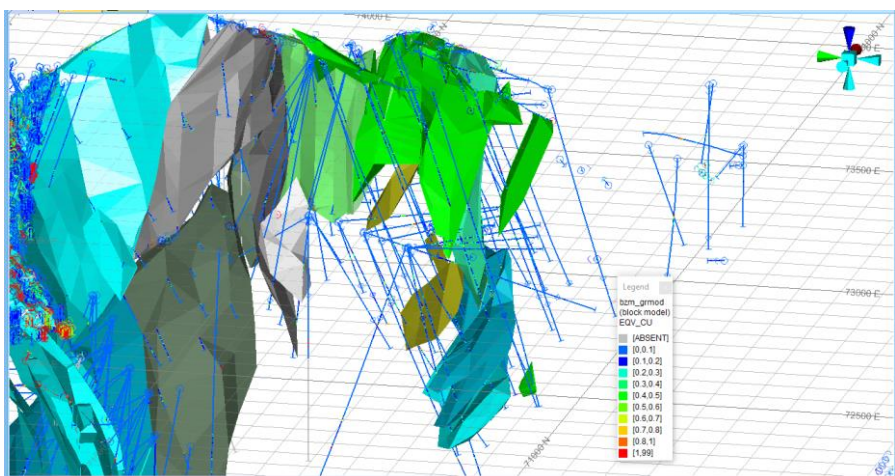


Рис. 10. Участок Даван, каркасная модель

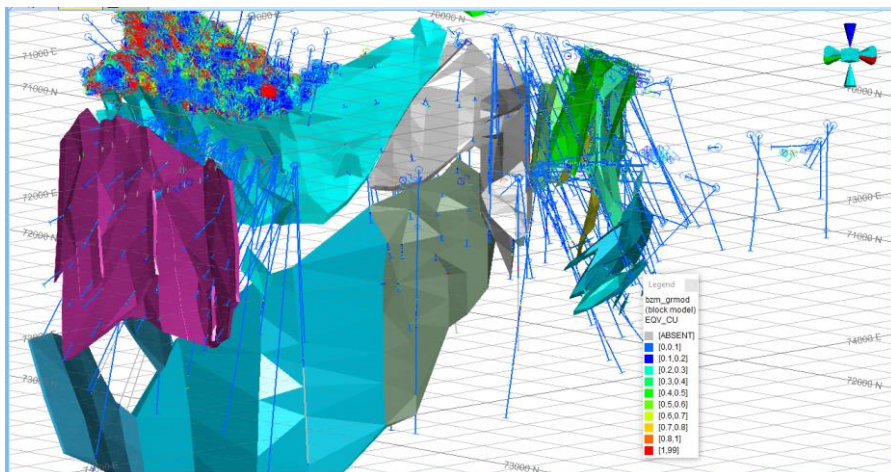


Рис. 11. Участок Восточный, каркасная модель

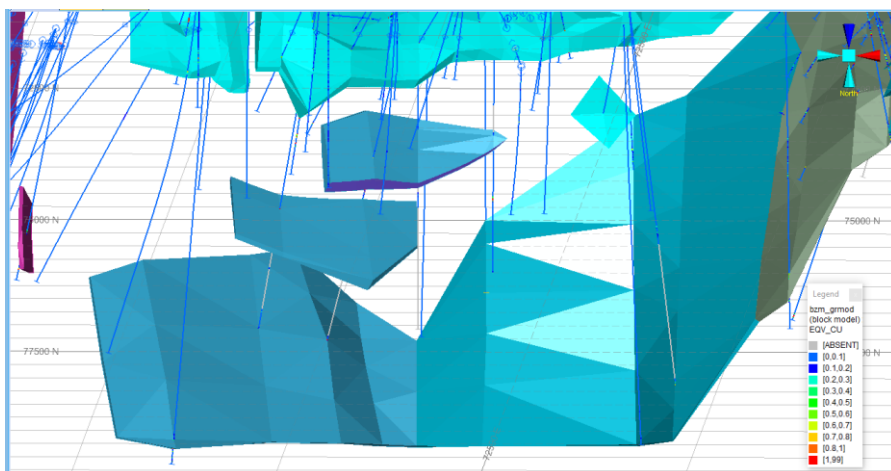


Рис. 12. Участок Глубокий, каркасная модель

4. Минерализация имеет большие перспективы в сторону увеличения ресурсов, поэтому требуется дополнительное бурение. По мере получения новых разведочных данных модель потребует обновления.

5. Доразведка позволит перевести запасы серпентинитовых руд фланговых участков (Даван, Восточный, Юго- Запад) из забалансовых в балансовые, а на участке Глубокий можно ожидать прирост ресурсов на глубину и в районе разлома Широкий.

Литература

Альпиев Е.А. Стадийности формирования и особенности распределения золота в рудах скарновых месторождений Чаткальской металлогенической области (на примере месторождения Бозымчак). // «Горно-геологический журнал» г.Житикара. 2010. №1-2 (21-22). С.45-50.

Золотенко Л.А. и др. Окончательный отчет о результатах разведочных работ на медно-золоторудном месторождении Бозымчак за 1961-1964 гг., г.Ош, 1966.

Ивлева Е.А., Пак Н.Т., Альпиев Е.А. Региональные факторы размещения золото-медного оруденения в Гава-Сумсарском рудном районе (Кыргызстан)//Известия НАН КР, 2019, №3. С.113-121.

Отчет о проведенных поисковых работах на Бозымчакской лицензионной площади за 2014 – 2018 гг. ОсОО "КАЗ Минералз Бозымчак", г.Бишкек, 2019.

Пак Н.Т., Ивлева Е.А., Альпиев Е.А., Альпиев М.Е.. Модель формирования золото-медного скарнового месторождения Бозымчак (Кыргызстан) // Проблемы геологии и расширение минерально-сырьевой базы стран Евразии/Материалы международной научной конференции 28-29 ноября, Алматы, 2019.

УДК 551.73 (235.216)

СТРАТИГРАФИЯ И ВОЗРАСТ ТОЛЩ КОКДЖОТ-КАРАГАЙНСКОГО ТЕРРЕЙНА ТАЛАССКОГО АЛА-ТОО (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Апаяров Ф.Х.^{1,2}, Лихоман С.М.², **Мамбетов А.М.**^{1,2}

¹ ГП «Северо-Кыргызская геологическая экспедиция» ГК ПЭН КР

² Институт геологии НАН Кыргызской Республики
apayarov@mail.ru

Аннотация. Геолого-съёмочные работы в Таласском Ала-Тоо с 1991 по 2003 годы и обнаруженная многочисленная микрофауна нижнего палеозоя в верхнерифейских отложениях позволили пересмотреть тектоническое строение Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны и, соответственно, схемы стратиграфии. Выделить Малокаратау-Коргоншаньский, Кокджот-Карагаинский и Узунахматский террейны, объединенные в Таласо-Каратауский супертеррейн. Проведенное в конце 80-х и начале 90-х годов прошлого столетия U-Pb TIMS датирование пяти мультизерновых проб терригенного циркона (60-200 мг зерен) из песчаников с разного стратиграфического уровня карагаинской серии Кокджот-Карагаинского террейна и четырех проб из узунахматской свиты Таласского Ала-Тоо дало значимо различающиеся их возраста.

Датировки проб цирконов из песчаников карагаинской серии оказались в интервале 1930-2010 млн лет, а из узунахматской свиты – в интервале 928-1376 млн лет. Такое различие «среднего» возраста зерен циркона в пробах указывали на разные источники цирконов в отложениях этих террейнов.

Многочисленное нахождение микрофаунистических остатков нижнего палеозоя в породах карагаинской серии Таласского Ала-Тоо, а также в кокджотской серии и большекаройской свите Малого Каратау позволило отнести их нижнему палеозою.

Получено подтверждение раннепалеозойского возраста пород карагаинской серии радиоляриями среднего ордовика, приведены их снимки сверхвысокого увеличения сканирующей электронной микроскопией.

Ключевые слова: *Районирование, террейн, супертеррейн, стратиграфия, свита, датирование терригенного циркона, микрофауна, возраст.*

Древние толщи Таласского Ала-Тоо до начала 90-х годов рассматривались в едином разрезе Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны, ограниченной с юга Таласо-Ферганским разломом, а с севера – Ичкелетау-Сусамырским.

Начало изучения стратиграфии докембрийских толщ Таласского Ала-Тоо было положено В.А. Николаевым (1939). В дальнейшем многочисленные стратиграфические работы были проведены под руководством Т.А. Додоновой, А.А. Конюка, В.Г. Королева (Додонова, 1960; Королёв, 1962; Королёв, Максумова, 1964). Они определили схему стратиграфии и обоснование возраста толщ Таласского хребта. В верхнем докембрии были выделены пять серий, разобренных несогласиями и перемывом: ичкелетауская (бакаирская и карабурина свиты), кокджотская (узунахматская свита), карагаинская (сарыджонская, чаткарагайская и кызылбельская свиты), малокаройская (постунбулакская, чичканская и курганская свиты), джетымская (терексайская свита). Карагаинская серия была разделена (Королёв, Максумова, 1964) на два типа разреза: курганский (сокращённый) и кумыштагский (более мощный, свойственный наиболее погруженной части Каратау-Таласской миогеосинклинали). Докембрийский возраст толщ обосновывался их положением ниже кембрийско-ордовикской бешташской свиты в Таласском Ала-Тоо и кембрийской чулактауской фосфоритоносной свиты в Малом Каратау, находками верхнерифейских строматолитов в чаткарагайской свите курганского типа (Медведев, Королук, 1958; Королёв, 1962, Максумова, 1980). Предложенная схема стратиграфии без каких-либо существенных изменений вошла в легенды большинства геологических карт Таласского Ала-Тоо. В дальнейшем карагаинская серия по соотношению карбонатных и терригенных пород была разделена на ряд новых свит (Беккер, Макаров, Разбойников, 1988) при сохранившемся едином

разрезах от бакаирской свиты среднего рифея до бешташской свиты кембрия-среднего ордовика.

В начале 90-х годов вышли публикации о покровно-складчатом строении Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны (Клишевич, Семилеткин, 1995; Худолей, Семилеткин, 1992).

Проведенные с 1991 по 2003 годы геолого-съёмочные работы в Таласском Ала-Тоо (Шубин, Апаяров, Захожая и др., 1998; Апаяров и др., 2003), позволили пересмотреть характер границ между выделенными стратонами, обнаружить и определить новые органические остатки. Выяснить, что полный кумыштагский и сокращённый курганский типы разрезов карагаинской серии представляют разрезы самостоятельных тектонических единиц, названных нами тектоническими зонами. И как следствие, была установлена гомонимия для свит карагаинской серии, т.е. под одним свитовым названием выделялись различные стратоны. В первую очередь данное стратиграфическое нарушение (Стратиграфический кодекс, 1992) коснулось широко распространённых в Таласо-Каратауской зоне чаткарагайской и кзылбелльской свит. Установленная нами гомонимия позволила снять необъяснимые ранее противоречия к применению названия "кзылбелльская" ко всем красноцветным, но литологически различающимся толщам Таласского Ала-Тоо. Поскольку невозможно было выявить приоритет названия «кзылбелльская» для какой-то толщи, мы не стали сохранять это название за каким-либо стратоном в выделённых зонах. Название «карагаинская серия» сохранилось только для флишевых толщ кумыштагского типа разреза.

Таласо-Каратауская зона, рассматриваемая нами в дальнейшем как супертеррейн (Апаяров, 2011), включает Узунахматский, Кокджот-Карагаинский, Малокаратау-Коргоншаныкский террейны и Каракульджа-Кугандинскую группу блоков зоны (Рис. 1). Все они находятся между собой в тектонических, покровно-надвиговых соотношениях. В данной статье будет рассмотрен в основном таласская часть Кокджот-Карагаинского террейна, в толщах которой сделаны многочисленные находки микрофауны.

Кокджот-Карагаинский террейн в Таласском Ала-Тоо занимает центральное положение и может рассматриваться в качестве параавтохтона. В разрезе зоны снизу-вверх выделяются карбонатно-терригенная чондзолская, терригенная тагыртауская, карбонатно-терригенная чидыголотская, терригенно-карбонатная бирбулакская, карбонатная урмаральская, пестроцветно-терригенно-конгломератовая чукурчакская свиты карагаинской серии. В западной части Таласского Ала-Тоо фациальным аналогом чукурчакской свиты являются пестроцветная терригенно-карбонатная сагызганская и терригенная постунбулакская свиты (Рис.2).

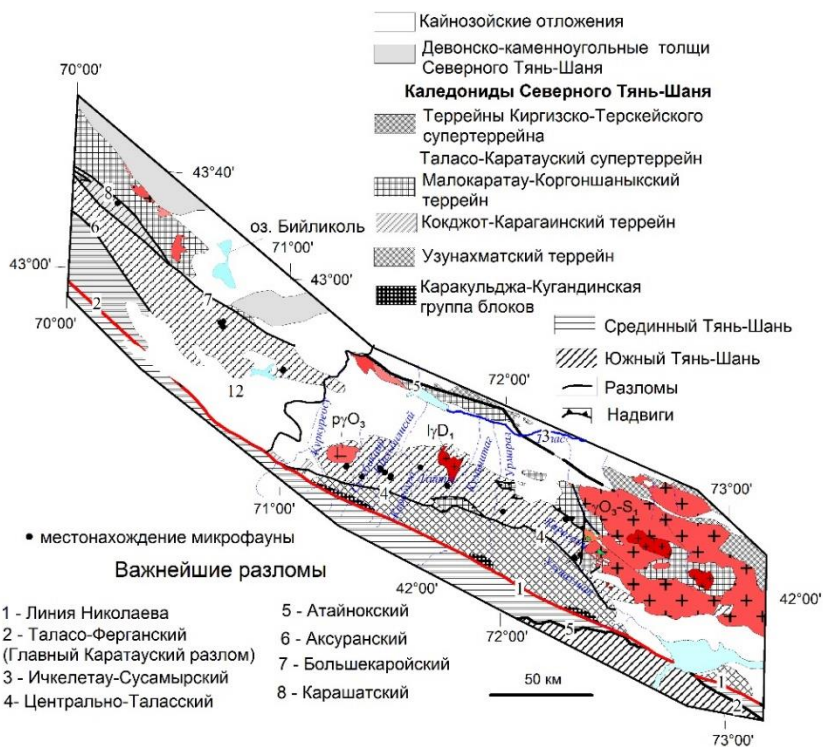


Рис.1. Схема тектонического районирования Таласо-Каратауского супертеррейна (Апаяров, 2011)

Точками показано местоположение обнаруженной микрофауны

Практически все первые находки органических остатков в карагаинской серии сделаны в урмаральской свите в устьевой части руч. Тайты. Здесь были обнаружены кембрийские радиоларии *Azirtalia?* sp., остатки микрофоссилий и обломки раковинной фауны, водоросли родов *Girvannela*, *Epiphyton*, хиолиты *Allathecidae* gen. et sp. indet, хиолительминты *Hyolithellus* sp. indet, спикулы губок (Краськов, 1985; Мамбетов, Максумова, 1995). Кроме того, в известняках на северном склоне плато Сарыджон найдены тремадокские хитинозои *Agetocystus*, на водоразделе рек Чимташ и Кумыштаг обнаружены губки *Protospongia* и лимонитизированные фрагменты трилобитов, в правобережье р. Карагаин установлены ордовикско-силурийские хитинозои *Conochitina* ex gr. *simplex* Eisen., *Desmochitina* cf. *acollaris* Eisen (Клишевич, Семилеткин, 1995). Нами из известняков урмаральской свиты к югу от месторождения Чаткарагай, на водоразделе ручьёв Чаткарагай-Укек при растворении выделены фосфатные проблематики *Sunnaginia* sp., спикулы

губок *Monactinellida* (определения А.М. Мамбетова) и беззамковые брахиоподы *Acrotretidae* gen. et sp. indet кембрия-ордовика (определения С.П. Коневой).

В верховье руч. Сарыбие (южн.) – левый приток р. Карагаин, в гравелите встречен обломок известняка с нижнепалеозойскими онколитами *Radiosus* sp. (определение А.М. Мамбетова). В западной части Таласского Ала-Тоо из известняков (калькаренитов) урмаральской свиты А.М. Мамбетовым выделены и определены в левобережье руч. Курубакаир спикулы губок *Hexactinellida*, *Monactinellida*, водоросли *Epiphyton*, хиолиты *Allatheca* Miss., в бассейне р. Шильбилисай (устье ручьев Сулучетенды и Сагызган) спикулы губок *Monactinellida*, хиолительминты *Torellella* cf. *biconvexa* Miss., *Hyolithellus* sp., водоросли *Girvanella*, по ручью Сагызган спикулы губок *Monactinellida*, хиолиты *Allathecidae*, хиолительминты *Pseudorhotheca* ex gr. *costata* Mambetov., *Hyolithellus* sp., водоросли *Epiphyton* sp., на водоразделе рек Сулубакаир и Сулуучетенды спикулы губок *Monactinellida*, хиолительминты *Hyolithellus* cf. *billings* Walc., *Torellella* ex gr. *biconvexa* Miss. Дополнительные сборы органических остатков получены из калькаренитов в устье руч. Тайты: спикулы губок *Monactinellida*, *Hexactinellida*, водоросли *Epiphyton*, *Girvanella*, хиолиты *Allatheca* Miss., хиолительминты *Hyolithellus* ex gr. *billings* Walc., *Torellella* sp., *Pseudorhotheca* cf. *costata* Mamb. Здесь же в шлифах известняков установлены хиолиты из родов *Uniformitheca* Sys., *Allatheca* Miss., онколиты из группы *Radiosus* и водоросли (Апаяров и др., 2003).

В верхней части карагаинской серии в обломке кремней в гравелите на левом борту руч. Талдыбулак (р. Кумыштаг) Д.Г. Васильевым обнаружены плохой сохранности радиолярии *Ulcundia* sp. (определение Б.Б. Назарова) и спикулы губок (Клишевич, Семилеткин, 1995). Основная часть органических остатков выявлена при растворении обломков кремнистых и карбонатных пород из конгломератов и гравелитов свиты в правом борту р. Терек (южн.), в 1,5 км к северо-востоку от устья руч. Узунбулак. Из крупных (до 30 см), плоских обломков известняков в конгломерато-гравелито-песчаниковом горизонте нижней пачки выделены и определены А.М. Мамбетовым фосфатные проблематики среднего кембрия-нижнего ордовика *Cylindrochites* ex gr. *daizhuangziensis* Liu, C. sp. nov., *Cylindricotheca inflata* Liu et Gao, C. ex gr. *bifurcata* Liu et Gao, хиолительминты *Hyolithellus flexa* Liu et Gao, H. cf. *qingheensis* Liu, H. ex gr. *vladimirovae* Miss., спикулы губок нижнего палеозоя *Hexactinellida*, радиолярии ордовика *Entactinia* sp., *Entactinoshæra* sp. (определения С.М. Лихомана). Встречены также глабели трилобитов и неопределимые радиолярии. В гальке чёрных кремней и кремнистых сланцев из конгломератов верхней пачки в левом борту руч. Узунбулак А.М. Мамбетовым определены хиолиты *Allatheca* sp. и спикулы губок *Monactinellida* нижнего палеозоя (Шубин, Апаяров, Захожая и др., 1998)

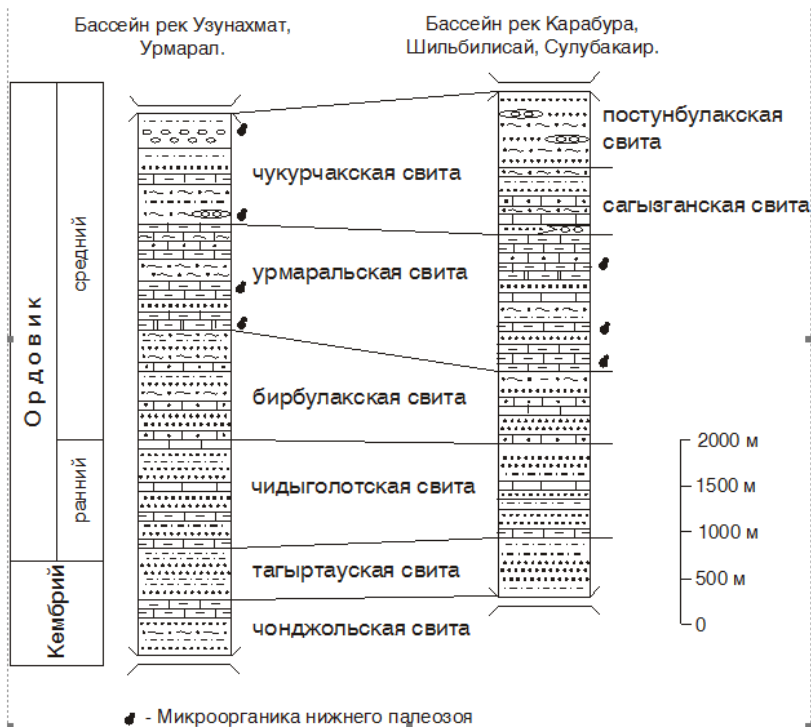


Рис. 2. Колонки карагаинской серии в восточной и западной части Таласского Ала-Тоо

В 2018 и 2019 годах нами в верховье р. Узунхмат в правобережье р. Терек (сай Родниковый, левый борт), на площади ранее обнаруженных радиоларий (Шубин, Апарьев, Захожая и др., 1998), в районе точки (42°7'26", 72°19'45"; WGS 84) отобраны гравелиты с мелким гравием кремней и кремнистых пород и кремневый гравий в осыпях гравелито-песчаниковых слоев чукурчакской свиты. Гравелито-песчаниковый горизонт протягивается в северо-западном направлении вдоль бортов сая на расстояние более 1000 м.

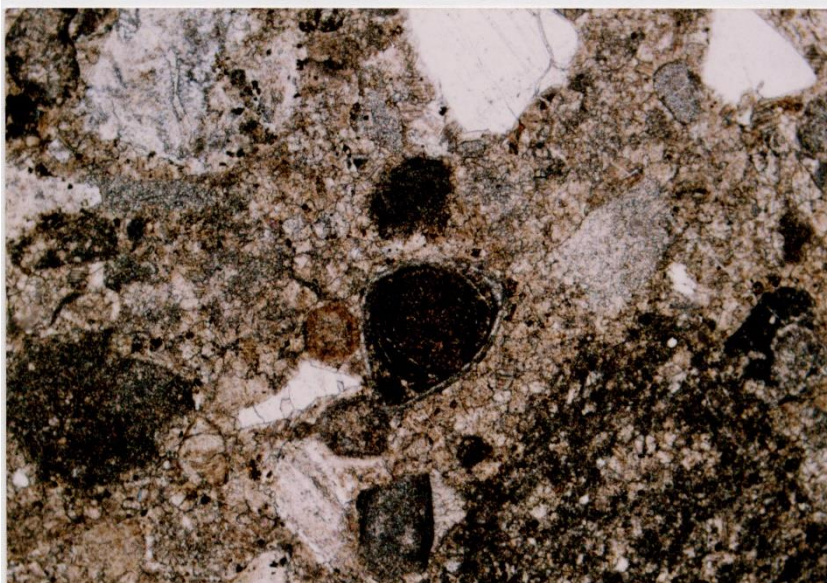


Рис. 3. Кварцевый калькаренит с хиолитом. Увеличение 40^X

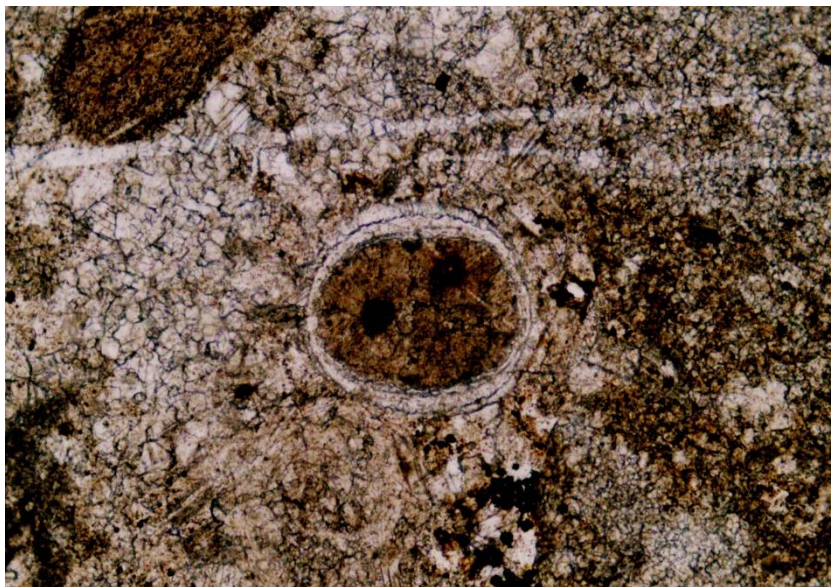


Рис. 4. Хиолит из рода *Uniformitheca* Sis. Возраст ранний кембрий. Увеличение 100^X

При химическом препарировании кремней С.М. Лихоманом выделены и определены ордовикские радиоларии *Bissylentactinia?* sp. (O₂) и

Entactinosphaera? aff. *hirta* Nazarov. (O₁₋₂). М.С. Афанасьева (Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН) просмотрела радиолярии и подтвердила сделанные определения, но отметила необходимость проведения электронной микроскопии.

Снимки радиолярий на электронном микроскопе выполнены С.В.Паровым – заведующим лабораторией новых материалов и технологий Кыргызско-Российского Славянского университета.

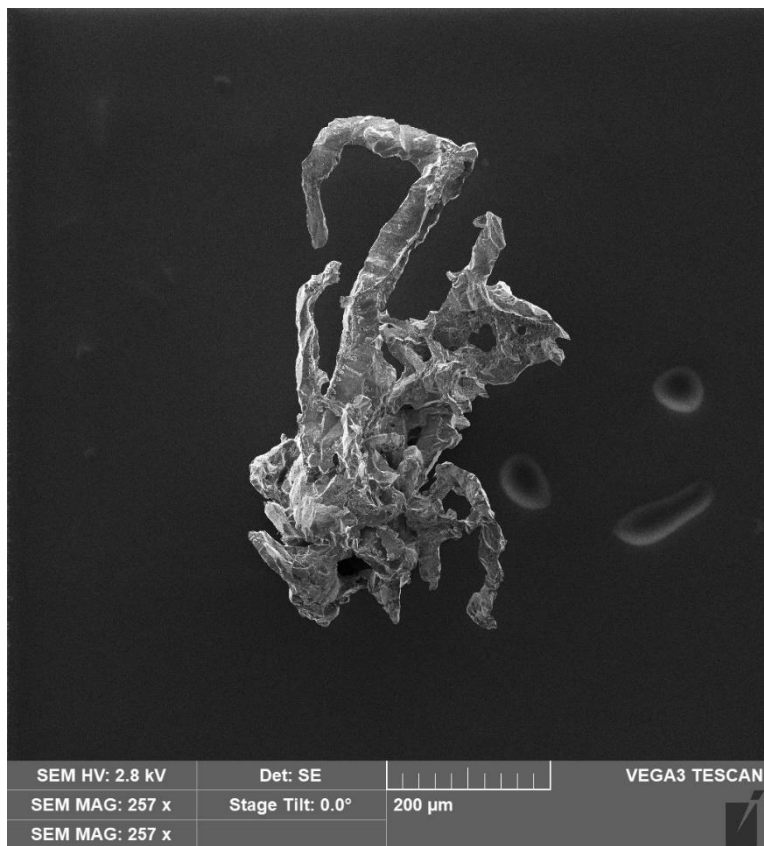


Рис. 5. Радиолярия *Bissylentactinia?* sp., O₂

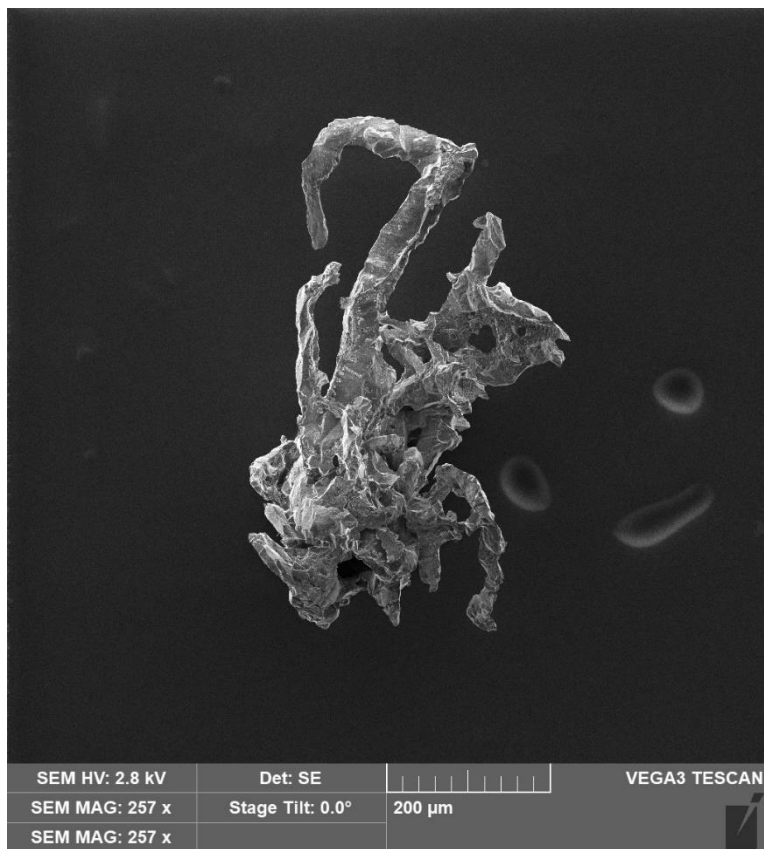


Рис. 6. Радиолария *Haplentactinia?* aff. *juncta* Nazarov O₁₋₂

Возраст урмаральской, чукурчакской, сагызганской и постунбулакской свит, исходя из палеонтологических и геологических данных, принимается среднеордовикским. Возраст нижележащих свит карагаинской серии находится в интервале кембрий-средний ордовик. Верхним возрастным ограничением карагаинской серии является Бабаханский массив плагиигранитов с возрастом начала позднего ордовика (U-Pb SHRIMP II, устное сообщение Д.Л. Конопелько).

Таким образом, многочисленные органические остатки, собранные на всей площади развития надежно доказывают раннепалеозойский возраст пород карагаинской серии в Таласском Ала-Тоо. Микрофауна нижнего палеозоя установлена также в породах кокджотской серии и большекаройской свиты.

Решение вопросов возраста пород карагаинской серии и узунахматской свиты датированием терригенных цирконов U-Pb методом и определением возможных их источников начат В.В. Киселевым и Ф.Х. Апаяровым с 1988 года. В лаборатории изотопной геологии и геохронологии Института геологии НАН Кыргызской Республики под руководством В.В. Киселева до 1993 года продатированы пробы терригенного циркона из пород карагаинской серии, узунахматской свиты, актугайской и курганской свит Таласского Ала-Тоо и Малого Каратау. Датировались навески цирконов от 50 до 250 мг. Понятно, что определялся «средний» возраст всех зерен циркона. Результаты датирования терригенных цирконов U-Pb TIMS и ICPMS, SHRIMP II (Rojas-Agramonte et al., 2014) показаны на рис. 7.

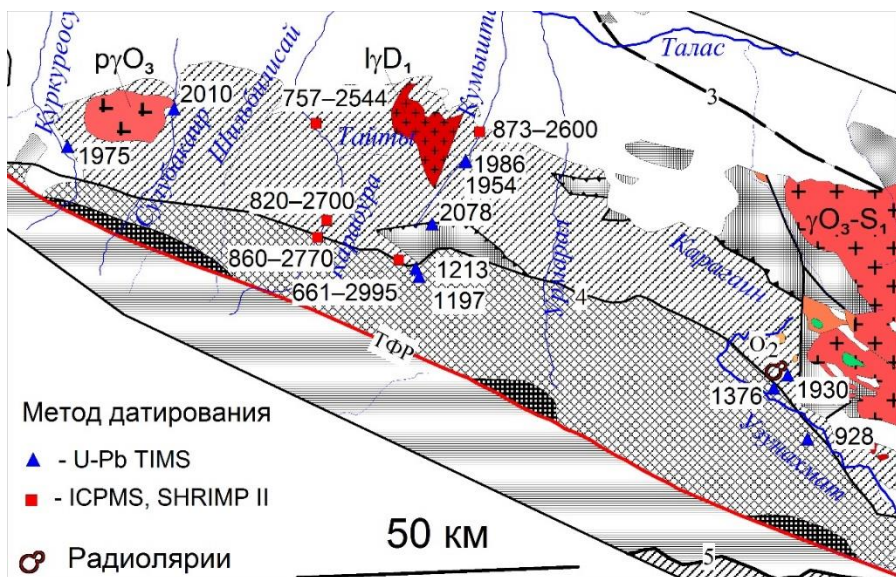


Рис. 7. Результаты датирования терригенных цирконов в Таласском Ала-Тоо
Условные обозначения см. на рис. 1.

U-Pb TIMS датирование пяти мультизерновых проб терригенного циркона (60-200 мг зерен) из песчаников с разного стратиграфического уровня карагаинской серии и четырех проб из узунахматской свиты Таласского Ала-Тоо дало значимо различающиеся их возраста. Датировки проб цирконов из песчаников карагаинской серии оказались в интервале 1930-2010 млн лет, а из узунахматской свиты – в интервале 928-1376 млн лет. Такое различие «среднего» возраста зерен циркона в пробах указывало на разные источники цирконов в отложениях террейнов. Кроме того, возраст 928 млн лет в пробе из песчаников узунахматской свиты не древнее позднего рифея, что позволило в

стратиграфической схеме Таласского Ала-Тоо перевести ранее считавшуюся среднерифейской узунхатскую свиту в верхний рифей.

Датировки зерен циркона образовали пики датировок в интервалах возрастов, показанных у точек датирования. Возрастные интервалы близки в узунхатской свите Узунхатского террейна и свитах карагаинской серии Кокджот-Карагаинского террейна. Такое сходство позволяет предполагать, что накопление материала рассматриваемых свит обоих террейнов происходило из одних источников и, скорее всего, близко одновременно. Но это противоречит палеонтологическим данным, результатам датирования по навескам многотысячных зерен циркона и отчетливым различиям состава песчаников узунхатской свиты и свит карагаинской серии.

Проведенные изменения в схемах стратиграфии Таласского Ала-Тоо были приняты Редколлегией по геологическим картам в 1996 году и отражены на геологической карте Кыргызской Республики масштаба 1:500 000 (Жуков и др., 1996) (2008), изданной в 2008 году (гл. ред. Турсунгазиев, Петров).

Литература

Апаяров Ф.Х., Захожая И.Г., Коршунов С.И., Костенко Ю.И. Геологическое строение и полезные ископаемые Бабаханской площади. (Отчет Карабурунской партии по общим поискам и геологической съемке масштаба 1:50000 в пределах листов К-42-58-Г-6, г; К-42-59-В, Г; К-42-70-Б, а, б; К-42-71-А-а, б, г, проведенным в 1997-2003 годах). с. Ивановка. 2003. Геологические фонды. Бишкек.

Апаяров Ф.Х. Таласо-Каратауский супертеррейн (Северный Тянь-Шань): строение, возраст и особенности слагающих комплексов // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тез. докл. 5 Междунар. симпозиума, г. Бишкек, 19 - 24 июня 2011 г. В 2 т. Т. 2, 2011. С. 172-175.

Беккер А.Ю., Макаров В.А., Разбойников А.Г. Новые данные по стратиграфии карагаинской серии Таласского Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань) // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе. Илим. 1988. С. 100-126.

Додонова Т.А. Новые данные по стратиграфии нижнепалеозойских отложений Таласского Ала-Тау // Тр. Управления геологии и охране недр при Совмине Кирг. ССР. М. Госгеолтехиздат. 1960. Вып. 1. С. 6-20.

Жуков Ю.В., Захаров И.Л., Березанский А.В., Израилева Р.М. Геологическая карта Кыргызской Республики масштаба 1:500000. 1996. Геологические фонды. Бишкек.

Клишевич В.Л., Семилеткин С.А. Терригенно-карбонатные комплексы нижнего палеозоя западной части Северного и Среднего Тянь-Шаня // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995 Т. 70. Вып. 2. С. 59-74.

Королев В.Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 3 (стратиграфия). Фрунзе. 1962. С. 3-23.

Королев В.Г., Максумова Р.А. Поздний докембрий Таласского Ала-Тау // Тр. Фрунзенского политехн. Ин-та. Геология, горное дело. Фрунзе. 1964. Вып. 19. С. 48-55.

Краськов Л.Н. Находка проблематичных организмов в отложениях чаткарагайской свиты (Таласский хребет) // Проблематические организмы позднего докембрия и палеозоя. М. Наука. 1985. С. 149-152.

Максумова Р.А. Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. Фрунзе. Илим. 1980. 150 с.

Мамбетов А.М., Максумова Р.А. Находки мелкораковинных окаменелостей в нижнем палеозое Таласского Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 89-94.

Медведев В.Я., Королюк И.К. К вопросу о возрасте древних толщ Киргизского и Таласского хребтов Северного Тянь-Шаня // ДАН АН СССР. 1958. Т. 123. № 2.

Назаров Б.Б. Радиоларии нижнего-среднего ордовика Казахстана (методы исследований, систематика, стратиграфическое значение). Выпуск 221. Наука, Москва, 1975 г., 204 с.

Назаров Б.Б., Попов Л.Е. Стратиграфия и фауна кремнисто-карбонатных толщ ордовика Казахстана (радиоларии и беззамковые брахиоподы). Выпуск. 331. Наука, Москва, 1980 г., 192 с.

Николаев В.А. Докембрий Средней Азии. Стратиграфия СССР. Докембрий СССР. М. Изд-во АН СССР. 1939. Т.1.

Стратиграфический кодекс. Издание второе, допол. С-Петербург. 1992. 120 с.

Турсунгазиев Б.Т., Петров О.В. (гл. ред.). Геологическая карта Кыргызской Республики, масштаб 1:500 000. ВСЕГЕИ. 2008.

Худoley А.К., Семилеткин С.А. Морфология и эволюция складчатых и разрывных структур Таласского Алатау (Северный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1992. № 1. С. 84-93.

Шубин В.М., Апаяров Ф.Х., Захожая И.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Узунахматской площади. Отчет Карабурунской партии по общим поискам и геологическому доизучению масштаба 1:50000 в пределах листов К-43-61-Б, Г и К-43-73-Б-а, б, проведенным в 1991-1996 гг. с. Ивановка. 1998. Геологические фонды. Бишкек.

Rojas-Agramonte Y., Kroner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shu L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A. V., Kiselev V V., Jiang J., Seltmann R. Detrital and igneous zircon ages for supra- crustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // Gondwana Research. 2014. V. 26. P. 957-974.

О ГЕОТЕКТОНИКЕ И ГЕОДИНАМИКЕ ПАЛЕОЗОИДОВ КАЗАХСТАНА С ПОЗИЦИИ ПЛЮМ-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КОНЦЕПЦИИ

Байбатша А.Б.

*НАО «Казахский национальный исследовательский
технический университет имени К.И. Сатпаева»
(Satbayev University)
Алматы, Казахстан
baibatsha48@mail.ru*

Аннотация. Сделан анализ геотектоники палеозоидов Казахстана, которые на современной геологической карте и тектонических схемах имеют в целом отчетливую кольцевую, участками линейную и дугообразную формы. Такие кольцеобразные структуры в своем развитии носят относительно пассивный тектонический характер и являются по своей природе субплатформами. Они ограничены тектонически активными узкими геосутрами, которые представляют собой систему глубинных разломов и зон дробления. Казахстан и территории соседних республик в палеозое развивались в пределах единого обособленного континента – осколка раздробленного суперконтинента Родиния. Как показывают палинспастические и палеотектонические реконструкции, Казахстан с эдиакара-кембрия существовал как обособленный континент Казахия. Геотектоника палеозоидов Казахстана с названными субплатформенными и геосутурными структурами формировалась в пределах единого континента. Образование морских и континентальных условий связаны с эпейрогеническими колебательными движениями, праводвиговой характер перемещения кольцевых субплатформенных структур вдоль геосутурных зон связан с ротационными перемещениями соседнего Сибирского континента в палеозое с запада на восток. Полевые геологические исследования показывают отсутствие в пределах Казахстана палеоокеанов и палеоконтинентов, что свидетельствует о несостоятельности механического переноса понятий и структур (субдукция, спрединг, островные дуги и др.) глобальной плейт-тектоники. Практика подтверждает, что геотектоника и геодинамика палеозоидов Казахстана может быть связана с деятельностью внедрения в литосферу континента

Казахии мантийного суперплюма и его ответвлений. Глубинные разломы геосутур являются подводящими каналами магм и рудоносных растворов из мантии для формирования магматогенных месторождений. Соответственно, субплатформенные структуры являются осадочными бассейнами для формирования свойственных им полезных ископаемых.

Ключевые слова: *Геотектоника, геодинамика, палеозойды Казахстана, плюм-тектоника, плейт-тектоника, металлогения Казахстана*

Введение

Исследования показали принципиальное отличие геодинамики палеозойдов Казахстана от мезозойско-кайнозойских океанических систем. Фактические материалы полевых геологических исследований, например, по Карсакапай-Улытаускому и Шу-Илескому поясам, Северному Прибалхашью и других районов, отрицают бывшее наличие зоны субдукции. Вулканические пояса девонского и карбонового возраста не являются, как это теперь принято, «надсубдукционными» и связаны с глубинными разломами преимущественно сдвигового типа – зонами подъема магмогенерирующих плюмов. Отсутствие палеозойской субдукции в её характерном понимании и, якобы, связанных с ней структурообразующих, магматических и других явлений, установлено по целому ряду примеров в Северном Прибалхашье по северной – «активной» «островодужной» и южной – «пассивной» окраинам ордовикско-карбонового Жонгаро-Балхашского палеобассейна герцинид [7].

Методика и объекты исследования

Своеобразную геотектонику и геодинамику палеозойдов Казахстана можно объяснить с позиции плюм-тектонической концепции. По данным палинспастического моделирования и тектонических реконструкций Казахстан в палеозое представлял собой единый и целостный континент [15]. По представлениям некоторых сторонников плейттектонической парадигмы [9, 11], на территории Казахстана существовали океаны и микроконтиненты и эти авторы растаскивают их в мировом пространстве. Если было бы так, то для размещения «океанов и микроконтинентов» Казахстана явно будет мало места на планете. Так же не было зон субдукций, протяженность которых всего 100-300 км и они должны еще нырять на глубины 600-700 км.

Достижения в изучении строения земной коры последних пятидесяти лет, в частности, возрождение и совершенствование мобилистских воззрений, заставили пересмотреть многие традиционные представления на динамику развития литосферы, как в целом, так и для отдельных регионов. Изложенное ниже можно расценивать, как попытку воссоздать цепь событий геологической истории, приведших к формированию современной геотектоники. Механически перенос геодинамики литосферных плит нашей

планеты и эволюцию ее структурных элементов на территорию палеозойского континента Казахстана на наш взгляд не корректно.

В цикле раннедокембрийского развития к началу неопротерозоя было сформировано, по разным оценкам, от половины до трех четвертей современного объема континентальной коры. В результате отмирания и замыкания палеопротерозойских глубоководных бассейнов эта кора в мезопротерозое была стянута в единый суперконтинент, получивший название *Пангея I* или *Мегагея*, в отличие от позднепалеозойско-раннемезозойской *Пангеи II*, впервые выделенной А. Вегенером. На единство этого суперконтинента указывают, прежде всего, палеомагнитные данные – сходство кривых кажущейся миграции магнитных полюсов, определенных для разных континентов.

Неопротерозой, особенно его вторая половина, начиная с рубежа 850 млн лет, одна из критических эпох в истории Земли – эпоха распада *Пангеи I* и начала раскрытия палеозойских океанов. Пангея I с возникновением подвижного пояса Прототетиса оказалась расколота на две части – *Родинию* на севере и *Гондвану* на юге. Предполагается, что в результате раскола Родинии образовались самостоятельные континенты Сибирь, Казахстан (палеозойский континент *Казахия*), Катазия и др. [6]. Уже в конце протерозоя Казахстан начал существовать самостоятельно [19].

Причиной дробления суперконтинента Родинии послужил сильный напор активного мантийного суперплюма [17, 18]. Этот суперплюм удержал континента «Казахия» в зафиксированном положении и определял его геодинамику в течение палеозоя.

В противоположность Гондване, где господствовала тенденция к объединению, остальные фрагменты протерозойской Пангеи I с начала кембрия подверглись рассеянию в связи с возникновением между ними новообразованных океанских бассейнов: один из них – Протоатлантический океан или океан Япетус; другой – Палеоазиатский океан отделил Восточную Европу от Восточной Сибири, а Сибирь – от Таримского и Китайско-Корейского континентов; третий океан – Средиземноморский или Палеотетис омывал с севера Гондвану и отделял ее от Северной Америки, Восточной Европы, Таримского блока и Китайско-Корейского континента. Эти океаны соединялись между собой и с Палеопацификой [6].

Межконтинентальные океанские бассейны Япетус, Палеотетис и Палеоазиатский в среднем ордовике достигли максимальной ширины. По их активным окраинам продолжали развиваться вулканические дуги; этот процесс интенсивно проявлялся в геосутурных зонах Казахии. Таримский и Китайско-Корейский континенты, находившиеся далее к востоку, также стали сближаться с Казахией, Сибирью и Центральной Монголией. Все это предвещало грядущее закрытие Палеоазиатского океана.

Палеотетис, почти замкнувшийся в Западном Средиземноморье, резко расширялся к востоку, сливаясь здесь с Палеопацификой – древним Тихим океаном. Его южная – гондванская окраина оставалась пассивной, а северная

– активной. Здесь существовала сложная, меняющаяся по простиранию обстановка с островными дугами, микроконтинентами и отторженными ими окраинными морями.

На месте столкновения Восточной Европы, Казахстана и Сибири возникла горная страна, включавшая Урал, Тянь-Шань, Казахское нагорье, Жонгарию, Алтай, Саяны (зачатки *Урало-Могольского пояса*) и продолжавшаяся на восток через Северную и Центральную Монголию в Забайкалье и Дунбэй, что привело позже к формированию *Урало-Охотского пояса*. В ранней перми произошло смыкание Сибирской платформы с Лаврусией. Между ними располагались горные сооружения Урала и вытянутые межгорные и предгорные впадины, занятые водоемами.

В триасовом периоде деформации проявляются уже в самом конце эпохи. Они были вызваны столкновением Ирано-Афганского континентального блока с южной окраиной Евразии. Затронули эти деформации и северо-запад Туранской плиты, в особенности Мангистауский прогиб.

В юрском периоде Центральная Азия с Казахстаном продолжали испытывать поднятие, а межгорные впадины в их пределах – погружение, местами весьма интенсивное. В этих погруженных областях формируются угленосные бассейны. Наибольшей интенсивности они достигают в Афганистане и Центральном Памире, где происходит столкновение Ирано-Афганского континента с южным краем Лавразии, где находилась Казахия.

Обсуждение результатов

По современным данным Казахстан как континент «Казахия» [1, 15, 19] существовал самостоятельно и обособленно, начиная с неопротерозоя-эдиакара до полного формирования суперконтинента *Пангея II* в перми-триасе (~250 млн л.н.). Континент Казахия развивался без активного и непосредственного влияния соседних континентов с присущими только ему геодинамическими условиями. Обособлению континента Казахия способствовало дробление предполагаемого мегаконтинента «Родиния» [11] и подвижки в подкоровой части планеты.

Установленное по современным геофизическим данным [4, 10] внедрение плюма, т.е. внедрение вещества мантии и астеносферы в литосферу привело к локальному подъему и образованию зафиксированного нуклеара в форме кольцевой структуры как прообраз континента Казахия. Диаметр нуклеара-кольцевой структуры составлял примерно 2,5-3,0 тыс. км. Формирование такой своеобразной геологической структуры, связанное с действием суперплюма в палеозое, наглядно видно на геологических картах Казахстана.

В настоящее время известны порядка 30-40 активных плюмов и суперплюмов [14, 17]. Плюмы диаметром в сотни км называются суперплюмами, они охватывают на поверхности территории диаметром порядка несколько тысяч километров. Некоторые из них действуют периодически и в наши дни (например, Гавайские острова, Канарские острова,

Исландия, вулкан Этна и др.), большинство из них активно действовали в геологическом прошлом, начиная с архея и протерозоя (например, Южно-Африканский суперплюм и др.), и в последующие периоды палеозоя, мезозоя и кайнозоя [14]. Они известны в пределах всех континентов и с ними связаны формирование крупных месторождений полезных ископаемых [18]. Действие их проявляется в виде активных тектонических движений, масштабных интрузий магм и извержения вулканов.

Суперплюм, активно действовавший в палеозое, охватывал большую территорию Казахстана, а также территории Кыргызстана и Узбекистана. На поверхности действие плюма проявляется в виде кольцевых структур, ограниченных активными геосутурными зонами. Наметились первые признаки картирования кольцевых геологических структур Казахстана в 50-ые годы XX в., однако, они согласно представлениям того времени были квалифицированы как дугообразные структуры [3].

По мере принятия плейт-тектоники, хорошо согласуемой с геотектоникой и геодинамикой структур планетарного масштаба, была сделана попытка корреляции тектонического строения Казахстана и территории соседних республик с основными ее элементами. Однако, механический перенос очевидных в планетарном масштабе плейт-тектонических элементов (рифты, срединги, островные дуги, коллизии и др.) не нашел подтверждения в практической геологии и внесли путаницу в геотектонику и геодинамику территории республики. Изошенность применения принципов плейт-тектоники особенно хорошо видна на картах, где в пределах по существу микроконтинента Казахстана начали выделять «континенты» и «океаны» [9, 11], которые являются соответственно всего лишь геологическими блоками (террейнами), заливами и/или проливами морей соседних палеозойских океанов, например, Палеоазиатского, Уральского и Палеотетис.

Во всех палеогеографических реконструкциях палеозоя Казахстан показан как обособленный микроконтинент-остров [6, 15, 19]. Следовательно, о существовании океанов в пределах такого ограниченного размера микроконтинента-нуклеара как палеозойский континент Казахстана (рис. 1 и 2) и представить невозможно [1-6, 13, 15, 19, 20].

Положение континента Казахия в самостоятельном виде продолжалось до конца палеозоя. При этом сближение Казахии с соседними континентами как Сибирь и Восточная Европа было неравномерным. Если активная восточная половина континента в зоне коллизии (современный Рудный Алтай) полностью соединяется с Сибирью, западная половина была еще открыта и между Европой находился сильно сузившийся Уральский океан в течение поздней перми, в конце триаса полностью примыкает к Европе.

литосферу, которое привело к формированию нуклеара – прообраза континента Казахстана. Этот континент в виду своей зафиксированности не мог свободно дрейфовать самостоятельно как другие континенты. Активный суперплюм, действовавший в течение палеозоя, определял формирование геотектоники и геодинамику Казахстана.

Внутренние пульсации планеты вызывали вертикальные движения нуклеара. По мере поэтапного внедрения мантийного суперплюма в литосферу и достижения земной коры в структуре континента Казахстана образовались концентрически кольцевые структуры, ограниченные соответственно кольцевой формы геосутурами. Фундаментом кольцевых структур служили вещества астеносферы и нижней мантии, вдавленные в виде относительно жесткого остова в литосферу. Довольно жесткая литосфера под напором плюма подвергалась хрупкому разрушению, местами с образованием беспорядочных разломов, трещин и мозаичных структур. Континент совершал в основном горизонтальные вращательные ротационные и вертикальные колебательные движения. При вращении континента вокруг своей оси происходили сильные трения и давления между кольцами. Геосутуры, уходящие в мантию, в зависимости от направления углов наклона глубинных разломов представляли собой зону сжатия (конвергенции) или растяжения (дивергенции) шириной от десятков до 100 км и более. По этим ослабленным зонам в литосферу активно проникали расплавленные вещества мантии, которые порою достигали поверхность Земли.

Вертикальные колебательные движения охватывали как отдельные кольца, так и геосутурные зоны между кольцевыми структурами. При неравномерном колебательном движении, когда один край континента или отдельной кольцевой структуры опускался, а другой – поднимался, на таких участках образовались соответственно условия моря или суши. Моря в виде заливов, иногда узких проливов зачастую проникали в геосутурные зоны. Общая напряженная термодинамическая обстановка привела к формированию довольно густой сети разрывных нарушений в консолидированных жестких блоках.

Края континента испытывали давление (сжатие) или раздвиг (растяжение) и здесь протекали соответствующие геодинамические процессы. В пределах континента Казахстана при любом виде тектонических движений имели место классические с точки зрения современной тектоники литосферных плит процессы наподобие *рифта*, *коллизии*, *субдукции* (надвигово-поддвиговых перемещений). Эти движения сочетались, исходя из особенностей тектонических позиций континента, с праводвиговыми подвижками.

Таким образом, геотектоника Казахстана определяется кольцевыми структурами и тектоническими блоками (глыбами или террейнами) единого нуклеара. В соответствии с современным тектоническим районированием [1, 7, 13] на территории континента «Казахия» можно выделить три кольцевые структуры.

Установленное по современным геофизическим данным внедрение мантийного плюма и протыкание литосферы веществом мантии и астеносферы с образованием кольцевых структур происходило соответственно в основном в три этапа (рис. 3).

При активном воздействии отдельных ответвлений суперплюма на жесткую литосферу происходило ее дробление с образованием автономных блоков с хаотичным расположением разломов, осколков литосферы, в их пределах образовались структуры с своеобразным строением как Шуская глыба, Кокшетауская глыба, блок Северного Прибалхашья и др. В пределах таких структур было нарушено кольцевое строение структур и линейность геосутур.

Некогда (до карбона) имевшие правильные формы кольцевые структуры и ограничивающие их геосутуры, с формирования Пангеи II начали изменять конфигурации. Активная северо-восточная часть Казахстана начала испытывать сильное давление со стороны континента Сибирь, а по мере непосредственного столкновения с ним – дуговые края кольцевых структур начали выпрямляться и даже были вогнуты во внутрь кольца. При формировании сдвигово-коллизийной зоны между континентами Казахстана и Сибирь в этой области были поглощены и уничтожены края внешних кольцевых структур. Окончательные коррективы в конфигурацию континента Казахстана были внесены в кайнозое при сочленении микро- и мезоконтинентов с юга с континентом Евразия [16]. В более пассивной северо-западной части Казахстана происходило примыкание с Восточно-Европейской платформой и Западно-Сибирской плитой с образованием глубокой Прикаспийской впадины.

Нарушение правильных кольцевых форм главных тектонических структурных систем континента Казахстана объясняется искажением их первоначального расположения при перемещении и столкновении когда-то соседних, а сейчас соединенных между собой континентов и внутренних структурных блоков-глыб, появлением сквозных нарушенных тектонических зон и разломов, срезающих и рассекающих кольцевые структуры. Главную роль в этом сыграл завершающий коллизийный этап в мезозое-кайнозое, который и привел к формированию современного так называемого *Урало-Монгольского пояса*. Именно на этом этапе происходит формирование систем надвиговых перемещений и крупных сдвигов, которые исказили форму и изменили размеры кольцевых структур в южном, юго-западном и юго-восточном районах континента.

Правосдвиговые перемещения квазиплатформ вдоль кольцевых геосутурных зон являются результатом ротации соседних континентов вокруг континента Казахстана. Здесь основную роль сыграла ротационная миграция Сибири с запада на восток по ходу часовой стрелки. Такое горизонтальное ротационное движение началось примерно в силуре и завершилось в карбоне. В отдельных сохранившихся линейных зонах геосутур Казахстана амплитуда правосдвиговых смещений доходит до 200 км.

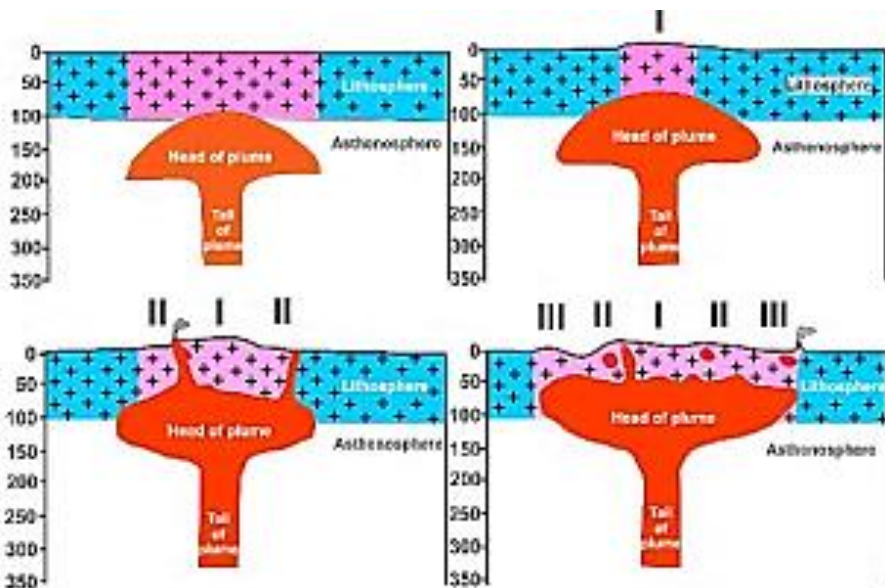


Рисунок 3. Модель-схема внедрения мантийного плюма в литосферу и стадии формирования кольцевых структур Казахстана (Байбатша, 2016)

Результаты исследований

Предлагаемая геодинамическая модель развития Казахстана объясняет особенности локализации зон активной седиментации, интрузивного и эффузивного магматизма и метаморфизма геологических образований, офиолитовых зон и олистостромов, расположения продуктивных и перспективных металлогенических зон, участков и осадочных бассейнов с крупными и уникальными месторождениями полезных ископаемых (рис. 4).

На такой теоретической базе можно наметить наиболее перспективные научные направления, которые позволят прогнозировать нефтегазовую систему, основные очаги генерации углеводородов, выявить к каким из них близки существующие месторождения, что дает возможность решить вопрос определения зон наибольшей концентрации нефтяных и газовых месторождений в менее изученных районах и участках [8, 12].

В целом основные геологические структуры заложены еще в ранней стадии развития территории, а приобрели современный облик в виде Урало-Монгольского пояса в мезозое-кайнозое. В кайнозое под воздействием дрейфующих южных континентов, в частности Индостанской плиты [16],

заложены линеаменты северо-западного простирания, которые местами пересекают кольцевые и геосутурные зоны.

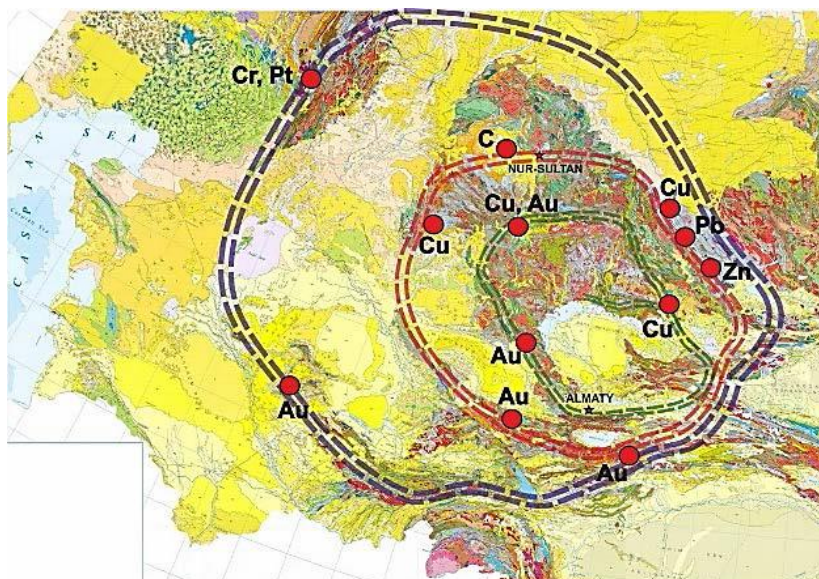


Рисунок 4. Расположение металлогенических поясов с крупнейшими месторождениями полезных ископаемых вдоль геосутурных зон кольцевых структур (Байбатша, 2020)

Заключение

Предложенная новая модель геодинамического развития территории Казахстана может служить теоретической базой для прогноза месторождений полезных ископаемых. Согласно с этой моделью каналами для внедрения вещества мантии с рудными веществами хромитовой, медно-никелевой с платиноидами минерализацией служили глубинные разломы в виде геосутурных зон, зоны дробления литосферы под воздействием плюмов и гранитоиды, перспективные на медно-порфировое оруденение, которые являются результатом дифференциации вещества мантии при эволюции в земной коре.

До настоящего времени относительно тектонического строения Казахстана существовало следующее представление, что «...территория Казахстана захватывает западную часть Урало-Монгольского складчатого пояса, располагаясь на переходе от субширотных Монголо-Тянь-Шаньских структур в субмеридиональные Урало-Западно-Сибирские. Урало-Монгольский пояс заложился при деструкции эпифейской платформы в венде (570–600 млн лет)» [7]. Однако анализ новых данных о

палеогеологическом строении нашей планеты и Казахстана показывает, что в указанное время еще ни Урала, ни Монголии и тем более Урало-Монгольского пояса не было. Казахстан существовал в палеозое самостоятельно без видимых связей с названными выше структурами и континентами.

Работа выполнена в рамках темы государственного заказа по программно-целевому финансированию № 2018/BR05233713 «Комплексное геологическое изучение недр для развития ресурсной базы и разработки новых источников рудного сырья Казахстана».

Литература

1. Байбатша А.Б. Новая геодинамическая модель развития и тектонического строения территории Казахстана // Международный геологический конгресс МГК-35. Доклады казахстанских геологов. Науки о Земле в Казахстане. Алматы 2016. ISBN 9965-9502-4-5. С. 194-203.
2. Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др. Геологическое строение Казахстана. – Алматы: Академия минеральных ресурсов РК, 2000. – 396 с.
3. Борукаев Р.А. Формации и фазы тектогенеза в позднем докембрии и нижнем палеозое Центрального Казахстана // В кн.: Основные идеи М.А. Усова в геологии. - Алма-Ата: АН КазССР, 1960. - С. 359–380.
4. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. - Т. 1. Глубинное строение и геодинамика. Алматы, 2002. 234 с.
5. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, СО РАН, 2001. - 409 с.
6. Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология: учебник для студентов вузов. - М.: Издательский центр «Академия», 2008. - 464 с.
7. Кошкин В.Я. Палеозойды западной части Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и охрана недр. - 2008. - № 3 (28). - С. 2–10.
8. Куандыков Б.М., Ескожа Б.А. О перспективах расширения потенциала нефтегазовой отрасли страны. Алматы, КИОГЕ 2012.
9. Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчавов А.М. Тектоническое строение Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозое и в раннем-среднем палеозое. // Геотектоника, 2015, № 3. - С. 66-92.
10. Ужкенов Б.С., Мазуров А.К., Быкадоров В.А. и др. Палеогеография и геодинамика Казахстана и сопредельных территорий. В кн: Геонауки в Казахстане. Алматы, 2004. С. 39-54.
11. Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2010, № 1. С. 5-28.
12. Baibatsha A.B. Plumetectonics nature forming geological structures of Kazakhstan with large deposits and basins//Plate Tectonics at 50. William Smith Meetings 2017. London, 2017. – P. 104.
13. Baibatsha A. Geotectonics and geodynamics of paleozoic structures from the perspective of plume tectonics: a case of Kazakhstan. International Journal of GEOMATE, July, 2020, Vol.19, Issue 71, pp. 194-202. ISSN: 2186-2982 (P), 2186-2990 (O), Japan, DOI: <https://doi.org/10.21660/2020.71.31100>. Geotechnique, Construction Materials and Environment.

14. David A. Yuen, Shigerenori Maruyama, Shun-Ichiro Karato, Brian F. Windley. Superplumes: Beyond Plate Tectonics. 2007. XIV, ISBN: 978-1-4020-5749-6. 569 p.
15. Golonka J., Krobicki M., Pajak N., Zuchiewicz W. Global plate tectonics and paleogeography of southeast Asia. - Krakow, 2006. - 128 p.
16. Jean-Paul Montagner. Deep structure of Central Asia from seismic anisotropy. / Международная конференция «Науки о Земле». 22-23 ноября 2018, Ташкент. – PP. 9-11.
17. Joachim R.R., Ritter, Ulrich R. Christensen. Mantle Plums. 2007. VIII, ISBN: 978-3-540-68045-1. 502 p.
18. Pirajno. F. Ore Deposits and Mantle Plumes. 2000. ISBN: 978-0-412-81140-1. 576 p.
19. Scotese C.R. (1997) Quicktime Computer Animations, PALEOMAP Project Department of Geology, University of Texas at Arlington, Texas.
20. Scotese C.R., Elling R. (2017) Plumetectonics nature forming geological structures of Kazakhstan with large deposits and basins//Plate Tectonics at 50. William Smith Meetings 3-5 October 2017/2017. London, 2017, pp. 16-17.

УДК 553(571.151)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА В ПЕРЕХОДНЫХ ЗОНАХ ГОРНОГО АЛТАЯ

Барышников Г.Я.

*Алтайский государственный университет,
Россия
bgj@geo.asu.ru*

Аннотация. В работе рассматриваются геологические и геоморфологические условия формирования месторождений золота в Горном Алтае. Доказывается правомочность выделения переходных зон, как территорий наиболее благоприятных для формирования россыпей. Используются геологические и геоморфологические методы поиска и разведки, а также лабораторные исследования горных пород. Намечены перспективы обнаружения новых типов месторождений.

Ключевые слова: *Горный Алтай, переходная зона, россыпи золота, морфоструктура, кора выветривания.*

Введение. Относительно рельефа, расположенного между орогенными и равнинно-платформенными областями, термин «переходная зона» в

научную литературу был введен А.Г. Золотаревым (1976) и, после многолетних исследований в Восточной Сибири, трансформирован им же в термин «периороген» (Золотарев А.Г. 1989). Под этим определением автором понимались широкие, в сотни километров, территории, расположенные между горами и стабильными областями платформ, в которых со стороны внутренних границ проявляются признаки резонансно-тектонической активизации, наведенной со стороны орогенов и постепенно затухающей по направлению к внешним границам. В этом случае периорогены занимали обширные пространства равнинных территорий как европейской части России, Западной и Восточной Сибири, так и других регионов страны.

Позднее нами (Барышников Г.Я., 1992) площадь переходных зон в значительной степени была ограничена и в нее вошли лишь отроги гор. Переходная зона или зона компенсации, в нашем понимании, - это участки земной поверхности, расположенные между активно развивающимися горами и испытывающими погружение предорогеными впадинами, с минимальным проявлением неотектонических движений как положительного, так и отрицательного знаков, с характерным для данной зоны низкогорным рельефом. При этом во внимание принимается не компенсация тектонических процессов отрицательного знака накоплением мощных рыхлых толщ во впадинах и предгорьях, либо воздыманием горной страны с усилением экзогенных процессов приводящих к срезанию гор, а компенсация разнонаправленных движений земной коры, которые приходится на зону сочленения блоков этой коры и занимают определенное пространство по площади.

Данная территория значительно уступает по размерам Алтайскому периорогену, в понимании А.Г. Золотарева. При ее выделении мы руководствовались принципом определения основного ведущего фактора рельефообразования - неотектоники, при обязательном отражении его в рельефе. В то время как, придерживаясь точки зрения А.Г. Золотарева, необходимо было признать, что формирование рельефа переходных зон может быть вызвано причинами, отсутствующими на конкретной территории. В частности, заполнение предорогеновых депрессий продуктами разрушения происходит в результате усиления экзогенных процессов в горах, находящихся далеко от данной зоны. Такой отрыв причины от следствия и заставил нас искать новое содержание определения «переходная зона».

Методика и объект исследования. Основанием для выделение переходной зоны Алтая, как самостоятельного морфоструктурного образования в рельефе гор, послужила практика проведения на протяжении свыше 30 лет геолого-съёмочных и геоморфологических работ 1:50000 масштабов, поисково-разведочных работ более крупного масштаба на перспективных для поиска россыпей золота участках, с проведением разведочного и картировочного бурения, широкого использования метода шлихового опробования водотоков. В лабораторных условиях проводились спектральный и петрографический анализы образцов горных пород. Для

установления абсолютного возраста аллювиальных и ледниковых образований содержащих золото использовалось радиуглеродное датирование органических остатков по ^{14}C , спорово-пыльцевой, палеокарпологический и микрофаунистический анализы и также метод оптического стимулирования люминесценции (ОСЛ).

Переходная зона Алтая протягивается с юго-запада на северо-восток, занимая при этом низкогорья (рис. 1). С севера к ней приключается Предалтайская предгорная равнина до субширотного отрезков Катунь и Оби (Атлас ..., 1978), а с юга среднегорный рельеф - отроги хребтов Сумультинского, Иолго, Семинского, Чергинского, Ануйского, Башчелакского, Тигирекского, Убинского, Ивановского. Ширина зоны в Горном Алтае не постоянна и изменяется от 50 до 150 км.

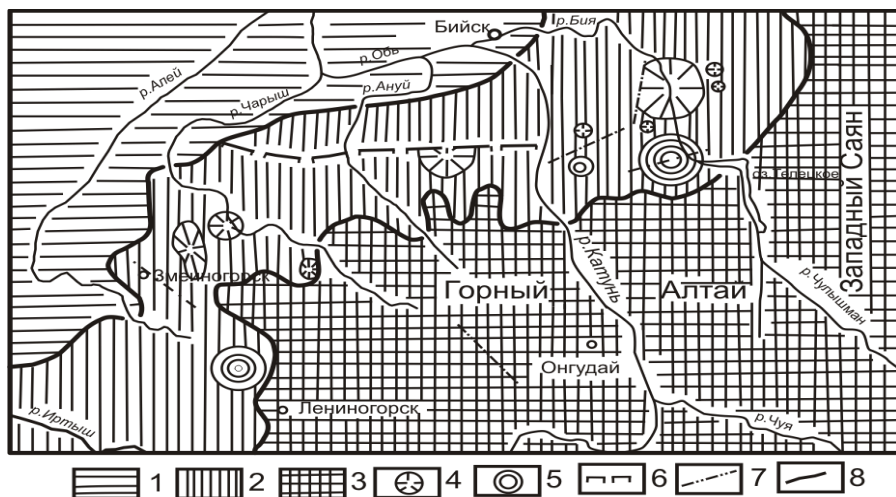


Рис. 1. Схема расположения переходной зоны Алтая (по Г.Я. Барышникову, 1992)
 1 – предалтайский прогиб; 2 – переходная зона; 3 – Горный Алтай; 4 – купольные морфоструктуры; 5 – кольцевые морфоструктуры; 6 – региональный разлом «Фас Алтая»; 7 – тектонические разломы, испытавшие подновление в четвертичное время; 8 – границы переходной зоны.

Обсуждение результатов. Прикладное значение изучения рельефа переходных зон заключается, прежде всего, в возможности выявления условий сохранения и переформирования россыпных месторождений. Если обратиться к истории разведки и эксплуатации таких россыпей на Алтае (Лузгин Б.Н., 1994), то не трудно заметить, что все они или почти все приходятся именно на эту зону.

Установленные нами этапы развития рельефа переходной зоны позволили наметить перспективные участки на поиски таких россыпей. Как

известно, концентрация тяжелых минералов в руслах рек непосредственно связана с начальным этапом развития современного рельефа и, прежде всего, с образованием коры выветривания. Согласно предложенной нами модели (Барышников Г.Я., 1989, 2012) развития поверхностей выравнивания и связанных с ними коры выветривания следует, что эти образования не имеют площадного распространения. Они приурочены к определенному гипсометрическому уровню рельефа и, как установлено, сформировались за сравнительно короткий промежуток времени. Естественно, неглубокая проработка материнских пород вряд ли должна была завершиться формированием крупных месторождений, связанных с корой выветривания. Однако разделение минералов по стойкости к выветриванию здесь все-таки происходило. По мнению В.П. Студеникина (1970), высвобождение такого минерала, как золото, рассеянного в кварцевых жилах, зонах сульфидной минерализации и главным образом в магнетитовых скарнах, способствовали процессы химического выветривания, широко проявившихся в конце мезозоя - начале кайнозоя и в олигоцен-миоценовое время.

Химическое выветривание, обусловившее полную дезинтеграцию пород с рассеянным в них золотом, сделало возможным его концентрацию в своего рода зонах вторичного обогащения коры выветривания. О масштабах процесса химического выветривания пород можно судить по остаткам коры выветривания, в частности, на хребте Бийская Грива, где мощность пёстроцветных глин и структурного элювия на габбро-диабазе и известняках достигала нескольких десятков метров. Последующий размыв продуктов химического выветривания приводил к дальнейшей концентрации золота в руслах рек.

К сожалению, все усилия геологов-практиков до 90-х годов прошлого столетия были направлены на поиски в Горном Алтае коренных источников благородных металлов. Несмотря на то, что отработка россыпных месторождений по притокам рр. Лебедь, Кондомы и Мрассу велась с начала XIX в. и в исследуемом районе прекратилась после Великой Отечественной войны, попыток планомерного изучения рельефа и развития гидрографической сети, не предпринималось. Лишь в последние перестроечные годы наметился незначительный сдвиг в этом направлении, вызванный нехваткой запасов золота в стране. В это время в планах прироста запасов металла все большее значение приобретают месторождения, связанные с погребенной, поднятой и перестроенной гидросетью. При этом геоморфологические формы, к которым приурочены эти россыпи в современном рельефе либо слабо, либо совсем не изучались.

Определение наиболее рационального направления поиска россыпных месторождений невозможно без тщательного анализа всей совокупности рельефообразующих процессов и создаваемых ими форм рельефа. Это и являлось одной из главных задач наших исследований.

Как мы уже отмечали, переходная зона или зона компенсации относится к районам с медленными колебательными неотектоническими движениями.

Весь ход истории развития рельефа доказывает это. Суммарные неоген-четвертичные деформации здесь достигали первых сотен метров, в то время как Центральный и Юго-Западный Алтай были приподняты на высоту более 3000-4000 м, а Предалтайская низменность погрузилась на 400-500 м. Поэтому не случайно все известные ранее россыпные месторождения приурочены именно к переходной зоне.

Для более целенаправленного поиска россыпных месторождений необходимо знать особенности и последовательность формирования гидрографической сети. Проведенные нами исследования позволяют считать, что речная сеть региона, заложенная в неоген-четвертичное время, претерпела значительные перестройки. На ранних этапах своего развития гидросеть имела субмеридиональное направление стока, но часто не совпадала с направлением современных долин. В конце плиоцена - начале четвертичного периода в районе Телецкого озера существовала, по-видимому, палеорека, берущая начало в горах Алтая и имевшая сток в систему р. Томь. В плане обнаружения редкометалльных россыпей наибольший интерес представляет, пожалуй, участок северной оконечности Телецкого озера - верховье рр. Байгол, Клык и Лебедь. Этот участок практически не изучен, но косвенные признаки присутствия золота здесь имеются. Опробованные моренные отложения и аллювий водотоков (Кривчиков А.В., Барышников Г.Я., 1976) в бассейне р. Клык показали присутствие золота. Золото в моренах связывается с двигавшимся от Телецкого озера ледником, захватившим, по-видимому, древнюю россыпь плиоцен-четвертичного возраста. Отмечается золото и по притокам вышеназванных рек.

Геологический разрез моренных отложений, вскрытый карьерными работами в верховьях р. Клык, представлен тремя пачками, общей мощностью около 10 м (рис. 2). Верхняя пачка сложена валунно-галечниковыми отложениями, связанных гравийно-песчаным материалом, мощностью 3 м. Средняя пачка имеет грубую слоистость и состоит, в основном, из галечника с включениями редких валунов. Слоистость подчеркивается и цветовой окраской. Мощность пачки 2 м. В основании разреза, с косослоистым залеганием обнажается песчано-галечниковый материал, мощностью около 5 м.

Из песчаного материала были отобраны пробы на ОСЛ-датирование, по которым были получены две даты: $47,6 \pm 5,5$ тысяч лет (GdTL-2950) и $55,3 \pm 6,2$ тыс. лет назад (GdTL-2949). Среднее значение из полученных дат составляет около 50 тыс. лет.

По-видимому, в низовьях и верховьях Телецкого озера моренные комплексы были сформированы разными ледниками. На большей части меридионального отрезка озера, ледника в позднем неоплейстоцене не было. Артыбашский и клыкский моренные комплексы были сформированы более ранним ледником, спускавшимся, скорее всего, с восточного склона Телецкого озера, на что обращала свое внимание М.С. Калецкая (1948). Исходя из ОСЛ датировок, ледник существовал в первой половине позднего неоплейстоцена в

зырянскую эпоху около 100 тыс. лет назад. После деградации этого ледника (около 50 тыс. лет назад) мореная подпруда в районе с. Артыбаш еще некоторое время существовала. Как показано в работе (Baryshnikov G., Panin A., Adamiec G., 2016), она была прорвана между 35-40 тыс. лет назад, и с этого времени отсчитывается современная история Телецкого озера, что подтверждает давнюю оценку такого возраста (Бубличенко Н.Л., 1946).



Рис. 2. Водно-ледниковые отложения в верховье р. Клык, к северу за перевалом от Телецкого озера

Попытка реконструкции древней гидрографической сети была предпринята в свое время Ю.П. Казакевич и З.Н. Шваревой (1950) для бассейна р. Лебедь. Поиск точных контуров палеодолин притоков основной реки – Бии, представляет несомненный интерес. За ориентир можно принять связь и пространственную ориентацию таких долин с отработанными аллювиальными россыпями в районе хр. Бийская Грива. Нами здесь выполнены специальные геоморфологические исследования, с целью обеспечения геологов-практиков геоморфологическими картами 1:25000 масштаба и проведения реконструкции условий россыпеобразования.

Участок расположен на северо-востоке Горного Алтая в пределах переходной зоны, в бассейне р. Сия. В состав водотоков входят непосредственно сама р. Сия, общей протяженностью на изучаемом отрезке долины около 9 км. Продолжением ее от притока р. Каменная Сия является р. Большая Сия, протяженностью свыше 10 км. Основные притоки рр. Сии и Большой Сии впадают в водоток с севера и имеют схожий плановый рисунок. Левые притоки р. Сии, как правило, короткие. Общий уклон поверхности намечается с северо-востока на юго-запад, что подтверждается диаграммами-

роз (рис. 3), а также расположением основных хребтов Талавар и Бийская Грива.

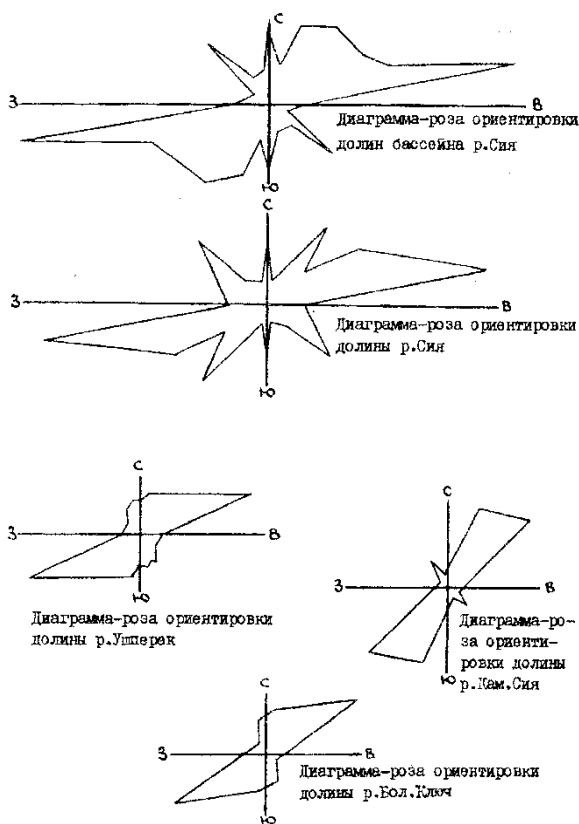


Рис. 3. Диаграммы-розы ориентировки долин рек на Сиинском золотоносном участке

Плановый рисунок гидросети относится к дендритовидному типу, что указывает на постепенное нарастание длины водотоков за счет увеличения площади бассейна в верховьях рек. В связи с этим, здесь вряд ли можно допустить существование крупных перехватов речных долин, резко меняющих сток последних. На основании этого предполагается, что нижние участки долины р. Сии по времени заложения будут древнее верховий. И хотя здесь буровыми скважинами не обнаружены древние красноцветные галечниково-гравийные аллювиальные осадки, подобные вскрытым в районе, так называемой «Сиинской Ямы», где в прошлом эксплуатировалась богатая россыпь, тем не менее, это же обстоятельство подтверждает, что в низовьях

рек, за счет их длительной истории развития, а соответственно и большего вреза, произошел размыв древней красноцветной толщи.

Высотные отметки гор и поверхностей водоразделов указывают на низкорельефный тип рельефа. Максимальные значения приближаются к 700 м абсолютной высоты, минимальные к 360 м. Таким образом, энергия рельефа составляет почти 300 м. Этим и обусловлен достаточно спокойный характер рельефа, с плавными переходами на склонах, горизонтальными водораздельными пространствами. Спокойный характер рельефа нарушается лишь в долине р. Сия, где за счет активного вреза реки, борта долины круче, часто с отвесными скальными выходами горных пород, что обусловлено заложением глубинных разломов.

Приспосабливаясь к ослабленным тектоническим зонам, река размывала породы фундамента, препарировала отдельные геологические тела. Примером последнего является район устья правого притока - р. Ушперек, где по плановому рисунку гидросети, выходу на дневную поверхность коренных пород определенного состава, нами выделяется морфоструктура купольного типа (рис. 4). Как мы уже отмечали (Барышников Г.Я., 1982), здесь возможны проявления ряда полезных ископаемых, в том числе и проявления золота. Все зависит от степени эродированности подобных морфоструктур, сохраняющих в своей экзоконтактовой части бронирующий покров, со значительным метаморфическим и гидротермальным изменением горных пород.

При выделении морфоструктур подобного типа непременным условием должно быть существование интрузий. В данном случае выходы интрузивных пород гранит-порфирового состава имеются в самой южной части купола, протяженностью вдоль борта р. Сия около 1 км. Общая же площадь выхода интрузии на дневную поверхность по геологической карте составляет 0,25 км². Основную группу пород слагающих морфоструктуру представляют известняки, глинистые сланцы, алевролиты и песчаники нижне-верхнекембрийского возраста. Геологические структуры осложняются существованием глубинных разломов и зон трещиноватости. Все это создает благоприятные предпосылки для формирования рудопроявлений золота. Поисковыми работами предшественников именно здесь были найдены породы с содержанием полезного компонента в коренном залегании. Они были приурочены к зонам выщелачивания и за счет интенсивной лимонитизации и омарганцевания с сульфидной минерализацией, получивших название «железные шляпы». Совсем не обязательно, чтобы «железные шляпы» были связаны с корами выветривания и находились на определенном гипсометрическом уровне, приуроченному к поверхностям выравнивания, которые в данном районе также выделяются. Они могут находиться в любом месте, в том числе и у уреза воды реки, как это наблюдалось нами в правом борту р. Сия.

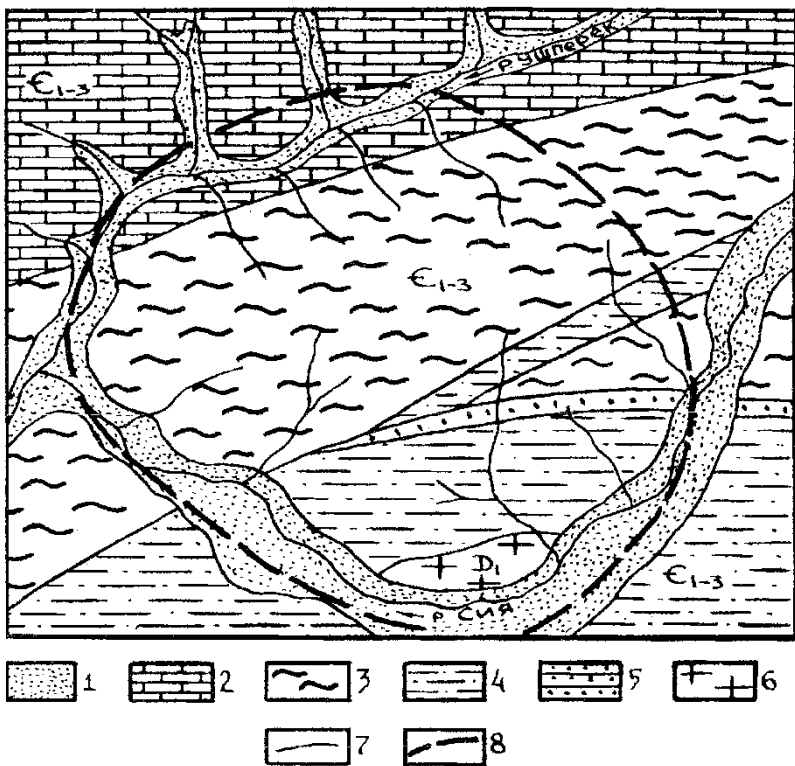


Рис. 4. Ушперекская купольная морфоструктура

1 – аллювиальные отложения, 2 – известняки, 3 – глинистые сланцы, 4 – алевролиты, 5 – песчаники, 6 – гранит-порфиры, 7 – геологические границы, 8 – контуры морфоструктуры.

Встречаясь на разных гипсометрических уровнях «железные шляпы» не могут быть одним из главных признаков при выделении кор выветривания и связанных с ними поверхностей выравнивания. Они могут быть пространственно увязаны с существованием купольных морфоструктур, либо с особенностями геолого-тектонического строения фундамента.

Несмотря на то, что интрузивное тело гранит-порфирового состава наблюдается локально, есть основание предполагать о его близком залегании к дневной поверхности в центральной части морфоструктуры, возможно с пологим залеганием кровли на юге и крутым падением на севере, что подчеркивается центробежным характером гидросети. Относительно же выявления россыпей, благоприятными могут оказаться долины ручьев стекающих с поверхности морфоструктуры на юг, юго-восток и юго-запад.

Анализ построенной нами геоморфологической карты показывает, что в средних частях ручьев выделяется пологий, созданный эрозией, но существенно переработанный денудацией, рельеф речных долин, могущий служить ловушками полезного компонента. Размеры таких участков долин в разных ручьях изменяются от 250 до 400 м, при ширине в 50-125 м. Россыпей со значительным содержанием золота здесь ожидать не приходится, но их находки могут служить важным критерием для поиска и разведки коренного источника благородного металла. Вполне возможно, что именно отсюда шла подпитка россыпей известных по р. Ушперек и по р. Сия. Связь рельефа с геологическим строением фундамента прослеживается не только через морфоструктуру с интрузивным комплексом пород, отмечаются они и при наличии терригенно-осадочных и карбонатных образований, что выясняется при анализе поверхностей выравнивания.

Также как и для речных долин, для поверхностей выравнивания, вне зависимости от их пространственной ориентации, отмечается общий уклон с северо-востока на юго-запад. Занимая водораздельные пространства, они узкой полосой при ширине 100-150 м, унаследуют направление водотоков. Располагаясь на различных гипсометрических отметках, поверхности выравнивания, созданные комплексной денудацией, срезают древнее складчатое основание, образуя цокольный пенеплен. По пространственному положению выделяются поверхности выравнивания меридионального и субмеридионального направлений, а также поверхности выравнивания субширотной ориентации. Первые располагаются на абсолютных отметках в 460-600 м, вторые на высотах 530-670 м. Отличаясь друг от друга по абсолютной высоте, в то же время эти поверхности имеют среднее превышение за счет общего уклона с северо-востока на юго-запад, в 140 м. При анализе геоморфологической карты и привязки к ней выделенных поверхностей выравнивания выявлена строгая зависимость данных уровней от литологического строения фундамента. А именно: все субмеридионально и меридионально ориентированные поверхности выравнивания развиваются только по карбонатным и частично по терригенным породам нижнекембрийского возраста, состоящих из известняков. В то время как, поверхности выравнивания ориентированные в субширотном направлении преимущественно по алевролитам, песчаникам, гравелитам, конгломератам, глинистым сланцам, реже туфам основного состава и туффитам. Такая особенность отбрасывает все сомнения об отсутствии единства выделенных поверхностей. В данном случае речь идет о единой поверхности выравнивания, но имеющей за счет различий в литологическом составе пород фундамента, а соответственно и разной скорости выветривания и денудации, два уровня планации. Такая селективная денудация свойственна для переходной зоны.

Как полагает большинство исследователей, денудационные формы рельефа развиваются во вторую, стабильную фазу геоморфологического цикла, характеризующуюся относительно спокойным тектоническим

режимом и господством процессов денудации. Процессы морфогенеза в первой фазе идут по типу восходящего развития, а во второй - нисходящего, что обуславливает различие горного рельефа, находящегося в первой и во второй фазах развития. Горный рельеф в фазе нисходящего развития характеризуется преобладанием вогнутых форм склонов, господством широких долин с невысокими террасами, значительным развитием долинных педиментов, сглаженностью водоразделов, широким развитием структурно-денудационных и литоморфных форм.

По большинству из перечисленных признаков изучаемый район относится к фазе нисходящего развития. Однако, здесь же присутствуют формы денудационного рельефа, которые можно отнести и к восходящему типу - выпуклые склоны долины р. Сия, нижних отрезков долин притоков рр. Ушперек, Каменная Сия, Большой Ключ, гребневидные водоразделы и т.д. Все это свидетельствует о приуроченности данной территории к переходной зоне, куда относится и весь Северо-Восточный Алтай (Барышников Г.Я., 1991).

Проведенные в последние десятилетия поисковые и разведочные работы на золотые и редкометалльные россыпи не только в Горном Алтае, но и на сопредельных территориях, показали большие перспективы обнаружения месторождений связанных с древними плиоцен-четвертичными долинами на Салаире, Калбе и в Кузнецком Алатау, рельеф которых соответствует рельефу переходной зоны (Нестеренко Г.В. и др., 1969; Нестеренко Г.В., 1991), а своевременный вывод Е.Д. Шпайхера и Б.Н. Зимоглядова (1969) о золотоносности речных долин низкогорной части северо-западной окраины Кузнецкого Алатау, значительно расширил перспективы этого района в конце 70-х годов прошлого столетия, когда в бассейне р. Золотой Китат были обнаружены россыпи золота не только по долинам рек, но и на увалах и водораздельных пространствах. По описанию Е.Д. Шпайхера и других эта территория представляет собой низкогорный эрозионно-аккумулятивный рельеф с относительными превышениями до 200 м, плоскими водораздельными пространствами с сохранившимися реликтами поверхности выравнивания и широкими речными долинами. Склоны водоразделов покрыты делювиальным шлейфом. Это и есть типичный рельеф переходной зоны Кузнецкого Алатау.

Заключение. Проведенный анализ геологических и геоморфологических условий формирования месторождений россыпного золота в переходных зонах Горного Алтая позволяет сделать следующие выводы. Без всякого сомнения, все известные россыпи золота сформировались в низкогорьях этой горной страны, но причины их образования могут быть различными:

- за счет разрушение древней гидрографической сети, содержащей россыпи золота в моренах во время продвижения ледника;
- высвобождение золота из кварцевых жил, зон сульфидной минерализации и из магнетитовых скарнов в результате химического

выветривания, с последующим образованием и разрушением коры выветривания;

- источником поступления тяжелого металла в россыпь могут быть купольные морфоструктуры, в основе которых находится интрузивное тело с метаморфически измененными горными породами в экзоконтактовой части интрузии.

Таким образом, обнаружение россыпных месторождений золота в Горном Алтае далеко не ограничены. Весьма перспективным может быть поиск золота, связанное с существованием купольных морфоструктур, которых в пределах переходных зон выделяется достаточное количество.

Литература

- Атлас Алтайского края. М.-Барнаул, 1978. Т.1. - 222 с.
- Барышников Г.Я. Купольные и кольцевые морфоструктуры Алтая // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края: Тез. докл. научн.-техн. конф. - Барнаул, 1982. С. 65-68.
- Барышников Г.Я. Древние поверхности выравнивания и корообразовательные процессы на территории Горного Алтая // Геоморфология, 1989. № 2. С. 57-61.
- Барышников Г.Я. Зональность интенсивности эрозионных процессов в горных странах (на примере Горного Алтая) // Экзоген. процессы на террит. Алт. края: Тез. докл. научн.-практ. конф. - Барнаул, 1991. С. 57-58.
- Барышников Г.Я. Рельеф переходных зон горных стран. – Барнаул: Изд-во Алт. гос. ун-та, 2012. – 499 с.
- Бубличенко Н.Л. Еще к вопросу о происхождении Телецкого озера // Изв. Всесоюз. географ. об-ва СССР, 1946. Т. 78. Вып. 4. С. 443-448.
- Золотарев А.Г. Переходный рельеф между орогенными и равнинно-платформенными областями // Геоморфология, 1976. № 2. С. 26-35.
- Золотарев А.Г. Перигорогенные территории Советского Союза // Геоморфология, 1989. № 2. С. 26-36.
- Казакевич Ю.П., Шварева З.Н. Отчет Алтайской тематической партии за 1949 г. М., 1950. - 72 с.
- Калецкая М.С. Развитие рельефа Северо-Восточного Алтая // Тр. ин-та географии АН СССР. - М., 1948. Вып. 39. С. 71-81.
- Кривчиков А.В., Барышников Г.Я. Роль ледниковой деятельности и формирование редкометалльных и золотоносных россыпей в бассейне р. Клык (Горный Алтай) // Вопросы геоморфологии Алтайского края. - Л., 1976. С.18-19.
- Лузгин Б.Н. Связь россыпей и рудных месторождений золота на Алтае // География и природопользование Сибири. Барнаул, 1994. № 1. С.120-132.
- Нестеренко Г.В. Прогноз золотого оруденения по россыпям (на примере районов юга Сибири). - Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1991. - 190 с.
- Нестеренко Г.В., Даргевич В.А., Евдокимов Е.И. Мезозойские и кайнозойские россыпи на юге Западной Сибири // Геология россыпей юга Западной Сибири. - М., 1969. С. 5-31.
- Студеникин В.П. Роль коры выветривания в образовании россыпных месторождений золота Северо-Восточного Алтая // Матер. научн.-практ. конф. - Новокузнецк, 1970. С. 95-96.

Шпайхер Е.Д., Зимоглядов Б.Н. Золотоносность речных долин низкогорной части северо-западной окраины Кузнецкого Алатау // Геология россыпей юга Западной Сибири. - М., 1969. С.149-154.

ЦИРКОНЫ В ПЕСКАХ ОКРАИН ТУРКЕСТАНСКОГО ОКЕАНА (ЭДИАКАРИЙ – ДЕВОН): ПОДТВЕРЖДЕНИЯ И ОТКРЫТИЯ

Бискэ Ю.С.¹, Алексеев Д.В.², Конопелько Д.Л.¹, Ершова В.Б.¹

*¹ Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия*

*² Геологический институт Российской Академии наук,
Москва, Россия*

1. Работы В.Г. Королева по геологической истории и динамике конца докембрия и начала палеозоя в Тянь-Шане составили эпоху в изучении событий этого периода и позволили прийти к достоверным выводам, несмотря на ограниченный арсенал методов, среди которых главное место занимала классическая стратиграфия, с добавлением палеонтологических данных и некоторых изотопных определений. В последние годы новые возможности открылись благодаря применению метода массового U-Pb датирования зерен циркона в обломочных породах, что позволило 1) уточнить или пересмотреть (по наименьшим возрастам зерен) время отложения, 2) определить источники сноса и дать характеристику тектоно-магматических событий на сопредельных континентальных и островодужных территориях.

2. Для Южного Тянь-Шаня классическим является вопрос существовании докембрийского континентального фундамента и о времени его раскола с образованием «геосинклинали» (в старой терминологии) или Туркестанского океана, разделившего малые континенты бывшей окраины Родинии – Гондваны, в данном случае Тарима – Каракума на юге и Срединного, а также Центрального (в Китае) Тянь-Шаня на севере.

3. Предлагаются к обсуждению следующие результаты опробования и датирования обломочных цирконов из толщ эдиакария – девона Южного Тянь-Шаня (ЮТШ).

1) В западной части ЮТШ (Узбекистан и Таджикистан) широко представлены толщи древних турбидитов или ритмитов, перекрывшие базальты и кремни стадии океанского раскрытия, а в дальнейшем в разной степени метаморфизованные (ягнобская, катармайская, джургантауская, учдуктауская). Они содержат песчаный материал с преобладанием цирконов терминального протерозоя, отложенный вследствие размыва активной в это

время окраины южного континента (Родинии, затем Гондваны). Возраст ягнобской серии и ее аналогов, по самым поздним цирконовым кластерам (600-530 млн. л), эдиакарский, до раннего кембрия (рис. 1). Источником обломочного материала в эти периоды были высокотемпературные метаморфиты и гранитоиды, эксгумированные в составе аккреционных комплексов конца протерозоя (1000–535 млн л., чаще всего 650–550 млн л.) и подобные представленным в гармском комплексе Таджикистана. Ныне они входят в состав фундамента Каракум-Таджикского континентального массива на юго-западе ЮТШ или даже целиком его образуют.

2) Осадочные толщи в составе метаморфитов северного фланга ЮТШ, ныне образующие верхние тектонические покровы ЮТШ (канская Южной Ферганы, атбашинская, балыктинская свиты или серии в Атбашинском – Джаныджерском хребтах), были отложены в конце силура – девоне. Главный источник обломочного материала для них – надсубдукционный магматизм конца ордовика – начала силура, вызванный общей конвергенцией литосферных плит, образованием и аккрецией островных дуг и активных окраин, т.е. вероятным сокращением Туркестанского океана. Докембрийский материал в толщах канского типа присутствует в разном объеме и включает гренвилльский (1100-900 мл) компонент. Метаморфизм этих толщ имел место много позже, в конце раннего – начале среднего карбона, и происходил как результат субдукции в аккреционной призме срединно-тяньшаньской окраины Казахстана (рис. 2). При этом основная часть вулканического материала островных дуг конца ордовика и начала силура оказалась поглощенной в мантии или нижней коре и лишь небольшие фрагменты могут наблюдаться на современной поверхности (горы Бозбутау в северной Фергане, часть метаморфитов Кассана, северное подножие Атбашинского хребта).

Небольшие фрагменты силурийских (в основном, верхнего лландовери) вулканитов в Южной Фергане и Кызылкумах, обильный цирконовый материал этого возраста, а также конца ордовика, в силурийских и более молодых турбидитах указывают на присутствие островной дуги или дуг также во внутренней части Туркестанского океана. Кроме того, активными были в это время северные (в современных координатах) окраины Таримского и Каракум-Таджикского континентов, ныне составляющие южный фланг ЮТШ.

3) Внутри Южнотяньшаньского (Туркестанского) океана, после его образования в течение эдиакария – ордовика, сохранялись микроконтиненты (МК) с докембрийской корой, затем вошедшие в фундамент Кызылкум-Алайской, Ош-Уратюбинской и возможно других карбонатных отмелей девона - карбона. В результате позднепалеозойского коллизионного поглощения, на современной поверхности докембрий крайне редок (граниты в меланже южного Карачатыра, 624 млн. л). Однако сохранились фрагменты древних чехлов, включающие вулканогенно-обломочный материал (кембрий Туркестанского хр. на р. Рабут, с пиком в спектре возрастов цирконов 550-540 млн. л, и др., рис. 1), и возможно энсиалических дуг того же возраста (Карачатыр, междуречье Акбуры – Киргизаты). Состав континентального

фундамента этих МК, ввиду их изоляции батинальными пространствами Туркестанского океана как на юге (р. Зеравшан – южные склоны Алайского хребта -- Кокшаал), так и на севере (главный офиолитовый шов ЮТШ) может быть достоверно установлен по спектрам обломочных цирконов в песчаниках нижнего – среднего палеозоя. Распределения, полученные нами из песчаников бывших чехлов и склонов этих МК, в целом обычны для докембрийских спектров региона, включая Тарим и Срединный Тянь-Шань (максимумы 2400-2700, 1800-2200, 700-1000 млн. л), но местами (девонские караджегачские-джидалинские песчаники Южной Ферганы, верхнекембрийские рабутские песчаники таджикской части Туркестанского хр.) заметно отличаются выраженными пиками в интервале 650-550 млн.л. Присутствие цирконов с эдиакарскими возрастaми предполагает, что древние микроконтиненты внутри ЮТШ по крайней мере на западе области представляют фрагменты Каракум -Таджикского массива, где породы с аналогичными возрастaми имеют широкое распространение.

4) Возраст цирконов из песчаников окраины Тарима (Ферганский хребет, а также китайская часть Кокшаала – Халыктау) согласуется с палеонтологическими данными и подтверждает переход этой окраины в пассивную стадию и интенсивный размыв в конце девона. Неожиданным оказался средне?-позднедевонский возраст также шалдыракских песчаников Ферганского хребта, которые в таком случае могут указать восточное продолжение области сноса с Кызылкум-Алайского МК внутри Туркестанского океана.

5) Каракум-Таджикский континент, с учетом эдиакарско-кембрийской аккреции на его северной (в современных координатах) окраины и отсутствия карбонатов кембрия – нижнего ордовика в чехле, может быть переходным звеном от Восточной Европы к Тариму и другим континентам Гондванского происхождения.

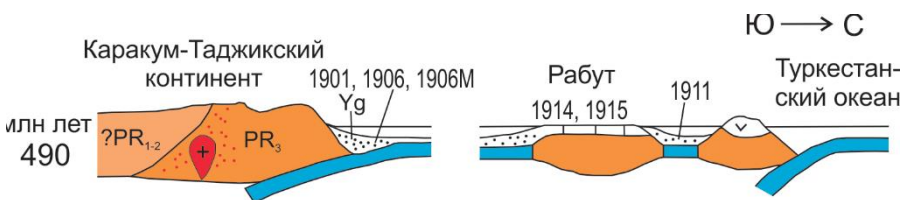


Рис.1. Реконструкция южной окраины Туркестанского океана к концу кембрия.

Рабутский блок (микроконтинент) покрыт известково-песчаными осадками. Yg – ягнбская серия (эдиакарий – нижний кембрий), цифрами обозначены номера проб.

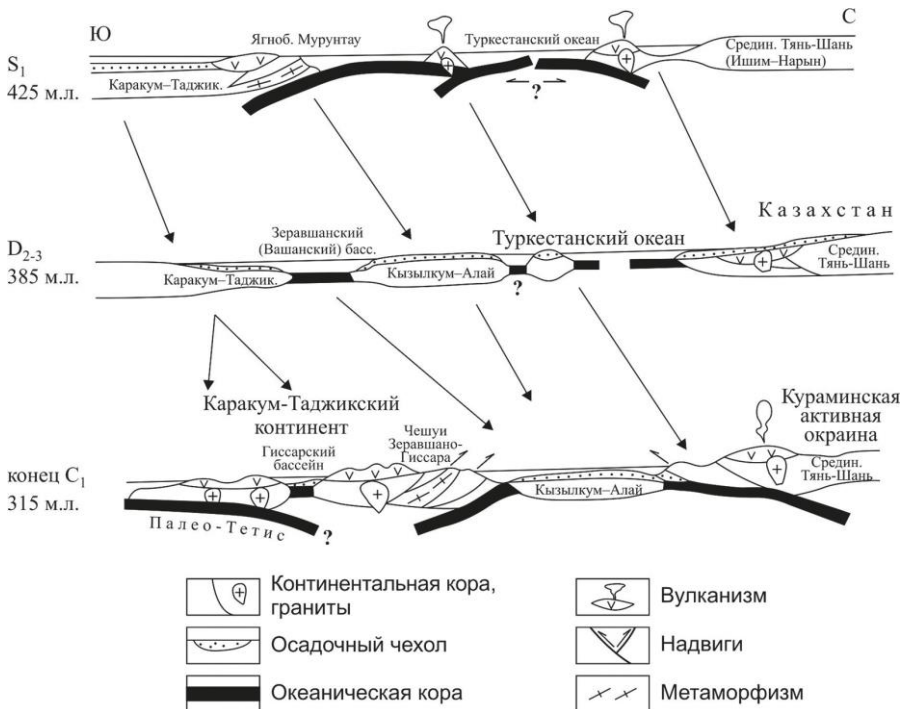


Рис.2. Реконструкция доколлизийного развития окраин Туркестанского океана. Рабутский блок к девону вошел в состав Кызылкумо-Алайского микроконтинента.

Литература

- Бискэ Ю. С. Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу. Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 416-462.
- Alexeiev D. V., Biske G. S., Kröner A., Tretyakovy A. , Kovach V. , Rojas-Agramonte Y. Ediacaran, Early Ordovician and early Silurian arcs in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan. Journal of Asian Earth Sciences. 2020, 190, 104194.
- Alexeiev D. V., Kröner A., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Biske Yu. S., Wong J., Geng H. Y., Ivleva E. A., Mühlberg M., Mikolaichukh A. V., Liu D. Middle to Late Ordovician arc system revealed in the Kyrgyz Middle Tianshan: from arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin. Gondwana Research, 2016. 39, 261–291.
- Biske, Yu.S., Alexeiev D.V. , Ershova V.B. , Priyatkina N.S., DuFrane S.A., Khudoley A.K. Detrital zircon U-Pb geochronology of middle Paleozoic sandstones from the South Tianshan (Kyrgyzstan): Implications for provenance and tectonic evolution of the Turkestan Ocean. Gondwana Research. 2019, 75 , 97–117.
- Huang He , Zhang Zhaochong, Santosh M., Cheng Zhiguo , Wang Tao. Crustal evolution in the South Tianshan terrane: constraints from detrital zircon geochronology and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt. Geological Journal, 2018, 1-22.
- Konopelko D., Biske Yu.S., Kullerud K., Ganiev I., Seltmann R., Brownscombe W., Mirkamalov R. Wang B., Safonova I., Kotler P. , Shatov V., Sun M., Wong J. Early

Carboniferous metamorphism of the Neoproterozoic South Tien Shan-Karakum basement: New geochronological results from Baisun and Kyzylkum, Uzbekistan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019. 177, 275–286.

Konopelko D., Klemd R., Mamadjanov Y., Hegner E., Knorsch M., Fidaev D., Sergeev S. Permian age of orogenic thickening and crustal melting in the Garm Block, South Tien Shan, Tajikistan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015. 113, 711–727.

Worthington J. R., Kapp P., Minaev V., Chapman J. B., Mazdab F. K., Ducea M. N., Oimahmadov I., Gadoev M., 2017. Birth, life, and death of the Andean-syn collisional Gissar arc: Late Paleozoic tectono-magmatic-metamorphic evolution of the southwestern Tian Shan, Tajikistan. *AGU Publications*, 2017. 36 (10).

УДК: 551.8(235.216)

БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ ИСКОПАЕМЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ ПРИЗНАКИ НА ТЯНЬ-ШАНЕ

Гончар А.Д.¹, Дженчурасва А.В.², Смирнов А.Н.³

¹ *Институт геологии и геофизики Госкомгеологии РУз, Ташкент, Узбекистан,*

² *Институт геологии НАН КР, Бишкек,*

³ *ГП Восточно-Узбекистанская ГСЭ Госкомгеологии РУз*

Аннотация. Рассмотрены известные авторам фрагменты береговых линий ископаемых морских бассейнов на территории Узбекистана, Кыргызстана и Таджикистана. Приведены признаки их выделения и характера – от пологих пляжей до скальных берегов. Выяснение характера ископаемых берегов, климата эпохи осадконакопления и фациальных зон бассейнов является актуальной задачей при выяснении участков, фациально благоприятных для накопления широкого спектра рудных и нерудных полезных ископаемых.

Ключевые слова: *морской бассейн, шельф, волноприбойные ниши, абразия, клиф, бенч, типы берегов.*

Введение. Современные школы литологии, отличающиеся методическими приемами и, особенно, терминологией, при восстановлении обстановок осадконакопления изучаемых толщ, часто исходят, в первую очередь, из поиска и анализа содержащихся в них биогенных и механогенных текстур. Важное значение имеет и анализ состава осадочных толщ, наличие в них характерных для различных климатических обстановок прошлого полезных ископаемых (соли, угли и др.), растительных и животных остатков,

окраски отложений. Не всегда окраска толщ может быть первичной и отвечать климатическим условиям времени седиментации. В результате воздействия эпигенетических процессов первичная сероцветная окраска толщ, часто присущая холодноклиматическим обстановкам седиментации, способна приобрести красноцветные тона, характерные для отложений в жарком климате (2). Сложность палеогеоморфологических исследований в фанерозойских осадочных отложениях зависят не только от возраста изучаемых отложений, но и от обстановок, в которых они формировались и сохранялись. При этом, развитие морской и наземной органической жизни постоянно усложнялось от палеозойского этапа до более молодых периодов, временами почти полностью уничтожаясь природой. Не смотря на многолетние изучение наземных и прибрежно-морских отложений, оставленных древними бассейнами, мы часто имеем возможность реконструкции лишь их фрагментов.

Остается малоизученной проблема «эпиконтинетального Ферганского бассейна», часто упоминаемого в работах тектонистов и стратиграфов. Почти принята версия о связи Ферганского палеозойского бассейна с Русским, подтверждаемая общностью многих видов морских организмов карбона и перми, ранее высказанная Ф.Р.Бенш (5), геофизики находят теперь свидетельства этой связи (17). Кроме того, почти не изучена связь Ферганы к югу от Алайского и Туркестанских хребтов через Памир с Гиндукушем.

Установление как древних, так и современных береговых линий может иметь иногда и политическое значение. После длительной дискуссии в пятидесятые годы прошлого века (А.П.Лисицын, Г.Б. Удинцев, В.Н.Сакс и др.) было установлено положение 3-х древних береговых линий арктических морей РФ в геохронологии четвертичного периода, ныне расположенных на значительных глубинах. Это позволило России продвинуть свои территориальные границы на севере далеко вглубь бассейна.

Методика. Очевидно, что разномасштабные изменения объемов морей и их береговых линий неоднократно происходили в геологическом прошлом планеты. Известно, что за фанерозойский период геологического развития нашего региона, его площади периодически заливались водами морских бассейнов, оставивших после себя толщи карбонатных и терригенных пород. Они сформировались в ходе трансгрессий или регрессий морей, имея в промежутках периоды относительной стабилизации акваторий. В этот период, очевидно, и формируется, наиболее устойчивая, но кратковременная, береговая линия бассейна. В ней, при развитии пологих берегов (пляжей), возникает аккумулятивный тип берега. При активном размыве слабоустойчивых береговых пород образуется абразионный тип. Классическим индикатором морской абразии берега можно считать Устюртский чинк, оставленный в послесарматское время Каспием. Он представляет собой обрыв высотой до 200м при протяженности на десятки километров. Такие параметры береговой абразии могут отвечать катастрофически быстрой регрессии морского бассейна. Одним из признаков

слабой придонной динамики на мелководье и пляжевых обстановок осадконакопления, является редко встречаемая текстура «каменного дна», представляющая собой участки, покрытые массами мелких округлых ямок (до 0.5см), оставленных при закреплении за грунт либо водорослями, либо раковинами пелеципод. Они были известны в разрезе силура у г. Китаба, из девонских отложений у г. Ура-тюбе, юрских и раннемеловых морских толщ на южном склоне Гиссарского хребта, теперь найдены и в позднем мелу Гиссара (фото 1). Такой широкий возрастной диапазон распространения текстуры позволяет судить и о степени площадного развития ее на Тянь-Шане, как показателе устойчивого мелководного осадконакопления



Фото 1. Проявление текстуры «каменного дна» в карбонатах позднего мела. Бассейн р.Туполанг, Гиссар.

Наибольшая сложность и субъективизм проявляются перед исследователями при проведении границы между сушей и морем, как самой непостоянной части рельефа (5,6,21). Она зависит от многих факторов – как глобальных (тектонических, климатических), так и региональных (состав прибрежных отложений, местного вулканизма и т.д.). К примеру, уже в настоящее время с географических карт Узбекистана стремительно исчезло Аральское море, оставив безжизненные засоленные пространства былого дна. Его обмеление вызвало сложную цепочку взаимосвязанных изменений в экологии и климате региона. Последствия этих процессов еще долго будут сказываться на значительных площадях во всех окружающих районах.

Каждое наступление или отступление моря от суши приводило к нивелировке ранее накопленного материала, не сохранению многих характерных черт формирования осадков. О существовании береговых валов на современных шельфах известно во многих литературных источниках, но в позднемеловых шельфовых осадках Гиссара они установлены впервые.

Представляют собой симметричный вал, сложенный обломками пород и фауны, высотой до 10м.

Часто изменения объемов бассейнов проявляются в виде размывов подстилающих отложений, угловых несогласий и накопления псефитов, сложенных галькой характерной уплощенно-округлой формы. Это связано с длительным пребыванием обломков легко окатываемых пород в зоне возвратно-поступательного действия волн на прибрежном мелководье. Галька по своим длинным осям полого наклонена в сторону бассейна (5,6,10,20). В случае развития в береговой зоне уступов устойчивых пород, могут формироваться волноприбойные ниши (фото 2-4). Они образуются в нижней части уступа абразионного берега при гидравлическом ударе волн и влекомых ими обломков пород, особенно значительных при штормах (механическая абразия). При развитии в береговой зоне легко размываемых толщ, может происходить их частичное растворение под постоянным действием прибоя (водная химическая абразия). Пологие и плоские побережья устанавливаются реже, в силу сложности и неоднозначности признаков их реконструкции. Показателями плоского побережья могут быть и пласты ракушняка с беспорядочно сгруженными и перебитыми раковинами (6, 11). Наличие в меловых и палеогеновых отложениях Центральных Кызылкумов колоний норк представителей десятиногих раков вида *Orhioinorpha* рассматривается как показатель древней береговой линии (18).

Перечисленные признаки береговой линии в усредненном виде и выносятся на палеогеографические карты, строящиеся для значительных временных срезов, заранее подразумевающих обобщение фактического материала. Очевидно, в реальности береговая линия морского бассейна, учитывая ее протяженность, может одно - временно иметь различные свои типы от пологого побережья до скальных стенок. Особенности рельефа земной поверхности, заливаемой водным бассейном, влияют на развитие заливов и их размеры.

В районе западного окончания хребта Мальгузар, южнее г. Джизак, обширные площади занимают дислоцированные палеозойские терригенные отложения. Они представлены темноцветным песчано-сланцевым переслаиванием с прослоями глинистых известняков. При проведении геолого-съемочных работ в 60-е годы прошлого века, осуществлявшихся под руководством М.М.Посоховой, эти толщи были отнесены к силуру. Позднее возраст отложений был пересмотрен и они были выделены как джалатарская свита арениг-лландейловского ярусов нижнего-среднего ордовика. Новый возраст обоснован обширным списком многочисленных радиолярий и конодонтов. По данным И.А.Пяновской и др. (1986 ф.) для отложений характерно присутствие многочисленных следов жизнедеятельности различных организмов, среди которых - следы ползания трилобитов, ходы илоедов, норки зарывания. По мнению З.М.Абдуазимовой (1,2), в верхах свиты развиты черные «плитчатые кремни», мощностью до 20м. В кремнях тонкая горизонтальная и косоволнистая слоистость. Весь литологический

состав отложений и выявленные в них текстуры позволяют отнести толщу к флишевой формации, характерной для глубоководных прогибов бассейнов многих районов и отмеченной на различных возрастных уровнях. Бедность флиша цельными остатками макрофауны объясняют тем, что он во многом обязан своим происхождением периодически возникавшим суспензионным потокам, о чем свидетельствуют частые в подошвах прослоев тирбоглифы – следы сильных придонных течений. Однако для его разреза не свойственно накопление кремнезема, имеющего в морских бассейнах преимущественно биогенное происхождение.

В хр. Игарка и на прилегающих площадях развития джалатарской свиты имеются многочисленные выходы черных, местами черно-синих кремней. Они наблюдаются в виде линз протяженностью в десятки метров при мощности до 5-10м. Местами видны тектонические контакты кремней с окружающими терригенными отложениями. Иногда в кремнях имеются включения светлых окремненных известняков. В кремнях отмечено проявление тонкой плитчатости, интенсивно развиты кварцевые жилки различной мощности и нескольких генераций. При изучении одного из таких выходов в двух точках в них были выявлены крупные ниши (фото 2). Высота ниш от 1,8-2.5м., протяженность на несколько десятков метров. В одном из обнажений наблюдается двухярусность расположения ниш, разделенных карнизом, также выполненном кремнем. В другом обнажении второй ярус проявлен слабо. Морфология ниш позволяет отнести их к волноприбойным, но вызывает вопрос время их формирования и нахождение в столь устойчивым к размывам кремням. Очевидно, что они послеордовикские, известно, что районы хребтов Нуратау и Мальгузар заливались силурийскими, девонскими и карбоновыми морями. В мезо-кайнозойские эти районы являлись устойчивой сушей, а меловое море не достигало этих площадей, что отражено на серии палеогеографических карт Атласа.



Фото 2. Волноприбойная ниша в джалатарской свите. Хр.Мальгузар.



Фото 3. Двухъярусная волноприбойная ниша в джалатарской свите. Хр.Мальгузар.

Можно предположить, что волноприбойные ниши сформировались в песчано-сланцевых толщах джалатарской свиты, причем их сложное строение отвечает двум стадиям изменения акватории, разделенных кратким перерывом. Консервация объектов связана с проявлением тектонических процессов и метасоматическими преобразованиями вмещающих пород в зонах разломов. В результате произошло интенсивное окремнение тонкоплитчатых известняков с переходом, почти полностью, в кремни, с сохранением первичного характера напластования.

Учитывая, что такие же метасоматические преобразования пород в зонах разломов были отмечены нами и в гряде Богамбир (северный склон хр. Северное Нуратау), где в кремни, помимо известняков богамбирской свиты, местами были преобразованы и вулканиты андреевской (шавазской) свиты. Возраст вулканитов определяется стратиграфами как фаменский - башкирский ярусы верхнего девона среднего карбона (2) или как эмский ярус нижнего девона – нижний подъярус башкирского яруса среднего карбона (16). Исходя из этих данных, можно полагать, что процессы преобразования пород в зонах разломов произошли после среднекарбонového времени, в этап широко проявившегося в регионе герцинской активизации тектоники и вулканизма. Береговая линия в отложениях позднеживетского времени установлена в боковых врезках многих саев Чаткальского хребта (Сукок, Беляуты и др.), ее общая протяженность составляет более 150км. Повсеместно здесь в основании береговой линии отмечен слой крупногалечного конгломерата, обрамляющего ее узкой полосой и сложенного грубо-окатанными обломками. Постепенно, вверх по разрезу конгломерат переходит в мелкогалечные разности, гравелиты и аркозовые песчаники с проявлением косой слойчатости

Больше данных о характере берегов пермского эпиконтинентального бассейна, покинувшего к концу поздней перми пределы Ферганы в сторону современных Дарваза и Памира (5,21). Уход морского бассейна был вызван воздыманием площадей современной Северной Ферганы, где получили развитие молассовые красноцветные отложения келематинской и карасуйской свит. Отсутствие включений органических остатков в молассе компенсировалось данными палеомагнитного анализа, позволившими отнести эти отложения к татарскому ярусу перми. Интенсивность поднятия в бассейне р.Нарын привела к редкой сохранности фрагментов горного рельефа в виде срезов саев, заваленных обломками различных пород (8). Регрессия моря сказалась и на аридизации климата, отмечаемой многими исследователями региона (6,8,14,21)

Особенностью строения разнородных гравийсодержащих песчаников желтой окраски, является включение раковинок фораминифер, местами распределенных по косой слойчатости. Вероятно, песчаники наземного генезиса располагались близко от пологого побережья, образуя обширные пляжи, что обеспечивало попадание в них мелкой морской фауны.

В горном обрамлении Южной Ферганы позднепалеозойские отложения образуют разрезы значительной мощности в выступах фундамента, образующих горы Гузан, Каратау и Карачатыр. Анализ и сравнение разрезов верхнепалеозойских отложений этих гор, позволяют установить снижение мощностей толщ с востока (Карачатыр) на запад (Каратау). Наиболее мощный полифациальный разрез установлен в западной части гор Карачатыр, по степени и сложности изучения, выделяемый как эталонный для Средней Азии. Здесь волноприбойные отложения представлены пачками разногачечных конгломератов на нескольких уровнях стратиграфической колонки позднего карбона и ранней перми. Часто они залегают с размывами на подстилающих, иногда с мелкомасштабными несогласиями. Перекрываются пачками песчано-сланцевого переслаивания и органогенными известняками, местами образующими морфологически разнообразные постройки. Для поднекарбонного времени существования бассейна в Фергане, видимо, преобладали береговые зоны с активной окатанностью обломков. О характере прибрежной зоны, как обширного и пологого пляжа, можно судить по пласту гравийсодержащего известняка с обилием включений обломков разнообразных морских организмов в отложениях керкидонской свиты ассельского яруса. В его кровле на протяжении до сотни метров наблюдаются крупные слепки асимметричных знаков ряби. Высота валов составляет до 0,5м при длине волны до 2м. С востока на запад четкость валов заметно снижается, выходя, очевидно, из волнового воздействия. Генетически это т.н. темпеститы, являющиеся следами штормового нагона воды (3). Характерно что на вершинах многих крупных валов сохранились значительно мелкие валики, возникшие под ветровым влиянием. Их формирование происходило на затопленном мелководье после шторма. Характерна приуроченность штормовых волновых знаков к отложениям регрессирующего

эпиконтинентального бассейна, с процессом ухода которого, видимо, связано усиление ветров. Эта активизация ветров наблюдается и ныне на значительных площадях в бассейне усыхающего Аральского моря. Усиление ветров при регрессии моря в ассельское время было выявлено нами и при изучении песчано сланцевых отложений атойнакской свиты хребта Джамантоо, расположенного в сотнях километров к северо-востоку от Карачатыра. Здесь, также в отложениях фузулинидовой зоны *Ocidentoschwagerina alpina* (по Н.А.Аносовой и А.В.Джен чураевой) керкидонского горизонта ассельского яруса ранней перми, были

установлены крупные асимметричные волновые знаки с длиной волны до 6-8м при их высоте до 0,2-0,3м., простирающие которых совпадает с Карачатырским проявлением (9). Это позволяет предполагать определенное постоянство в направлении ветров и возможную синхронность в формировании темпеститов обеих точек. Более крупные, чем на Карачатыре, темпеститовые нагонные волны в арпинской свите объясняются формированием ее отложений в обстановках мелководного залива.

В разрезе позднего палеозоя гор Гузан в пределах акчинской свиты, сложенной песчано-сланцевым переслаиванием, часты обломки стволиков каламитов, отмечено прижизненное захоронение нижней части крупного ствола с остатками корневой системы. Известно, что эти растения были влаголюбивыми и произрастали на заболоченных участках морских побережий, образуя подобие современных мангровых лесов. В одном из обнажений в пачке темных аргиллитов наблюдаются четкие корытообразные врезы, сложенные более светлыми глинистыми породами. Их размер составляет первые метры, в литературе получили название приливно-отливных борозд.

Отсутствие фаунистически обоснованных отложений триаса на многих площадях Узбекистана сказалось и на полноте информации об особенностях их седиментации. Часто с этим отрезком геологической истории связывают площадное развитие кор выветривания по эффузивам палеозоя.

Первая информация о характере фрагмента береговой линии мелового моря в Кызылкумах была приведена в довоенной публикации С.А.Кушнар (13.), позднее получившая детальную характеристику в статье И.А.Пяновской (18.). В этих работах дано описание участка береговой зоны площадью в несколько квадратных метров, в пределах которой на вертикальных стенках вулканической дайки сохранились скопления прикрепленных к ним раковин гастропод. На площадке у основания дайки, на круто залегающих мраморизованных известняках, наблюдаются знаки ряби, вернее, волноприбойные знаки. Их незначительная высота и ширина указывают на слабое, но длительное воздействие прибоя. Мраморизация известняков связана с прогревом отложений при внедрении дайки. Очевидно, что рябь уже была в отложениях, лишь закрепившись под температурным влиянием дайки.

В районе поселка Даугыз в Кызылкумах, одним из авторов, было проведено описание мощного разреза мелового моря, от прибрежной зоны до

более удаленных участков, с выделением бенча и клифа (11). Собственно, клифом называют волноприбойные ниши, в которых по мере их развития в сторону берега, происходит обрушение надводного козырька под собственным весом и формирование крутой скальной стенки. После клифа процесс созидания волноприбойной ниши может повторяться. По мере отступления клифа, перед его подножием формируется слабо наклоненная в сторону моря площадка – бенч, уходящая под уровень бассейна, и сложенная продуктами разрушения береговых пород. Изучение разреза позволило считать, в точке его составления, наличие крутого берега (клифа), где накопилась пачка крупнозернистых песчаников с включением гравия и битых толстостенных раковин гастропод, иногда с мелкими обломками костей позвоночных животных (бенч). О силе прибоя можно судить по размаху косой перекрестной слойчатости, достигающей 3-5 м. Литологически близкий разрез приведен Р.Ч.Селли (20) в меловых толщах Скалистых гор США, где он был отнесен к линейной береговой линии трансгрессивного типа.

Длительное время меловые отложения Кызылкумов привлекали внимание палеонтологов ко впадине Мингбулак, где в русловых отложениях меловой биссектинской свиты, были известны скопления обломков костей позвоночных организмов. Первые сообщения о них появились в дореволюционных работах Архангельского, в послевоенные годы район посещали известные специалисты И.Ефремов (12), Рождественский и Хозацкий (19), считавшие комплексы разобщенных и раздробленных костей, как признак их переоотложенности, дав отрицательную оценку местонахождения. Иного мнения придерживался Л.А.Нессов (14,15), увязав разнообразие костных останков с разнообразием окружающих фациальных обстановок. В Приташкентском районе, в районе колодца Сюк-сюк, Г.А.Беленький откопал скелет утконосого гадозавра, в те же годы в Северной Фергане, в бассейне сая Балабан, Н.Н.Верзилин нашел останки хищного динозавра. Известна связь во многих странах мезокайнозойских прибрежно-морских отложений с посещением их мелководий крупными позвоночными животными. При этом, на неподсохшем иле в период отлива вод, оставались целые тропы из следов различных динозавров, став в последующем ценными объектами для палеонтологов. Следы несут достаточную информацию о размерах и формах тел позвоночных животных, не смотря на частую ограниченность, через века, сохранившейся информации. Наличие устойчивых троп на обширных площадях Южного Узбекистана к водою, позволяет полагать наличие пологого и легко доступного берега бассейна на протяжении юры и мела.

На южных склонах юго-западных отрогов Гиссарского хребта в пределах крупного антиклинория, на его крыльях развит разрез осадочных отложений позднего мела, составляющий по мощности до полутора километров. Изучение строения разреза позволило установить его формирование в обстановке широкого и пологого шельфа, в пределах которого динамика осадконакопления была малоактивной. Это сказалось на

почти полном отсутствии обломочных пород и преобладающем развитии песчано-глинистых отложений. О мелководности бассейна в пределах шельфа можно полагать по наличию полей мелких знаков ряби и слабо развитой береговой ниши после ухода моря (рис. 4).



Фото 4. Береговая ниша в поздне меловых отложениях хр.Гиссара.

В нескольких обнажениях найдены цепочки отпечатков ног позвоночных животных позднего мела. Среди них по морфологии отпечатков и размерам можно выделить следующие группы:

1. Наиболее древние и крупные, трехпалые. Длина среднего пальца составляет до 1.5м, слабо просматривается отпечаток когтя правого пальца. Шаг ноги определить трудно из-за крутизны кровли пласта, но не менее 2-3 метров. Отпечатки расположены поперек крупных и пологих слепков валиков ряби (ширина валов до 2-3м), что может быть показателем штормовых (?) обстановок.

2. Стратиграфически выше (до 200м.) на кровле нескольких пластов, непосредственно залегающих друг на друге, наблюдаются целые серии отпечатков ног. Форма их почти одинакова – овальная, с окружающим их валиком выдавленного жидкого осадка. Размер колеблется от 3-5см до 8-10см., что позволяет предполагать присутствие различных по возрасту особей.

3. На кровле пласта, замыкающего серию обнажений, помимо овальных следов, имеется одиночный слепок трехпалой ноги. Длина отпечатка по среднему пальцу составляет до 0.5м. Заметное изменение размеров трехпалых следов по разрезу, может либо принадлежать различным возрастным особям, либо отвечать уменьшению размеров ящеров к концу позднего мела.

Следует отметить, что для Гиссарского региона и ранее, хоть и редко, были известны находки отпечатков ног крупных позвоночных организмов. В районе г. Турсун-заде, в бассейне сая Шеркент, с 1991г. был по инициативе В.П.Новикова открыт природный заповедник, с целью сохранения богатого наследия флоры и фауны. Среди них и объекты со следами ног различных

динозавров, получивших добавку «завр» к местным географическим объектам. На крайнем западе отрогов, в районе г. Байсун, недавно участники интернациональной палеоспелеологической экспедиции возле пещеры Бойбулак на плато Чульбаир обнаружили «динозавровую тропу». На другом борту Сурхандарьинской впадины, в горах Бабатаг, была даже проведена Всесоюзная экскурсия по проявлениям следов динозавров (3), среди которых В.В.Курбатовым предполагались и первые следы парнокопытных.

Заключение: на протяжении фанерозоя площади современного Тянь-Шаня неоднократно оказывались районами морской седиментации, оставившими после регрессий разрезы осадочных формаций, различной полноты и мощности. Их береговые линии отличались разнообразием. Одной из особенностей многих древних морей на Тянь-Шане явилось распределение их береговых линий субширотно, за исключением субмеридионально вытянутого позднемелового бассейна в Гиссаре. Вследствие климатических особенностей и источников континентального сноса, в этих толщах сформировался обширный круг полезных ископаемых – от солей до бокситов и скоплений жидких углеводородов. Необходимость планирования и оценки перспектив обнаружения новых проявлений полезных ископаемых, имеющих часто фациальную приуроченность к различным частям ископаемых бассейнов, способствует проведению реконструкций седиментогенеза и составлению палеогеографических карт. Уточнение характера береговой линии древних бассейнов, при всей их фрагментарности, повышает детализацию таких карт и определение фациальных зон, максимально оптимальных, для накопления и формирования полезных ископаемых осадочного генезиса. Наличие в отложениях «динозавровых троп» является показателем устойчивого существования мелководности бассейна от юры до позднего мела на площадях Южного Узбекистана.

Литература

1. Абдуазимова З.М. Джалатарская свита.// Стратиграфический словарь Узбекистана. Ташкент,2001.с.160-161.
2. Абдуазимова З.М. Шавазская свита.// Стратиграфический словарь Узбекистана. Ташкент,2001.с.488-489.
3. Амманязов К.Н., Апекин Ю.Н., Вялов О.С. и др. Ископаемые следы жизни на территории Средней Азии (путеводитель экскурсии Всесоюзного семинара), Душанбе,Дониш,1987,54с.
4. Ахмедов Н.А., Корсаков Ю.Ф. и др. Атлас специализированных карт Центрально Кызылкумской ураново-рудной провинции, Ташкент.2001. ???
5. Масумов А.С., Борисов О.М., Бенш Ф.Р. Верхний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня.Ташкент,изд-во «ФАН», 1978,194с.
6. Верзилин Н.Н.Методы палеогеографических исследований. Л.Недра.1979.247с.
7. Гончар А.Д., Фрик В.Л., Цапенко М.Н. О возрасте и минеральном составе пермских отложений Северной Ферганы.// Доклады АН РУз, 1981,№ 3. С.15-17.

8. Гончар А.Д., Дженчураева А.В., Гетман О.Ф. О древнем горном ландшафте в палеозойских отложениях Северной Ферганы.// Геологик жараенлар эволюцияси ва файдали казилмалар. Ташкент, ТашГУ, 1995. С.67-70.
9. Гончар А.Д., Дженчураева А.В. Раннепермские темпеститы Тянь-Шаня. БМОИП. т.76. выпуск 1 Москва, 2001. С.30-35..
10. Гончар А.Д. Типы берегов позднепалеозойского эпиконтинентального бассейна и перспективы его нефтегазоносности// Междунар. Научно-практ. Конференция «Теоретические и практические аспекты нефтегазовой геологии Центральной Азии и пути решения современных проблем отрасли». Ташкент, 2009 г. с.28-31.
11. Гончар А.Д. К характеристике береговой линии мелового моря района Даугыз-тау (Центральные Кызыл-Кумы) // Геодинамика фанерозоя Тянь-Шаня: принципы районирования, эволюция и минерагения. Материалы Республиканской науч.- практической конференции. Ташкент, 2009. с.45-49.
12. Ефремов И.А. Динозавровый горизонт Средней Азии и некоторые вопросы стратиграфии. Изв. АН СССР, сер. геол. №3. 1944.С. 40-58.
13. Кушнаръ С.А. К геологии Юго-Западных Кызылкумов // Уч. записки географ. фак-та МОПИ.-1940. – Т.3.-вып.1.- с.173-205.
14. Нессов Л.А. Неморские позвоночные мелового периода Северной Евразии. СПГУ. СПб.1995. 218с.
15. Нессов Л.А. Динозавры Северной Евразии: новые данные о составе комплексов, экологии и палеобиогеографии. СПб. 1995,с.159.
16. Нигмаджанов И.М., Каримова Ф.С. Андреевская свита.// Стратиграфический словарь Узбекистана. Ташкент, 2001. с.68-69.
17. Парагульгов Х.Х., Парагульгов Т.Х., Мусина Э.С. Корреляция палеозойских восточного Урала, Тянь-Шаня и запада Центрального Казахстана.// Известия нац. Академии наук республики Казахстан. №420,(2016),с.22-32.
18. Пяновская И.А., Геккер Р.Ф. Скалистые берега и каменное дно меловых и палеогеновых морей в Центральных Кызылкумах //Организм и среда в геологическом прошлом. Наука. 1966. С. 71-74.
19. Рождественский А.К. Новые данные о местонахождениях динозавров на территории Казахстана и Средней Азии.// Науч. Труды ТашГУ. -1964-вып.234. с.227-241.
20. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. - М.: Недра, 1989.-294с.
21. Троицкий В.И. Геодинамическая эволюция палеозойских складчатых систем Азиатского палеоокеана и Палеотетиса в Средней Азии.//Актуальные проблемы геологии и геофизики. Ташкент,2007. т.1. с.48-55.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ПУТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ИХ ГЕОМЕТРИИ ПРИ РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Дженчураева Р.Д.

*Институт геологии НАН КР,
Кыргызстан
rosalia@List.ru*

Аннотация. Рассмотрены очагово-купольные структуры и трещинно-брекчиевые зоны отдельных месторождений. Показаны подходы в оценке геометрии рудных тел и предложен возможный механизм их формирования, связанный с тектоническими процессами различного генезиса.

Ключевые слова: купола, трещинные, кольцевые и радиальные структуры, интерференционно-резонансные явления, прогноз эрозионного среза

В основе причинно-следственных связей формирования геологических структур лежат геотектонические явления, связанные с плюмовой и плитной тектоникой. По условиям формирования и соотношению геологических тел их можно подразделить на планетарные, региональные и локальные структуры. Часть из них была рассмотрена нами ранее (Дженчураева 1998, 1999, 2001, 2003), где освещались глубинные неоднородности земли, шовные зоны, разделяющие складчатые области Кыргызского Тянь-Шаня, зоны разуплотнения, меланжа, дробления, поднадвиговые зоны, вопросы формирования региональных и локальных структур, как вмещающих рудных тел.

В этой публикации хотелось вновь вернуться к локальным структурам, которые в основном определяют геометрию и взаимоотношения рудных тел на различных месторождениях. Анализ условий локализации эндогенного оруденения на территории Тянь-Шаня показывает важную роль локальных очагово-купольных образований, где трещинно-брекчиевые и трещинные структуры представлены сложной, но единой системой слагающих ее элементов, сформированных совокупностью взаимосвязанных процессов. При этом морфология рудных тел часто не зависит от литологического состава вмещающих пород.

Присутствие очагово-купольных структур иногда трудно бывает распознать, в связи с последующими процессами тектонической деформации пород, эродирования и других процессов. И только характерные своеобразные

структурные формы или их элементы с закономерно расположенными трещинными зонами, связанные с образованием куполов, часто выполненные дайковым и рудным материалом, могут являться свидетельством наличия очагово-купольной структуры. В таких случаях особое внимание следует акцентировать на формировании системы радиальных и дуговых трещин, которые могут появляться даже при малой степени куполообразования.

Трещинно-брекчиевые структуры и механизм их формирования

Формирование трещинно-брекчиевых структур – основных вместилищ оруденения обычно обусловлено динамическими и кинематическими природными явлениями. Изучение рудных месторождений на территории Тянь-Шаня показало, что значительная доля их приурочена к локальным очаговым структурам.

В качестве примеров ниже рассмотрим некоторые объекты, отвечающие обсуждаемым трещинно-брекчиевым образованиям.

Чаарташский массив пермских лейкогранитов, прорывающий карбонатные отложения (C_{1t-v}) в пределах Акшийракского хребта Срединного Тянь-Шаня (рис.1). Структурное положение интрузивного тела определяется куполом, срезанным с юго-востока и северо-запада серией крутопадающих нарушений и ступенчато погружающимся под мощные отложения (до 700м) палеогена.

В юго-западной и северо-восточной частях контакта Чаарташской интрузии обнажены карбонатные породы, которые вдоль контакта интенсивно дроблены и разбиты серией нарушений, падающих в сторону интрузива и вмещают дайки (лампрофиров и плагиопорфиров), гранитные апофизы и вытянутые зоны брекчированных и окварцованных карбонатных пород. Рудные тела простираются согласно основному простиранию даек. Главными рудоконтролирующими структурами, определяющими положение рудных тел месторождения, являются разломы, ограничивающие рудоносный клин нарушенных пород. За пределы этого клина рудные тела практически не выходят.

Основные рудоносные зоны приурочены к ослабленной зоне экзоконтакта. Динамика формирования ослабленной зоны обсуждалась нами ранее (Дженчураева, Пак, 1990, Djenchuraeva et al., 1993) и заключалась в формировании купольной структуры в связи с внедрением Чаарташской гранитной интрузии и давлением магматического «поршня» на маломощную кровлю. Появление растягивающих напряжений обусловило заложение поперечных и продольных нарушений. Период брекчирования, метасоматической переработки и отложения оруденения совпадает с периодом приоткрывания старых трещин и формирования новых. Куполообразование обусловило крутое падение карбонатных пород вблизи контакта (75–80°), и их выполаживание на удалении от интрузива (30–50°). На малоглубинные условия формирования гранитов также указывает их порфировидная структура.

Золоторудные тела локализуются в пределах ослабленных зон, характеризующихся повышенной трещиноватостью и интенсивными метасоматическими изменениями. Разнообразные по размерам и строению зоны дробленых и трещиноватых пород состоят из параллельных и кулисообразных крупных и мелких трещин. Зоны мелкой трещиноватости чаще встречаются в приконтактных частях дайковых тел, а более крупные имеют субширотное и северо-западное простирание, крутое падение и сопровождаются серией оперяющих трещин. Последние в местах «затухания» обычно расщепляются на ряд более мелких трещин, образуя таким образом структуры типа «конского хвоста».

Сонкульская сложно-построенная интрузия (рис.2), расположена на границе двух складчатых областей Северного и Срединного Тянь-Шаня в зоне влияния глубинного разлома «линии Николаева» (шовная зона закрывшегося Ишим-Нарынского палеоокеана). Она представляет собой очаговую структуру с неполно развитыми формами, которые чаще всего возникают в сочетании с региональными разрывными нарушениями.

Формирование субвертикальных проницаемых структур характерны для очагово-купольных структур воронкообразной формы. Шовные зоны, ограничивающие блоки пород явились основными контролирующими структурами поступления глубинного теплопотока и возникновения очагов анатектических расплавов. В этом случае производным явился Сонкульский интрузивный комплекс, внедрение которого происходило последовательно в 4 фазы, начиная с периферии структуры и постепенно приближаясь к центру. Во времени тепловой поток усиливается и его фокус обычно перемещается в центральную часть, поэтому заключительная фаза представлена штокообразными телами гранитов, которые внедрялись в центральную часть массива гранодиоритов. Сонкульская структура представляет собой конусообразную (воронкообразную) форму, с общими корневыми подводящими каналами, расходящимися веерообразно в верхней части (рис.2).

Пространственное положение Сонкульского массива определяется приуроченностью его к ядерной части антиклинали, ось которой простирается в западно-северо-западном направлении. Сам массив имеет форму лакколита. По данным В.Н. Богдецкого (1979, 1987) южный контакт интрузии крутой и довольно прямолинейный, а северный и восточный – извилистый, пологий, местами почти горизонтальный. Кровлевая поверхность субгоризонтальная.

Формирование очаговой структуры проходило при непосредственном влиянии ограничивающих глубинных разломов с образованием полукупола, в западной части, по-видимому, обрезанного северной ветвью линии Николаева. Следует отметить подчеркнутость полукупола структурами современного рельефа, осложненного тектонической впадиной.

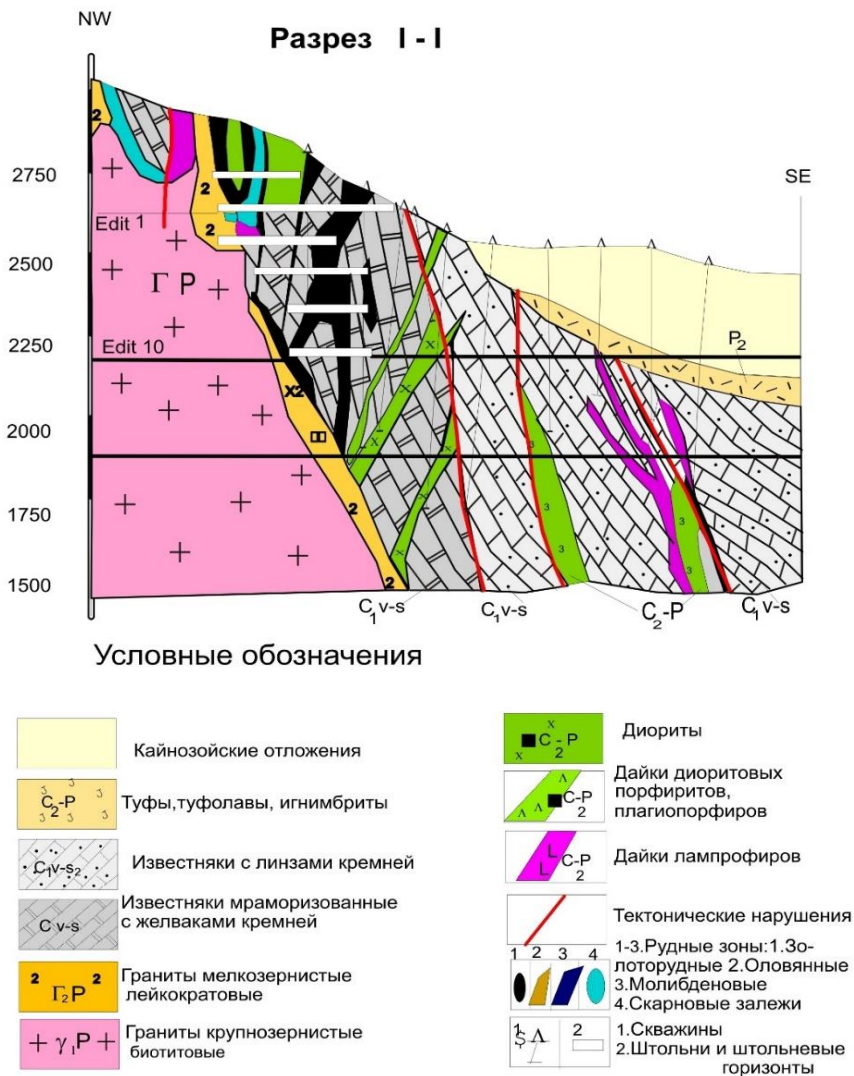


Рис.1. Геологический разрез через месторождение Макмал, показывающий залегание вмещающих пород вблизи и на удалении от интрузива.

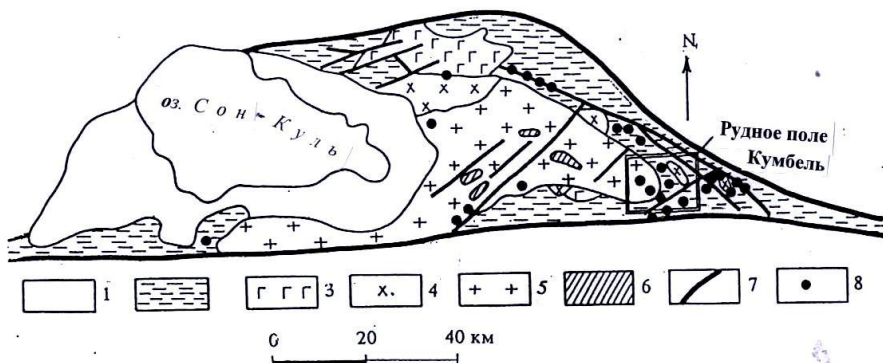


Рис.2. Схема геологического строения Сонкульской очагово-купольной структуры (Дженчураева, 2010).

1 – кайнозойские отложения; 2 – каменноугольные отложения; 3-6 – Сонкульский интрузивный комплекс: 3 – габбро (1 фаза); 4 – монцодиориты (2 фаза); 5 – гранодиориты (3 фаза); 6 – граниты (4 фаза); 7 – сутуры; 8 – рудные месторождения; в рамке – Кумбельское рудное поле.

Характерной чертой полукупола является широкое развитие протяженных трещин северо-восточного простирания, к которым тяготеют дайки, рудные тела и все зоны постмагматических изменений. Рудные месторождения обрамляют Сонкульскую интрузию, контролируются нарушениями более высоких порядков и зонами трещиноватости. Широкий ореол метасоматически измененных пород (Богдецкий, 1979; Дженчураева и др., 1985; Djenchuraeva, 1996) сопровождается многокомпонентное, полигенное оруденение.

В свое время В.В.Богачким (1977, 1986) были описаны структуры магнетитовых месторождений Сибирской платформы, которые интерпретировались с позиции волнового механизма передачи энергии и появления трещинно-брекчиевых зон. Суть заключалась в реализации волнового механизма передачи энергии в отдельных блоках литосферы и формировании ансамбля закономерно расположенных трещинных зон, явившихся в последующем благоприятным вмещающим оруденения. Им были развиты представления о волновом механизме образования рудолокализирующих структур, прежде всего трещинно-брекчиевых, порождаемых интерференцией волн напряжения. Трещинно-брекчиевые ареалы рассматривались им как трехмерные области разуплотнения пород, которые формировались в условиях растяжения. Поскольку таких поверхностей резонанса план- или субпараллельных земной поверхности появляется несколько, то возможно и несколько субгоризонтальных планпараллельных зон растяжения, где формируются трещинно-брекчиевые зоны (рис.3). Соответственно, возникающие при этом гиперболоидальные поверхности растяжения в верхней части имеют раструб обращенный кверху,

а в нижней части – раструбом книзу (они на рис. обозначены жирным пунктиром).

С этой позиции мы рассмотрели эти явления (для определения геометрии рудно-магматических образований) на медно-порфировых месторождениях и поднадвиговых зонах Кыргызстана. Структуры такого типа часто заполнены дайками и могут характеризовать глубину эрозионного среза. Если дайки рудного поля падают к центру, то это говорит о наличии верхних частей порфировых или гидротермальных систем. Если дайки падают от центра, то это указывает на значительный эрозионный срез.

Формирование таких гиперболоидальных зон растяжения можно продемонстрировать полученными структурными формами при взрыве камуфлетного ядерного заряда (Юревич и др., 1986), т.е. внутреннего взрыва, не взаимодействующего с поверхностью Земли. Расположение систем трещинных структур наглядно показывает падение их в верхней части к центру эллипсоида деформации, а в нижней – от него (рис.4). На этом рисунке нами были проведены жирные штриховые линии, которые фиксируют позицию гипербол интерференции, соответствующих зонам дробления.

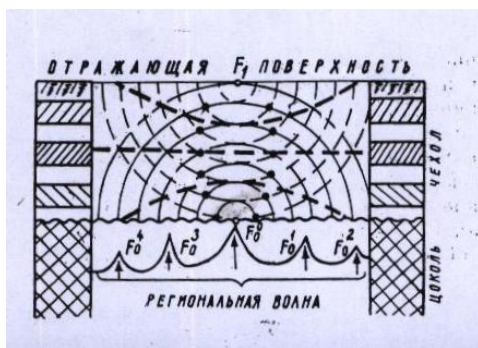


Рис.3. Гиперболические и эллиптические резонансные поверхности. Жирный пунктир – гиперболы интерференции; точками – эллипс интерференции. F_1 и f_0 ; – источники колебаний (богацкий, 1986).

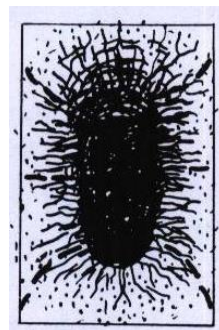


Рис.4. Трещинная полость после взрыва ядерного камуфлетного заряда (юревич и др., 1986)

В слоистых средах каждая отражающая поверхность становится самостоятельной зоной, генерирующей волны. Возникшие при этом зоны сжатия и растяжения определяются пространственным положением центров сеток концентрических окружностей (муаровый эффект). Если эти центры расположены вдоль горизонтальной линии, то возникает система горизонтальных четок, линзовидных тел, силлов, которые могут охватывать значительные территории, а вдоль вертикальной прямой возникает стволовая система, отвечающая эллипсу интерференции (Рис.3)

Здесь мы не обсуждаем возможные источники энергии (она могла быть генерирована различными явлениями и иметь самую разнообразную природу от сейсмической до обычного газо-гидроразрыва в рудообразующих системах), и представляем действие уже сформированной волны, распространяющейся в земных блоках и несущей с собой энергию.

Поскольку земные блоки чаще всего по своему строению анизотропны и имеют границы раздела, то в анизотропной среде на границах раздела сред упругие волны будут подвергаться преломлению и отражению. При отражении волн напряжения от дневной поверхности Земли или в любой слоистой среде будет формироваться встречный фронт волн. При сложении волн происходит интерференция, а в случае если интерферируют волны, равные по длине и фазе, возникает резонанс. И там, где энергия резонанса выше сопротивления среды на разрыв, возникают трещинно-брекчиевые зоны. Интерференция волновых фронтов приводит к формированию каркасных резонансных зон, состоящих из взаимоортогональных, т.е. субгоризонтальных (пологих) и субвертикальных систем растяжения и сжатия. Помимо этого, появляются промежуточные наклонные трещинно-брекчиевые зоны.

Аналогичные трещинные зоны были получены Райнхартом и Пирсоном (Rinehart, Pearson, 1954) при взрыве цилиндрического заряда на стальной пластине (рис.5).



Рис.5. Поперечное сечение стальной пластины, показывающее систему сколов, возникших в результате ударной волны (снизу) (Rinehart, Pearson, 1954)

Модели строения проницаемых трещинно-брекчиевых ареалов по представлению В.В.Богацкого (1986) должны объяснять существование всех членов гомологического ряда, а также совместное и раздельное существование членов этого ряда: конических, концентрических, субгоризонтальных, субвертикальных и радиальных структурных элементов.

Впервые резонансно-интерференционные представления были привлечены В.А.Апродовым еще в 1943 году, позднее – А.И.Петровым (1977), для объяснения условий формирования структур центрального типа при

эпизодическом высвобождении в недрах Земли огромной энергии (по существу ударных волн).

Расслоенный блок имеет обычно нескольких отражающих поверхностей, «согласных» зон дробления с залеганием пород. Они впоследствии могут заполняться рудным или иным материалом (силловые интрузии или пологие рудные тела). Одновременно наблюдается появление взаимноортогональных столбовых структур, имеющих крутое падение.

Для золоторудного месторождения Талдыбулак Левобережный характерна каркасная структура рудных тел в локальных зонах дробления внутрiformационного типа, выявленная геолого-разведочными работами, и имеющая три уровня: Талдыбулакская, Средняя и Верхняя (рис.6). Эти зоны дробления отвечают зонам растяжения и дробления. Разделены они горизонтами недеформированных метаморфических пород, соответствующих зонам сжатия. Здесь можно предположить, что в результате наличия нескольких субпараллельных отражающих поверхностей (включая и палеоповерхность) было сформировано несколько зон растяжения, в данном случае три ослабленные зоны.

Основные промышленные рудные тела месторождения приурочены к нижней наиболее мощной (до 400 м) талдыбулакской «зоне смятия», а верхи рудных залежей размещаются в средней и верхней зонах дробления. (Рис.6). Зона меланжа прорвана пологими силлообразными и крутыми стволообразными крутопадающими телами монцодиоритов и сопровождающимися их телами эруптивных и эксплозивных брекчий. Отсюда, мы имеем две системы рудных тел – крутопадающие и пологие. Последние имеют главное значение и в целом субсогласны элементам зоны смятия. Система крутопадающих тел имеет подчиненное значение, она контролируется в основном разрывными структурами, отвечающим стволым зонам деформации.

Показаны крутые, горизонтальные и субгоризонтальные рудные тела, локализующиеся в нарушениях, отвечающих гиперболическим и эллиптическим резонансным поверхностям скола.

Формирование рудолокализирующих структур при интерференционно-резонансных явлениях и разрушающего действия энергии ударной волны происходит только в тех случаях, когда волна превосходит прочность пород. В данном случае поднадвиговые зоны меланжа и дробления явись наиболее благоприятной структурой для формирования характерных структур.

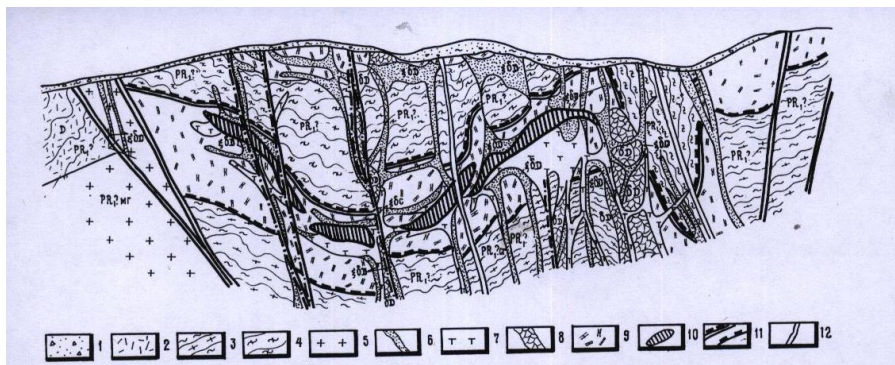


Рис.6. Разрез через месторождение Талдыбулак Левобережный.

С этих же позиций можно найти объяснение условиям формирования кимберлитовых алмазоносных трубок. Крупная алмазоносная провинция Южно-Африканской Республики, описанная А.Д.Щегловым (1994), показывает формирование алмазоносных трубок в стадию тектономагматической активизации в мезозое. Они формируются в ряде случаев только в чехле платформы, тогда как в кристаллическом основании на их продолжении наблюдается только узкий тектонический шов.

На наш взгляд, это явление можно объяснить с позиции волнового механизма передачи энергии и формирования брекчиевых структур. В этом случае резонансные явления ударной волны могли нарушить только более слабые породы чехла платформы и образовать брекчиевые алмазоносные трубки, в то время как сопротивление пород кристаллического основания оказалось выше энергии ударной волны.

Формирование месторождений порфир-типа, на наш взгляд, сопряжено с теми же ударными тектоническими процессами, в результате которых мы имеем характерный набор структурных элементов: порфировый шток, брекчиевая трубка, кольцевые и радиальные дайки и зонально-расположенные метасоматические породы и др. Это месторождения Киргизского хребта (Талдыбулак, Андаш, Коккия, Акташ и др.), которые контролируются вулcano-купольными структурами и образуют единый медно-порфировый пояс (Колета и др., 1982; Игембердиев и др., 1985; Дженчураева и др, 1989).

Для этих месторождений сочетание эксплозивно-эруптивной деятельности и разрывной тектоники является характерной особенностью. Наличие радиальных нарушений, выраженных в структурных формах современного рельефа, а также серия концентрических дислокаций, расположенных вокруг единого центра, дает возможность выделить очагово-купольную структуру. Весь комплекс измененных пород и их пространственное положение характеризуют наличие зональности вокруг

эруптивной трубки, а дайки в виде концентрически-дугообразных тел подчеркивают кольцевую структуру.

Поскольку представленные здесь ствольные структуры отвечают поверхностям растяжения и благоприятны для внедрения магмы, то существующие геологические тела также будут отвечать различным уровням гидротермальной системы. В случае, если возникает ствольная структура, заполненная интрузией (эллипсоид), то соответственно и сопровождающие кольцевые и полукольцевые дайки (отвечающие гиперболам интерференции) в условиях незначительного эрозионного среза будут иметь падение к центру ствольной структуры, как это обозначено на рис. 3 и 4.

На более глубоких горизонтах, где эрозионный срез будет соответствовать нижней части эллипсоида деформации, дайки будут иметь падение от ствола. Эта закономерность имеет большое значение для прогнозной оценки эрозионного среза и протяженности на глубину рудных тел. В приведенных выше примерах рудные поля и месторождения характерны для субвулканических построек, приуроченных к полям развития даек, сопровождаемых трещинно-брекчиевыми зонами.

Выводы

Значительная доля месторождений на территории Тянь-Шаня приурочена к локальным очаговым структурам, а анализ положения последних в региональном плане указывает на приуроченность их к крупным сводовым поднятиям, либо шовным зонам, разделяющих складчатые области.

Анализ условий формирования трещинно-брекчиевых зон и локализации эндогенного оруденения показал, что наиболее часто встречаемыми благоприятными структурами являются зоны разуплотнения, меланжа, дробления и поднадвиговые зоны. Формируемые трещинно-брекчиевые структуры представлены сложной, но единой системой слагающих ее элементов, обусловленных совокупностью взаимосвязанных процессов. При этом закономерно проявленная морфология рудных тел часто не зависит от литологического состава вмещающих пород.

Очагово-купольные структуры характеризуются широкими морфологическими вариациями, даже в пределах одного морфоструктурного типа. Закономерности локализации рудных образований являются функцией многих факторов, важнейшими из которых являются геолого-структурные условия и механизм формирования рудоносных структур. Расшифровка последних позволяет прогнозировать пространственное размещение оруденения, глубину его распространения, выявлять или прогнозировать на основании даже неполной совокупности геологической информации потенциально рудоносные площади.

Правильная интерпретация структуры месторождения, геометрии рудных тел и их пространственного взаимоотношения дает возможность грамотно подходить при проведении геолого-разведочных работ.

Литература

- Апродов В.А. 1943. Роль трещиноватости в поздние фазы формирования плутонов // Изв. АН СССР, сер.геол., № 3, с.67-81
- Богацкий В.В. 1977. Волновой механизм формирования рудолокализирующих структур магнетитовых месторождений Сибирской платформы // Геология Рудных Месторождений, т.19, №3, с.3-16.
- Богацкий В.В. 1986. Механизм формирования структур рудных полей, «Недра», 89с.
- Богдецкий В.Н. 1979. Рудно-метасоматические формации Сонкульской металлогенической зоны // Основные закономерности размещения месторождений цветных и редких металлов Тянь-Шаня. Фрунзе ФПИ, с.91-97.
- Богдецкий В.Н. 1987. Петрологические особенности формирования сонкульского габбро-монцит-гранодиоритового комплекса // Петрология и рудоносность магматических формаций Тянь-Шаня. Фрунзе, с.121-145.
- Дженчураева Р.Д. 1998. Тектонические структуры и рудообразующие системы в связи с позднепалеозойской активной континентальной окраиной на примере Тянь-Шаня. // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и разновозрастных орогенных поясов его обрамления: Тр. II Всерос. Металлог. совещания. Иркутск, с. 230-231.
- Дженчураева Р.Д. 1999. Роль структур глубокого заложения в формировании крупных месторождений (на примере Тянь-Шаня) // Известия НАН КР. с.110-116.
- Дженчураева Р. 2001. Трансрегиональные глубинные структуры Тянь-Шаня и их роль при формировании крупных месторождений // Геология и геофизика, №10, т. 42, с.1476-1484.
- Дженчураева Р.Д. 2003. Глубинные неоднородности земли и их роль при формировании крупных месторождений // Известия НАН КР, № 4, с.18-28.
- Дженчураева Р.Д., Мезгин И.А., Новикова Н.Ю., Шнайдер Л.Б. 1985. Закономерности образования и размещения контактово-метасоматических месторождений в Среднем Тянь-Шане (Киргизская часть) // Закономерности строения земной коры Тянь-Шаня и его металлогения. Фрунзе, Илим, с.80-90.
- Дженчураева Р.Д., Максумова Р.А., Спиваков С.Б., Малышев А.Ф. 1989. Формирование медно-порфировых месторождений в свете концепции тектоники плит // Кристаллическая кора в пространстве и времени. М., с.140-150.
- Дженчураева Р.Д., Пак Н.Т. 1990. Новый тип золотоносных метасоматитов в Тянь-Шане // Доклады АН СССР, сер.геол, том 311, М., №5, с.1208-1211.
- Дженчураева Р.Д. 2010. Геодинамика, металлогения и рудогенез (на примере Тянь-Шаня и прилегающих территорий). Бишкек, Илим, 211с.
- Игембердиев С. А., Малышев А. Ф., Осмонбетов К. О. 1985. Медно-порфировое оруденение Северной Киргизии // Закономерности строения земной коры Тянь-Шаня и его металлогения. Фрунзе, с. 90-100.
- Колета А.Я., Осмонбетов К.О. 1982. Медно-порфировое оруденение Киргизского хребта // Разведка и охрана недр, №2, с.16-20.
- Петров А.И. 1977. Особенности строения Печенгской структуры и размещения медно-никелевого оруденения // Геология Рудных Месторождений, т.19, №5, М., с.43-54.
- Щеглов А.Д. 1994. О металлогении Южно-Африканской республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России // Санкт-Петербург. ВСЕГЕИ, 34с.

Юревич Г.Г., Трофимов В.Д. 1986. Горная геомеханика глубоких взрывов. М., Недра, 156с.

Djenchuraeva, R. 1993. Ore Contents of Hearth-Dome structures in Active Margins of the Tien Shan//Resource Geology Special Issue, Tokyo, N15. p. 257-264.

Djenchuraeva, R. 1996. Gold and gold-contain deposits, models their forming and metallogeny. International Geological Congress, Abstracts, China, Beijing, vol. 1-3, p.1383.

Djenchuraeva, R., Maksumova, R. 1993. Porphyry copper-gold mineralisation. In the ancient active continental margins of the Tien Shan //Resource Geology Special Issue. Tokyo (Japan), N 15. p. 241-252.

Rinehart, Pearson, 1954. Mineralized breccia pipe complex, Redwell, Colorado// Econ Geol. vol.73, №3p.369-389.

УДК 56 (113.5)+551.735 (235.216)

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО КАРБОНА СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

А. В. Дженчурева, О.Ф. Гетман

*Институт геологии НАН КР
Кыргызстан, Бишкек
geol_kg@mail.ru*

Аннотация. Поиски месторождений полезных ископаемых производятся на основе крупномасштабных геологических карт, которые построены, прежде всего, на выяснении возрастных взаимоотношений стратифицированных региональных отложений (свит, толщ). Чтобы определить их возраст, необходимо выявить и определить ископаемые фаунистические остатки, содержащиеся в породах и построить на основании их анализа биостратиграфическую схему. В нижнекаменноугольных отложениях Срединного Тянь-Шаня наиболее распространённой группой ископаемых остатков являются фораминиферы, на изучении которых и была создана данная биостратиграфическая схема.

Ключевые слова: *биостратиграфическая схема, крупномасштабные геологические карты, нижнекаменноугольные отложения, фораминиферы.*

Введение. Отложения нижнего карбона Срединного Тянь-Шаня распространены от долины р. Нарын на юге до долины р. Тюлек на севере и северо-востоке. Долины рек Кокомерен и Минкуш ограничивают их на северо-западе. К западу от оз. Сон-Куль тянутся хребты Кавак-Тоо и Молдо-Тоо, где

отложения нижнего карбона наиболее обнажены. В 1943–1955 гг. на территории этого района производились геолого-съёмочные и поисковые работы Кыргызским геологическим управлением (А.Б. Довжиковым, Е.И. Зубцовым), а также Институтом геологии Кирг.ФАН АН СССР (В.Г. Королёвым, В.Н. Криволицкой, М.А. Строниным, Г.Л. Юдахиным, А.Я. Гладченко). С целью создания стратиграфической базы для них Институтом геологии Кирг.ФАН были поставлены палеонтолого-стратиграфические исследования (Гладченко, 1960). А.Я. Гладченко изучала ископаемые остатки брахиопод, их распространение по разрезу и составила схему биостратиграфии. Следует заметить, что макрофаунистические остатки, к которым относятся брахиоподы, распространены по разрезу спорадически, поэтому выделенные по ним зоны не обладают детальностью и могут характеризовать стратиграфические подразделения большого объёма, используемые для мелко- и среднемасштабной съёмок. Авторами настоящей статьи были переизучены опорные разрезы нижнего карбона хр. Молдо-Тоо по микрофауне (фораминиферам) и построена детальная схема биостратиграфии, использованная при крупномасштабной съёмке данного района. При этом, остатки макрофауны (брахиоподы, кораллы) были привязаны к фораминиферовой шкале, что повысило её надёжность.

Методика работ.

Для сбора материалов в полевых условиях составлялись детальные палеонтолого-стратиграфические разрезы с описанием литологического состава пород и последним отбором образцов на микрофауну, поисками раковин макрофауны (брахиопод, кораллов). В камеральный период из образцов, отобранных на макрофауну, изготавливались прозрачные шлифы, в которых определялись виды фораминифер, позволяющие выделить по их эволюционному развитию биостратиграфические зоны. Анализ и корреляция зон позволяли составить биостратиграфическую схему расчленения нижнекаменноугольных отложений.

Биостратиграфические исследования.

Ранее нами (Дженчураева, Поярков, Скворцов, 1973ф; Дженчураева, 1975) были выработаны методические приёмы построения зональных схем, объединённые в метод последовательного приближения, который предусматривает выполнение биостратиграфического анализа в два этапа. На первом обрабатываются данные по наиболее полным разрезам, для которых строятся вспомогательные таблицы распространения видов по образцам. При анализе этих таблиц выявляются наиболее чёткие рубежи изменения в распространении видов. Комплекс видов, представители которых встречены в образцах, расположенных между соседними рубежами, принимался в первом приближении за зональный комплекс. Сравнение между собой данных по нескольким разрезам позволяет произвести первое уточнение состава зональных комплексов: установить список видов, выявить характерные виды, а также впервые появившиеся и вымершие. На втором этапе на основе вспомогательных таблиц выполнялись три схемы: распространения зон в

изученных, распространения видов по зонам и схема развития родов в изученном регионе. Эти схемы явились основой для составления схемы биостратиграфии, которая явилась мерной линейкой времени для измерения объёма литостратиграфических подразделений толщ и свит, картируемых на крупномасштабных картах.

Каменноугольная система, нижний отдел Турнейский ярус

Первые фаунистические исследования турнейских отложений Тянь-Шаня были проведены в начале пятидесятых годов А.Д. Миклухо-Маклаем (1960). Более полные и систематические исследования были проведены Б.В. Поярковым (1957, 1960, 1963), О.И. Богуш и О.В. Юферевым (1957, 1960, 1962). В.П. Скворцовым (1962, 1972), Б.В. Поярковым и В.П. Скворцовым (1977), Н.М. Михно (1975). Последние работы по изучению турнейского яруса принадлежат А.В. Дженчураевой и С.Б. Гуцину (Дженчураева и др., 1990ф, 1994ф) и О.Ф. Гетман (Дженчураева и др., 2013). В результате последних исследований был решён спорный вопрос о положении верхней границы турнейского яруса. Отнесённая В.П. Скворцовым к низам нижнего визе зона *Dainella chomatica* – *Eoendothyranopsis michoti* (= *Eoendothyranopsis aksarsaica* – *Dainella chomatica*) переведена в состав турне, как верхняя зона этого подразделения.

Расчленение турнейского яруса проведено согласно биостратиграфической региональной схемы для Средней Азии (Дженчураева и др., 1990ф). В турнейском ярусе выделяются четыре зоны: *Bisphaera malevkensis* – *Earlandia minima*; *Septabrunsiina donica* – *Chernyshinella glomiformis*; *Lipinellina tchatkalica* – *Paraendothyra tschikmanica* и *Eoendothyranopsis aksarsaica* – *Dainella chomatica*.

Зона *Bisphaera malevkensis* – *Earlandia minima*

Типовой разрез. В качестве типового принят разрез «Коргон II» (хр. Молдо-Тоо).

Распространение. Отложения зоны установлены только в хр. Молдо-Тоо по разрезу «Кара-Ункур».

Границы с ниже- и вышележащими зонами нормальные.

Состав фораминифер. В отложениях описываемой зоны встречены представители 16 видов. Характерными, кроме видов-индексов, являются *Parathurammina stellata* Lipina, *P. pachysphaerica* Bogush et Juferev, *Baituganella vulgaris* Lipina, *Bisphaera minima* Lipina, *B. grandis* Lipina, *Tournayellina* aff. *vulgaris* Lipina.

Мощность в типом разрезе составляет 23 м, по разрезу «Кара-Ункур» – 207 м.

Зона *Septabrunsiina donica* – *Chernyshinella glomiformis*

Типовой разрез. Таковым является разрез «Кек-Булак», расположенный на южном склоне хр. Нарын-Тоо.

Распространение. Кроме типового разреза отложения зоны установлены в хребтах Нарын-Тоо и Байбиче-Тоо.

Границы. Стратиграфически нормальные.

Состав фораминифер. Виды, свойственные только данной зоне: *Septabrunsina juferevi* Bogush, *S. minuta* (Lipina), *S. aff. donica* Lipina, *S. aff. krainica* (Lipina), *S. aff. sibirica* Bogush, *S. kingirica* (Reitlinger), *Chernyshinella* (*Prochernyshinella*) *disputabilis* Dain, *Chernyshinella* (*Chernyshinella*) *aff. glomiformis* (Lipina) *f. minima*.

Мощность отложений зоны колеблется от 182 м в хр. Байбиче-Тоо до 481 м в хр. Нарын-Тоо.

Зона *Lipinellina tchatkalica* – *Paraendothyra tshikmanica*

Типовой разрез расположен в хр. Байбиче-Тоо (разрез «Улан»).

Распространение. Кроме типового разреза, отложения известны в хр. Нарын-Тоо («Кек-Булак», «Кель-Тор»).

Границы. В изученных разрезах наблюдается непосредственное смыкание комплекса данной зоны с ниже- и вышележащими зонами.

Состав фораминифер. В состав комплекса зоны входят 16 видов, из которых 12 свойственны только этой зоне. Кроме видов-индексов, характерными являются *Palaeospiroplectamina parva* (N. Tchernysheva), *P. tchernyshinensis* (Lipina), *Rectochnyshnella mirabilis* (Lipina), *R. aff. spinosa* (Lipina), *Birectoendothyra nana* (Lipina), *Paraendothyra nalivkini* (N. Tchernysheva), *P. tshikmanica* (Malakhova), *Cribroparaendothyra aff. simonovae* Lilina, *Spinoendothyra* (*Inflatoendothyra*) *inflata* (Lipina), *S. (I.) inflata* (Lipina) *f. maxima*, *S. (Spinoendothyra) paracostifera multicamerata* (Lipina), *S. (S.) recta* (Lipina).

Мощность зоны в типовом разрезе составляет 215 м. В хр. Нарын-Тоо колеблется от 141 м до 272 м.

Зона *Eoendothyranopsis aksarsaica* – *Dainella chomatica*.

Типовой разрез расположен на южном склоне хр. Нарын-Тоо по саю Кек-Булак (правый приток р. Атбаши).

Распространение. Отложения зоны установлены в хребтах Молдо-Тоо, Байбиче-Тоо и Нарын-Тоо.

Границы. Нижняя граница благодаря смыканию с нижележащей зоной хорошо устанавливается в разрезах хр. Байбиче-Тоо. Верхняя граница через смыкание комплексов устанавливается только в хр. Молдо-Тоо.

Состав фораминифер. Эта зона является наиболее богатой фаунистически. Всего здесь было встречено 29 видов, из которых 10 свойственно только данной зоне. Это *Pseudoplanoendothyra kosvensis mosana* (Conil et Lys), *Endothyra antiqua* Rauser, *E. fleronensis* (Conil et Lys), *Globoendothyra* (*Eogloboendothyra*) *parva ukrainica* Vdovenko, *Plectogyranopsis*

paraconvexa (Brazhnikova et Rostovzeva), *Eoendothyranopsis staffelliformis* (N. Tchernysheva), *Dainella chomatica* (Dain), *D. chomatica* (Dain) f. *staffeloides*, *D. elegantula* Brazhnikova, *D. tujmasensis* (Vissarionova). Характерной чертой комплекса являются даинеллы.

Мощность. В пределах хр. Молдо-Тоо мощность колеблется от 37 м до 94 м. в хр. Байбиче-Тоо от 110 м до 328 м и в хр. Нарын-Тоо от 102 м до 421 м.

Визейский ярус

Первое изучение визейских отложений проведено в тридцатых горах Д.М. Раузер-Черноусовой. Следующие исследования проводились А.Д. Миклухо-Маклаем, М.Н. Соловьёвой, Ф.Р. Бенш, Н.А. Аносовой, Н.М. Михно, Б.В. Поярковым и др. Результатами этих работ являются различные схемы расчленения визейского яруса. В начале 70-х годов основные исследования по детальному расчленению визейского яруса проводил В.П. Скворцов [10, 11]. Основным отличием настоящей биостратиграфической схемы является повышение нижней границы, которая нами проводится в подошве зоны *Omphalotis paraturkestanica*.

В визейском ярусе выделяются 6 зон:

Зона *Omphalotis paraturkestanica*

Типовой разрез. Принят разрез «Чеманды III» (южный склон хр. Молдо-Тоо), где отложения зоны имеют нормальные стратиграфические контакты.

Распространение. Кроме типового разреза, отложения зоны распространены в хр. Байбиче-Тоо (разрез «Карабулун»).

Состав фораминифер. В рассматриваемой зоне происходит резкое обеднение комплекса фораминифер. Кроме вида-индекса, характерными видами зоны являются *Globoendothyra* (E.) cf. *ishimica* (Rauser), *Tetrataxis immatura* Grozdilova. Появляются первые тетратакисы. Исчезают турнеелиды и даинеллы, что придаёт сообществу зоны характерный визейский облик.

Мощность в разрезе «Чеманды» – 58 м, в разрезе «Карабулун» – 146 м.

Зона *Pseudotaxis eominima* – *Tetrataxis kiselica*

Типовой разрез. Принят разрез «Чеманды III» в хр. Молдо-Тоо по саю Чиль-Каин.

Распространение. Отложения зоны известны только в хр. Молдо-Тоо.

Границы. Нижняя граница наблюдается только в типовом разрезе со смыканием с нижележащей зоной. Верхняя – в разрезах «Чеманды I» и «Чеманды II» тоже через непосредственное смыкание комплексов.

Состав фораминифер. Для отложений зоны характерно изобилие тетратакисов на фоне бедного разнообразия остальных групп. Выделяются виды, присущие только этой зоне: *Tetrataxis kiselica* Malakhova, *T. obtusa* Malakhova, *T. vulgaris* Malakhova, а также второй вид-индекс *Pseudotaxis*

eominima (Malakhova). Впервые появляются в данной зоне и продолжают существовать в вышележащих слоях *Tetrataxis conica* Ehrenberg, *T. paraminima* Vissarionova.

Мощность колеблется от 51 м до 209 м.

Зона *Pseudoammodiscus priscus* – *Ammarchaediscus primaevus*

Типовой разрез. Наиболее полно отложения зоны представлены в разрезе «Чеманды I» (южный склон хр. Молдо-Тоо).

Распространение. Отложения зоны присутствуют только в хр. Молдо-Тоо.

Границы. Нижняя граница нормальная, установлена в типовом разрезе и в разрезе «Чеманды III», а верхняя только в типовом.

Состав фораминифер. В комплексе более 40% составляют тетратаксиды, из которых только *Tetrataxis* aff. *gigas* Brazhnikova характерен для этой зоны, остальные широко распространены в визейском ярусе. Характерно первое появление археодисцид – *Donodiscus explanatus* (Vdovenko) и массовое скопление псевдоаммодисцид. Из эндотир встречена только *Endothyra (Similisella) similis* Rauser et Reitlinger.

Мощность колеблется от 72 м до 423 м.

Зона *Planoarchaediscus spirillinoides* – *Glomodiscus rigens*

Типовой разрез. Наиболее полно зона представлена в разрезе «Чеманды I», где установлены обе границы (южный склон хр. Молдо-Тоо).

Распространение. Кроме типового разреза, отложения зоны распространены в разрезах «Чеманды III» и «Тешик» (южный склон хр. Молдо-Тоо).

Границы. Нижняя граница установлена только в типовом разрезе со смыканием с нижележащей зоной. Верхняя в разрезах «Чеманды I» и «Тешик» тоже через непосредственное смыкание комплексов зон.

Состав фораминифер. В отложениях зоны встречено 27 видов фораминифер. Характерные формы только этой зоне представлены 5 видами: *Omphalotis pannusaeformis* (Schlykova), *Ammarchaediscus eospirillinoides* (Brazhnikova), *Planoarchaediscus longus* Skvorzov, *Paraarchaediscus krestovnikovi* var. *pusilla* (Rauser), *Lapparentidiscus* sp. Отмечается появление и массовое развитие средневизейских омфалотисов и широкое развитие археодисцид, в частности планоархеодискусов.

Мощность колеблется в значительных пределах от 71 м (разрез «Чеманды I») и до 580 м (разрез «Тешик»).

Зона *Endothyranopsis compressa* – *Paraarchaediscus krestovnikovi*

Типовой разрез. Принят разрез «Тешик», где отложения зоны имеют нормальные стратиграфические контакты (южный склон хр. Молдо-Тоо).

Распространение. Развиты в хребтах Молдо-Тоо (разрезы «Чеманды I» и «Тешик») и Джаман-Тоо (разрез «Коджагул»).

Границы. Нижняя граница установлена в разрезах «Чеманды I» и «Тешик» через непосредственное смыкание комплексов зон, верхняя во всех трёх разрезах со смыканием зон.

Состав фораминифер. В состав комплекса входит 21 вид, из которых только 4 встречены в данной зоне: *Forschia mikhailovi* Dain, *Plectogyranopsis convexa* (Rauser), *Endothyranopsis compressa* (Rauser et Reitlinger), *Eoparastaffella primaeva* Pojarkov. Характерной чертой зоны является массовое распространение вида-индекса *Paraarchaediscus krestovnikovi* (Rauser), появление эндотиранопсисов, эопараштаффелл, форший и первых, не совсем типичных, поярковелл (*Pojakovella nibelis* (Durkina)).

Мощность колеблется от 42 м до 166 м. Наибольшая в хр. Джаман-Тоо.

Зона *Bradyina rotula* – *Howchinia gibba*

Типовой разрез. В качестве типового принят разрез «Коджагул» (хр. Джаман- Тоо), где выявлены обе границы зоны.

Распространение. Самая распространённая зона визейского яруса. Установлена в хребтах Молдо-Тоо (разрезы «Чеманды I» и «Тешик»), Джаман-Тоо (разрез «Коджагул»), Байбиче-Тоо (разрез Акбеит I), Нарын-Тоо (разрезы Чаар II, Кек-Айрык).

Границы. Нижняя граница хорошо устанавливается в разрезах «Чеманды I», «Тешик» и «Коджагул», где наблюдается непосредственное смыкание с нижележащей зоной. Верхняя установлена только в типовом разрезе.

Состав фораминифер. Отложения наиболее богаты фораминиферами среди зон визейского яруса. В комплексе зоны определено 89 видов. Характерной чертой зоны является появление брэдиин и развитие поярковелл, среди которых 5 видов присущи только данной зоне: *Bradyina rotula* (Eichwald), *Pojarkovella erigentis* Simonova et Zub, *P. honesta* Simonova, *P. ketmenica* Simonova et Zub, *P. mutabilis* Simonova et Zub. К видам, встречающимся только к этой зоне, относятся также *Paraarchaediscus elegans* (Skvorzov), *P. magnus* (Schlykova), *Archaediscus gigas* Rauser, *Permodiscus sumsarensis* Skvorzov, *Forschiella prisca* Mikhailov, *Lituotubella glomospiroides* Rauser, *Janischewskina* cf. *rovnensis* (Ganelina), *J.* cf. *typica* Mikhailov, *Omphalotis omphalota samarica* (Rauser). Появляются псевдоэндотиры, параштаффеллы, эндоштаффеллы и эоштаффеллы.

Облик зоны отличается массивными с большими размерами, грубозернистыми формами и формами с толстыми стенками.

Мощность варьирует по хребтам: Джамн-Тоо до 79 м, Молдо-Тоо – от 12 м до 105 м, Байбиче-Тоо – 198 м и Нарын-Тоо – 229 м

Серпуховский ярус

Серпуховский ярус впервые в этом статусе был закреплён в Международной стратиграфической шкале на VIII Международном

геологическом конгрессе по стратиграфии и геологии карбона, проходившем в Москве в сентябре 1975 года.

Биостратиграфическое обоснование серпуховского яруса осуществлялось на основании анализа фораминифер М.Н. Соловьёвой, З.С. Румянцевой, Н.М. Михно, В.П. Скворцовым, Б.В. Поярковым в семидесятые годы прошлого столетия. Выделяется три зоны: *Howchinia gibba longa* – *Neoarchaediscus parvus*, *Eostaffellina protvae* – *Howchinia subplana* и *Eosigmoidina explicata* – *Loeblichia minima*. Бывшая, самая верхняя, зона серпухова зона *Plectostaffella bogdanovkensis* переведена в состав нижнебашкирского подъяруса в качестве нижней зоны.

Зона *Howchinia gibba longa* – *Neoarchaediscus parvus*

Типовой разрез. В качестве такового принят разрез «Коджагул» в хр. Джаман-Тоо.

Распространение. Отложения зоны распространены в хребтах Молдо-Тоо (разрезы «Джергетал I», «Кинды»), Байбиче-Тоо (разрез «Акбеит»), Джаман-Тоо (разрез «Коджагул»).

Границы. Непосредственное смыкание зоны с ниже- и вышележащими зонами присутствует только в типовом разрезе.

Состав фораминифер. В этой зоне происходит резкое обеднение состава по сравнению с предыдущей, что является характерной чертой данного сообщества. Появление хаучиний в отложениях служит ещё одной отличительной чертой рассматриваемой зоны. Форма *Howchinia gibba longa* (Brazhnikova) является видом, присущим только описываемой зоне, а у видов *Neoarchaediscus parvus* (Rausser) и *Howchinia gibba* (Moeller) с зоной совпадает эпиболь.

Мощность отложений в типовом разрезе составляет 38 м, в хр. Молдо-Тоо от 58 м (разрез «Джергетал I») до 107 м (разрез «Кинды»), в хр. Бабиче-Тоо – 43 м.

Зона *Eostaffellina protvae* – *Howchinia subplana*

Типовой разрез. За типовой принят разрез «Татыр» по южному склону хр. Молдо-Тоо.

Распространение. Рассматриваемая зона известна лишь в типовом разрезе.

Границы. Характер нижней границы не установлен из-за отсутствия нижележащей зоны (перерыв в осадконакоплении). Верхняя граница согласная со смыканием с вышележащей зоной.

Состав фораминифер. В отложениях зоны встречено 13 видов фораминифер. Из них только 5 видов присущи данной зоне: *Eostaffellina protvae* (Rausser), *E. paraprotvae* (Rausser), *Howchinia subplana* (Brazhnikova et Jarzeva), *Cribrostomum ignobilis* (Durkina), *Tetrataxis pusilla* Conil et Lys. Отличительной чертой зоны является первое появление эоштаффеллин, псевдогломоспир, изменение состава хаучиний.

Мощность зоны в типовом разрезе 42 м.

Зона *Eosigmoilina explicata* – *Loeblichia minima*

Типовой разрез. Зона представлена в полном объеме в разрезе «Татыр» (хр. Молдо-Тоо).

Распространение. Отложения зоны известны только в типовом разрезе.

Границы. Наблюдается непосредственное смыкание зональных комплексов как по нижней, так и по верхней границам.

Состав фораминифер. В комплексе данной зоны определено 23 вида. Индекс-виды находятся в виде единичных экземпляров, но они впервые появляются в этом комплексе. Других видов, встреченных лишь в описываемой зоне 7: *Eostaffellina vischerensis* Grozdilova et Lebedeva, *E. schwetzeri asymmetrica* Brazhnikova et Vdovenko, *Endothyra* cf. *bowmani* var. *irregularis* Reitlinger, *Bradyina subita* Malakhova, *Endotaxis planiformis* Brazhnikova, *Monotaxinoides* aff. *transitirius* (Brazhnikova et Jarzeva), *Neoarchaediscus* (*Rugosarchaediscus*) *akchimensis* (Grozdilova et Lebedeva). В зоне полностью вымирают все визейские элементы фораминифер, появляются первые представители башкирских.

Мощность отложений в типовом разрезе 97 м.

Обсуждение результатов

Описанные фораминиферовые зоны были сопоставлены с аналогичными, выделенными в Казахстане, на Русской платформе, Урале и Донбассе. Сопоставление производилось по характерным комплексам, отражающим эволюцию фораминифер, и индекс-видам, причём приоритет отдавался первым (таблица). При сопоставлении за нижнюю границу каменноугольной системы принималась подошва зоны *Bisphaera malevkensis* – *Earlandia minima*.

Благодаря детальной схеме стратиграфии был выяснен возрастной объём картируемых региональных стратиграфических подразделений – свит. В исследуемом районе были закартированы 8 свит: сонкульская – D₃-C₁t₁ sn, коргонская – C₁t₁₋₂ kg, катунарыкская – C₁t₂ kt, акчеташская – C₁t_{2-v}1 ak, джапрыкская – C₁v₁ dž, каракиинская – C₁v₁₋₂ kr, ительгиуинская – C₁v₃ it, мингджилкийская – C₁s-C₂b md. Все перечисленные свиты, за исключением коргонской, были выделены в хр. Молдо-Тоо, Байбиче-Тоо и Нарын-Тоо М.С. Швецовым (1932), В.Г. Королёвым (1955), С.Е. Христовым (1992ф). Позже они изучались изучались нами, когда им была дана детальная возрастная характеристика (до зон), а коргонскую свиту мы впервые выделили (Дженчурова и др., 1994ф) из состава акчеташской на основании иного литологического состава и возрастного объёма, соответствующего зоне *Septabrunsiina donica* – *Chernyshinella glomiformis* верхнетурнейского подъяруса.

| Система | Отдел | Ярус | Срединный Тянь-Шань Дженчурова, Гетман, 2020 | Большой Каратау Марфенкова, 1991 | Русская платформа Регион.,1990; Гибшман, 2002 | Урал Объяснения...,1994 | Донецкий бассейн Формации Геолкома |
|-----------------|--------|--------------|---|---|--|--|--|
| Каменноугольная | Нижний | Серпуховский | Eosigmoilina exlicata – Loeblichia minima | Loeblichia minima – Globovalvulina parva | Eostaffellina protvae – Eosigmoilina exlicata – Monotaxinoides subplanus | Monotaxinoides transitorius | $C_1^5e - C_1^5f$ |
| | | | Eostaffellina protvae – Howchinia subplana | Eostaffellina protvae – Palaeospiroplectammina exotica | | Eostaffellina paraprotvae | $C_1^5c - C_1^5d$ |
| | | | Howchnia gibba longa – Neoarchaediscus parvus | Neoarchaediscus parvus regularis – Kasachstanodiscus bykovae | Pseudoendothyra globosa –Neoarchaediscus parvus | Neoarchaediscus postrugosus | $C_1^5a (= C_1^5g_2)$ |
| | | Визейский | Bradyina rotula – Howchinia gibba | Bradyina rotula – Howchinia gibba | Eostaffella tenebrosa | Eostaffella tenebrosa | $C_1^6t_2 - C_1^6g_1$ |
| | | | | Eoendothyranopsis crassa – Kasachstanodiscus bestubensis – Asteroarchaediscus ovoides | Eostaffella ikensis | Eostaffella priscus – Bradyina rotula | |
| | | | | Paraarchaediscus krestovnikovi | Eostaffella proikensis | | |
| | | | Endothyranopsis compressa – Paraarchaediscus krestovnikovi | Planoarchaediscus spirillinoides | Endothyranopsis compressa – Archaeodiscus? krestovnikovi | Planoarchaediscus spirillinoides | $C_1^6e - C_1^6n$ |
| | | | Pseudoammodiscus priscus – Ammarchaediscus primaevus | Ammarchaediscus primaevus – A. kaskalensis | Ammarchaediscus primaevus – Uralodiscus rotundus | Ammarchaediscus primaevus | C_1^6d |
| | | | Pseudotaxis eominima – Tetrataxis kiselica | Pseudoammodiscus priscus – Tetrataxis kiselica | Eoparastaffella simplex – Eoendothyranopsis donica | Eoparastaffella simplex – Eoendothyranopsis donica | C_1^6c |
| | | | Omphalotis paraturkestanica | Eoendothyranopsis michoti – Eogloboendothyra parva | | | C_1^6b |
| | | Турнейский | Eoendothyranopsis aksarsaica – Dainella chomatica | Palaeospiroplectnammina tchrynshinensis | Dainella staffelloides – Tournayella moelleri | Tournayella moelleri – Dainella chomatica | C_1^7a |
| | | | | Latiendothyra turkestanica – L. latispiralis | Spinoendothyra costifera – Tuberendothyra tuberculata | Spinoendothyra costifera – Latiendothyra latispiralis | C_1^7d |
| | | | Lipinellina tchatkalica – Paraendothyra tchikmanica | Chernyshinella glomiformis | Chernyshinella glomiformis – Palaeospiroplectnammina tchrynshinensis | Chernyshinella glomiformis – Palaeospiroplectnammina tchrynshinensis | C_1^7c |
| | | | Septabrunsiina donica – Chernyshinella glomiformis | Bisphaera malevkensis –Earlandia minima | Bisphaera malevkensis – Earlandia minima | Bisphaera malevkensis – Earlandia minima | C_1^7b |

Таблица 1. Сопоставление зональной схемы расчленения нижнекаменноугольных отложений Срединного Тянь-Шаня со схемами расчленения одновозрастных отложений других регионов по фораминиферам (Казахстан, Русская платформа, Урал, Донецкий бассейн)

Заключение

В результате изучения нижнекаменноугольных отложений Срединного Тянь-Шаня (хр. Молдо-То, Байбиоче-Тоо и Нарын-Тоо) была создана детальная биостратиграфическая схема по наиболее распространенной группе микрофауны фораминиферам. Впервые выделены для турнейского яруса 4 биостратиграфические зоны – зона *Bisphaera malevkensis* – *Earlandia minima*; зона *Septabrunkiina donica* – *Chernyshinella glomiformis*; зоны *Lipinellina tchatkalica* – *Paraendothyra tschikmanica* и зона *Eoendothyranopsis aksarsaica* – *Dainella chomatica*, для визейского яруса – зона *Omphalotis paraturkestanica*, зона *Pseudotaxis eominima* – *Tetrataxis kiselica*, зона *Pseudoammodiscus priscus* – *Ammarchaediscus primaevus*, зона *Planoarchaediscus spirillinoides* – *Glomodiscus rigens*, зона *Endothyranopsis compressa* – *Paraarchaediscus krestovnikovi*, зона *Bradyina rotula* – *Howchinia gibba*, а для серпуховского яруса – зона *Howchinia gibba longa* – *Neoarchaediscus parvus*.

Палеонтологическим обоснованием этой схемы являются определения более 500 видов фораминифер. В биостратиграфическом анализе использованы определения брахиопод 34 вида и кораллов – 95 видов.

Схема биостратиграфии увязана с унифицированными схемами расчленения палеозоя Казахстана, Русской платформы, Урала и Донбасса.

На основании детальной схемы биостратиграфии произведена ревизия возрастного объёма свит Нарынского типа, выделенных при крупномасштабном картировании. Это является основой для унификации свит на этапе доизучения нижнекаменноугольных отложений Среднего Тянь-Шаня.

Литература

А. Опубликованная

Богуш О.И., Юферев О.В., 1957. Фораминиферы и стратиграфия каменноугольных отложений Каратау и западных отрогов Таласского Алатау. / Докл. АН СССР, 112, № 3.

Богуш О.И., Юферев О.В., 1960. Некоторые новые виды турнейских фораминифер Каратау и западных отрогов Таласского Алатау. / Палеонтол. журнал АН СССР, № 4.

Богуш О.И., Юферев О.В., 1962. Фораминиферы и стратиграфия каменноугольных отложений Каратау и Таласского Алатау. / Москва: Изд-во АН СССР

Глаченко А.Я., 1960. Брахиоподы и стратиграфия нижнего карбона Присонкульского района Киргизии. / Фрунзе: Изд. АН КиргССР. 212 с.

Дженчурова А.В., 1975 О батиметрической зональности среднекаменноугольных фузулинид Туркестано-Алая. / Вопросы микропалеонтологии, вып. 18. М.: Наука.

Дженчурова А.В. и др., 2013. Атлас фаций и ископаемых остатков палеозоя Срединного Тянь-Шаня. / Бишкек: Изд-во КРСУ.

Королёв В.Г., 1955. Материалы по стратиграфии палеозоя западной и центральной хр. Молдо-Тоо (Тянь-Шань). / Тр. ИГ Кирг.ФАН СССР. Вып. 1. Фрунзе.

Миклухо-Маклай А.Д., 1960. Стратиграфия каменноугольных отложений Средней Азии. / Л.: Вестн. ЛГУ, № 6, вып. 1.

Михно Н.М., Балакин Г.В., 1975. Фораминиферы и мшанки нижнего карбона Чаткальских гор. / Ташкент: Изд-во ФАН

Поярков Б.В., 1957. О фораминиферах фаменских и турнейских отложений западных отрогов Тянь-Шаня. / Л.: Вестн. ЛГУ, №12.

Поярков Б.В., 1960. О стратиграфии турнейских отложений юго-западной Киргизии (западные отроги Тянь-Шаня). / Тр. Упр. геол. и охр. недр Кирг. ССР, сб. №1.

Поярков Б.В., 1963. О границе между девоном и карбоном в западных отрогах Тянь-Шаня. / Изв. высш. учеб. заведений, сер. геол. и разведка, №2.

Поярков Б.В., Скворцов В.П., 1977. Расчленение нижнекаменноугольных отложений Киргизии по данным изучения фораминифер. / М.: Наука. В. М., вып. 20. С. 54–67.

Скворцов В.П., 1962. Распространение фораминифер в турнейских и нижневизейских отложениях Южного Присонкуля // Изв. АН Кирг. ССР, сер. естеств. и технич. наук. Т. 4. Фрунзе: Илим.

Скворцов В.П., 1972. Фораминиферы и зональное расчленение визейского яруса Срединного Тянь-Шаня. / Автореф. канд. дисс. Алма-Ата. Ин-т геологии АН КиргССР.

Швецов М.С., 1932. Геологическое строение области, прилегающей к оз. Сон-Куль (Тянь-Шань) / М.: Союзсредазметразведка.

Б. Фондовая

Дженчураева А.В., Поярков Б.В., Скворцов В.П., 1973. Стратиграфия и фораминиферы ниже- и среднекаменноугольных отложений северных склонов Алайского и восточной части Туркестанского хребтов. Отчёт отряда №2 палеонтолого-стратиграфической партии по работам 1970–1973 гг. Фрунзе: Фонды КГУ.

Дженчураева А.В., Гушин С.Б. и др., 1990. Составление региональных схем докембрия и палеозоя Киргизии. Отчёт палеонтолого-стратиграфической партии по работам 1989–1990 гг. / Фрунзе: Фонды КГУ.

Дженчураева А.В., Гушин С.Б. и др., 1994. Опорные разрезы среднего и верхнего палеозоя хребтов Молдоттоо, Джамантоо и Байбичетоо. Отчёт палеонтолого-стратиграфической партии по работам 1991–1994 гг. / Бишкек: Фонды КГУ

Христов С.Е. и др., 1992. Геологическое строение и полезные ископаемые Макмальского рудного района на площади листов К-43-88-Г; К-43-89-Г-в,г; К-43-90-В-в,г; К-43-100-Б,Г; К-43-101-А.Б.В; К-43-102-А-а,б. Отчёт Пчанской партии по работам 1986–1992 гг. / п.г.т. Ивановка. Бишкек: ТГФ Госгеолкома по Г и ОН КР.

ИЗУЧЕНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЛАБОМАГНИТНЫХ АПЛИТОВИДНЫХ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ В СЕВЕРНОЕ НУРАТАУ

Джиянов Т. П.

*Ташкентский Государственный Технический университет
Узбекистан
tstu.uub@rambler.ru*

Аннотация. В статье приводятся результаты высокоточных магниторазведочных работ на территории Северное Нуратау. Чувствительность этих магнитометров 0,1 нТл. Точность выделения аномального поля составляет 0,3-0,5нТл. Проводилась маршрутная съемка. Расстояние между пунктами наблюдений от 10 до 50 метров. Обнаружены аномальные изменения магнитного поля по профилю. По 8 профилям аномального поля Кизилчинская рудопоявления проведена геологическая интерпретация.

Ключевые слова: *магнитная съемка, аномальное магнитное поле, магнитометр, наноТесла, разлом, рудный район, площадь*

ВВЕДЕНИЕ

Поиск и разведка месторождений полезных ископаемых всегда остается актуальной задачей, от решения которой зависит дальнейшее развитие того или иного региона, определенной отрасли и, наконец, страны в целом. Применение геофизических методов при поиске и разведке месторождений особенно актуально сейчас, когда все месторождения, расположенные на дневной поверхности или на небольших глубинах уже опоискованы и разведаны. Поэтому на данном этапе стало актуальным изучение глубоких горизонтов и флангов рудоперспективных территорий, перекрытых осадочным чехлом на их перспективность на глубину. В этом плане магниторазведка является наиболее подходящим методом картирования поверхности фундамента под осадочным чехлом, выделения магматических комплексов, установления пространственного положения геологических структур, поиска рудных зон, месторождений и др.

В результате многолетних геомагнитных исследований на геодинамических полигонах Узбекистана было установлено, что локальные аномальные вариации геомагнитного поля - предвестники землетрясений в большинстве случаев имеют величину, начиная от 1-2нТл. Этот факт предопределил необходимость разработки методики высокоточной магнитной съемки для выявления предвестников землетрясений, начиная от 1-1,5 нТл. На

метод был получен предварительный Патент в 1999г. В результате разработки этой методики была достигнута точность выделения аномальной вариации 0,4-0,5нТл. Данная методика может успешно применяться также для выявления слабоинтенсивных аномалий магнитного поля, связанных с рудными и нерудными месторождениями. Она была успешно апробирована в 2005 году при выполнении НИР «Изучение распространения слабомагнитных аплитовидных гранитов и пегматитов в северо-западной части хребта. Северный Нуратау в связи с наличием в них редкометалльного оруденения». На участке Кызылча определена зона контактов аплитовидных гранитов и пегматитов. Позднее апробацию метода продолжили в Институте геологии и геофизики Академии наук РУз, где в течение 2009-2011гг. на территории Алмалык - Ангреного рудного региона проводились полевые исследовательские работы в рамках фундаментальных и прикладных проектов. С 2005 г. методика начала применяться на территории Северный Нуратау.

МЕТОДИКА

Магнитометрическая съемка на территории Северный Нуратау проводилась методом маршрутной съемки. Расстояние между пунктами измерений составляло, в преобладающем случае 10 м. На некоторых площадях была проведена микромагнитная съемка. В этом случае шаг съемки составлял 5-6 метров. В редком случае, при отсутствии большого градиента значения магнитного поля, шаг составлял 20м.

Поближе к площади Кизилча, были установлены магнитные вариационные станции. На рис. 1 приведены графики синхронных измерений величины Т четырьмя приборами на территории магнитной обсерватории Янгибазар. 20 мая 2004 г. с 6²⁴ часов по 10⁰² часов дневного времени. Как видно из рисунка показания всех 4-х приборов идентичны. Несмотря на магнитно-возмущенный день разница в показаниях между приборами незначительная.

Для количественной оценки величины среднеквадратической точности сверенных приборов определены разности каждого прибора от среднего значения 4-х приборов, или разности показания между парами приборов.

Из рисунка хорошо видно, преимущественное количество (%) разностей показаний прибора от среднего отмечалось в пределах $\pm 0,4$ нТл. Это свидетельствует о стабильной и качественной работе протонных магнитометров.

Обработка результатов магнитных измерений включала первичную обработку и компьютерную.

Первичная обработка полевых материалов выполнялась параллельно со съемкой, что связано с получением необходимой информации о техническом состоянии магнитометров и качестве проводимых работ. Первичная обработка включала: обработку наблюдений по изучаемым направлениям (профилям) в измерительных рейсах; обработку данных на МВС (т.е. наблюдений на КП):

введение необходимых поправок, приведение наблюдаемых значений к измерениям на КП, подсчет среднеквадратической погрешности, построение графиков напряженности поля ΔT_a и построение карт магнитного поля участка работ.

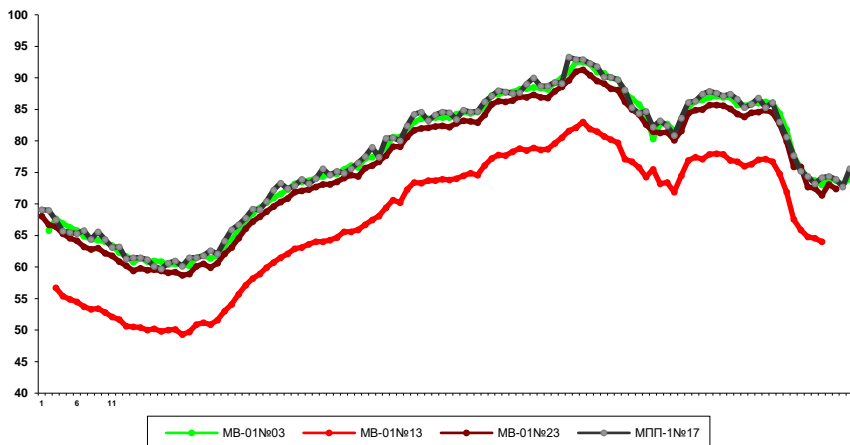


Рис.1. Графики синхронных измерений величины T .

На рис.2 показаны гистограммы распределения разностей между парами протонных магнитометров (2а, 2б).

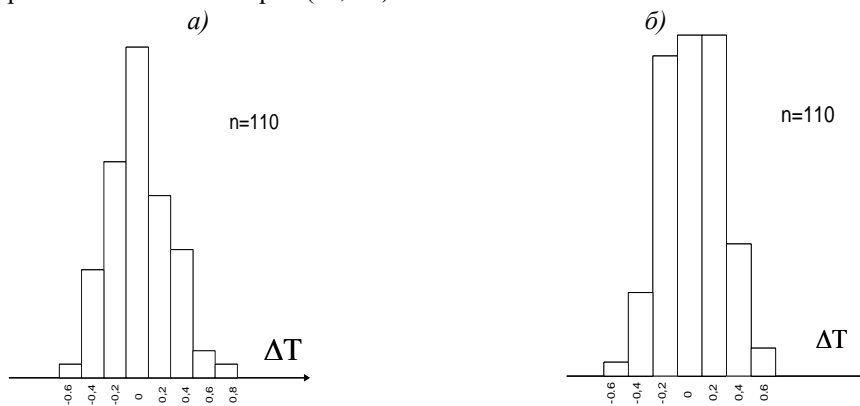


Рис.2. Гистограмма распределения отклонения ΔT от среднего.

а) MB-01 №109003,

б) MB-01 №109023, n -количество определений.

Магнитные аномалии вычислялись по формуле:

$$\Delta T_a = T_n - T_{кп} (\delta T)$$

где T_n – наблюдаемые значения магнитного поля; $T_{кп}$ – значения магнитного поля на контрольном пункте с учетом поправки за вариацию.

Вычисленные значения аномального магнитного поля были введены в локальную базу магнитных данных для последующей компьютерной обработки на ПЭВМ.

Наблюдаемое магнитное поле, в силу суперпозиции, отражает влияние многих геологических факторов. Для разделения наблюдаемого поля на составляющие проводилась трансформация исходного материала, имеющая своей целью подчеркнуть интересующие особенности поля и заглушать, сгладить сторонние эффекты. При этом последние в любом способе трансформации не полностью исключаются из трансформированного материала, а частично сохраняются в нем в виде некоторого искажающего влияния.

Разделение полей (аномалий) на региональную и локальную составляющие производилось способом осреднения, наиболее часто используемым для решения задач геологического картирования.

Геологическая интерпретация геофизических данных – это процесс построения физико-геологической модели изучаемой площади по комплексу геофизических и геологических данных с целью получения новых сведений о геологическом строении территории и выяснения ее перспектив на обнаружение месторождений полезных ископаемых.

Интерпретация геофизических материалов проводилась в три этапа, включая в себя элементы качественной и количественной интерпретации.

На первом этапе выполнялась качественная интерпретация, которая включала в себя сопоставление и анализ всех видов геолого-геофизической информации; районирование физических полей; установление вероятной геологической природы аномалий.

Количественная интерпретация данных магнитной съемки проводилась по отдельным наиболее четким аномалиям с целью определения глубины залегания верхней кромки, горизонтальных размеров возмущающих объектов, амплитуды ступени, а также эффективной намагниченности. Количественные расчеты выполнялись известными аналитическими методами. Совпадение или несоответствие расчетных физических параметров с реальными (физические свойства пород) определяло подход к следующему этапу интерпретации.

На втором этапе проводилась комплексная интерпретация геофизических материалов, включающая в себя совместный анализ физических полей, результатов пометодной интерпретации и установление геологической природы выделенных геофизических объектов.

Завершает интерпретацию данных построение геолого-геофизических разрезов – моделирование. На этом этапе выполнялась количественная интерпретация на основе данных предшествующих операций: определялись физические и геометрические параметры системы объектов, создающих

сложное аномальное поле.

По материалам комплексной геологической интерпретации геофизических данных составлялись схематическая геологическая карта с конкретизацией площадей, перспективных на поиски оруденения и серия геолого-геофизических разрезов по линиям опорных профилей, отражающих физико-геологическую модель изучаемой территории.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты магниторазведочных работ представлены картой графиков приращения полного вектора магнитной индукции ΔT_a масштаба 1:2000 и картой изолиний ΔT_a масштаба 1:10000, на которую вынесены элементы геологической ситуации. Для общего обзора на *рис.* представлена схема рассматриваемого магнитного поля.

Магнитная съемка выполнена в масштабе 1:10000, отчетная карта изолиний ΔT_a представлена в масштабе 1:10.000 .

Магнитное поле южной части участка отрицательное, (повышенное), а в северной (отрицательное) – пониженное. Граница раздела полей проходит в средней части рамки планшета (профиль 1-У11, пикет 65 - 90) и ориентирована, в общем, в субширотном направлении.

Отрицательное магнитное поле спокойное, интенсивность поля – в пределах $-50 \div -66$ нТл, в районе пикетов (80-90) плавно понижается до -81 нТл. На профилях 3,5 (пикеты 85- 80) наблюдаются локальные аномалии вытянутой формы с интенсивностью 81 нТл.

Описываемое отрицательное магнитное поле располагается над гранитным массивом. Магнитная восприимчивость пород колеблется до 50×10^{-5} СИ, средние значения магнитной восприимчивости составляют $12-15 \times 10^{-5}$ ед. СИ.

Таким образом, удовлетворительного геологического истолкования отрицательного магнитного поля северо-западной части гор Северное Нуратау не имеет.

По-видимому, логическим объяснением описанного отрицательного поля может служить предположение, что на севере и северо-востоке площади в составе преобладают немагнитные породы, преимущественно гранитного состава.

Магнитное поле в предгорной относительно части спокойное, интенсивность его $-50 \div -66$ нТл, локальные аномалии отсутствуют.

Над обнаженным фундаментом магнитное поле хотя и сложное, но однородное, Колебания интенсивности поля постепенные, без градиентных зон, изодинамы магнитного поля ориентированы преимущественно в субширотном направлении в соответствии с простиранием пород. Резковыраженные локальные аномалии практически отсутствуют, только лишь на профилях У11 выделяется локальные аномалии небольшой интенсивности (до -81 нТл). Размеры их порядка 200 м. Пространственно с этой локальной аномалией увязываются возможные рудопроявления искомым

элементов.

На юго-востоке аномальное магнитное поле уходит за пределы изученной площади.

Интенсивность магнитного поля здесь колеблется в широких пределах – от +40 нТл до -80 нТл. Направление изодинам имеет субширотное простирание.

Для описываемого участка характерны отдельные локальные аномалии линейной формы. Оси линейных локальных аномалий ориентированы преимущественно в субмеридиональном направлении. Локальные аномалии, как правило, ограничены разломами.

Интенсивность локальных аномалий составляет $-66 \div -118$ нТл при интенсивности окружающего поля $-40 \div -56$ нТл.

Предварительные расчеты, проведенные по локальным аномалиям, определяют глубины залегания верхней кромки магнитоизменяющих объектов от первых метров до сотен (м) при мощности объектов от единиц м до 100м. В среднем - мощность магнитовозмущающих объектов составляет 60-70м.

Максимальная магнитная восприимчивость достигает 164×10^{-5} ед. СИ (профиль 7 пикет 90).

Геологическая природа отдельных локальных отрицательных аномалий возможно увязывается с породами кислого состава и слюдяными сланцами

Таким образом, основные результаты магниторазведочных работ сводятся к следующему:

1. Повышенными значениями поля на исследуемой площади характеризуются сланцы.

2. По характеру магнитного поля выделяются зоны распространения аплитовидных гранитов и участки распространения двуслюдяных сланцев.

3. По характеру магнитного поля отражено положение разлома, проходящего через центральную часть участка.

4. Отдельные проявления редких металлов пространственно связаны с зонами пониженных значений магнитного поля.

5. По характерным признакам выделены разломы северо-западного и субмеридионального простираний.

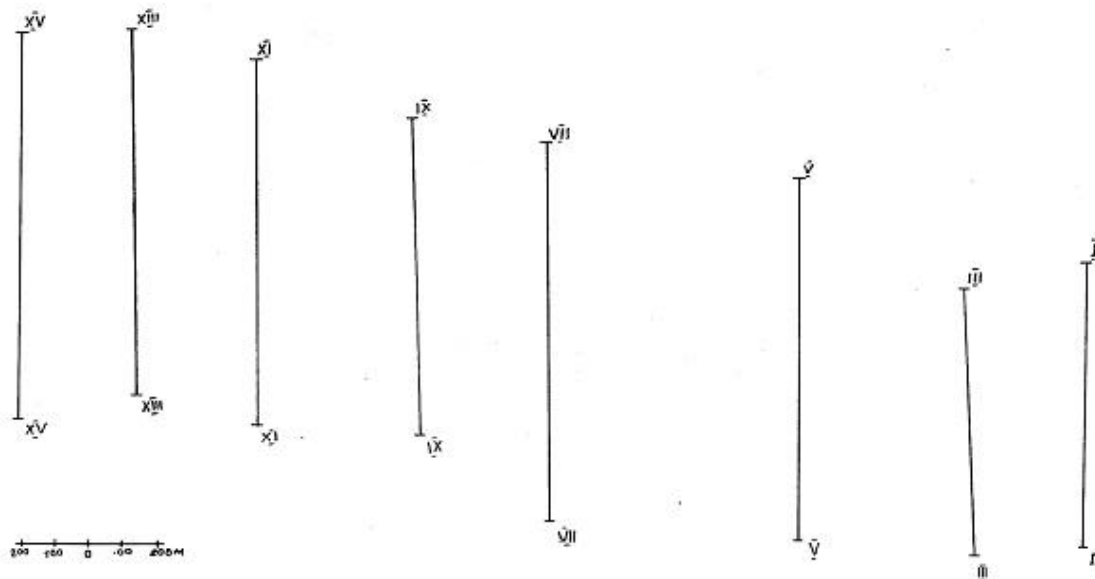
Разбивка профилей осуществлялась одновременно с проведением магнитной съемки.

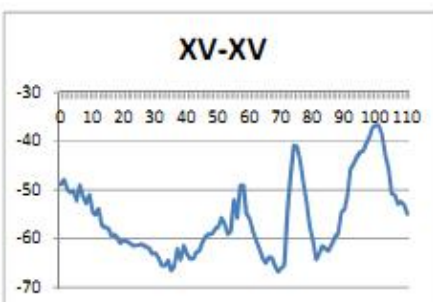
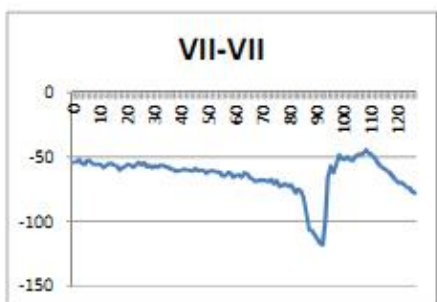
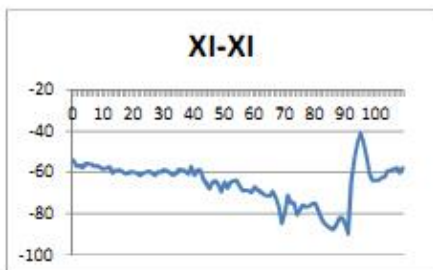
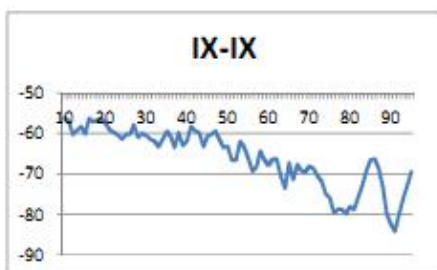
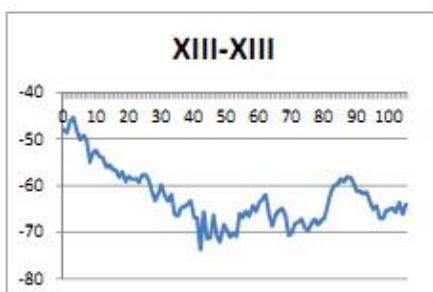
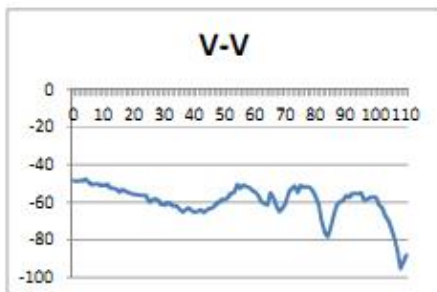
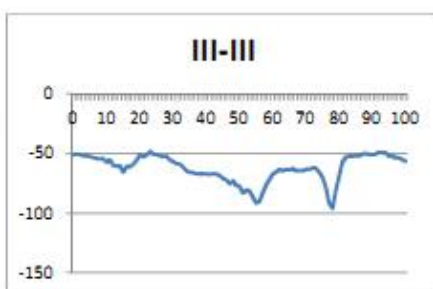
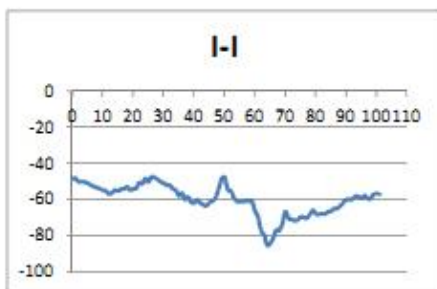
Направление профилей север-юг. Учитывался характер простирания большинства пород участка и минимального изменения параметров нормального магнитного поля.

Положение пунктов наблюдений в пространстве и их абсолютных отметок (высот) определялся с помощью «GPS».

Было пройдено 8 профилей значения, которых сведены в следующие таблицы.

СХЕМА РАСПОЛОЖЕНИЯ ПРОФИЛЕЙ МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ В
УЧАСТКА «КИЗИЛЧА»





Результаты микромагнитной съемки на площади «Кизилча»

Аномалии с наиболее высокими значениями магнитного поля расположены на северной части этой зоны. Самая низкая по значению аномалия приурочена к выходу пегматитов, которые выходят на дневную поверхность на северо – западной части этой аномальной зоны. Одной из наиболее крупной аномальной зоной на территории Северный Нуратау является площадь, которая имеет северо-западное простираение. Её ширина меняется от 200 до 400 м. Зона имеет однородное пониженное значение магнитного поля величиной порядка 20-75 нТл. На этом фоне выделяется площадь с отрицательным значением поля порядка -45÷120 нТл. В целом площадь отличается высокими градиентами магнитного поля как положительного, так и отрицательного значений.

ВЫВОДЫ

На территории Кизилчинского рудного поля проведен первый этап высокоточных магнитных съемок. Полученные результаты показывают, что значение монотонного фонового поля составляет порядка 10 нТл. На фоне этого поля выявлена аномальная зона магнитного поля субширотного простираения. Протяженность аномальной зоны порядка 1-2 км. Аномальное поле имеет отрицательные максимумы. Экстремальное значение минимума имеет минус -120 нТл и максимум поля имеет значение -45 нТл. Отрицательная аномалия расположена к северу от положительной аномалии на её западной части. Общая ширина зоны положительного и отрицательного значений поля порядка 1.0-2.0 км.

На территории Северный Нуратау магнитометрическая съемка проводилась методом маршрутной съемки. Выбранный шаг 10м. На некоторых участках, при проведении детальной микромагнитной съемки шаг измерения составлял 5-6м. Была покрыта территория Северного Нуратау с площадью более 5,5 км². В целом густота пунктов, маршрутов регулировались так, чтобы обеспечить достоверность выявленных аномалий. Выявлены аномалии в магнитном поле различной интенсивности, размера и формы. Аномальные зоны имеют субширотную, северную ориентации. Преобладающая ориентация- субширотная и северо - западная.

Результаты проведенных наземных высокоточных съемок на территории Северный Нуратау показали высокую эффективность и информативность этого метода на данной территории. Получена детальная характеристика магнитного поля в целом для Северный Нуратау, где территория покрыта на 60-65% мезозой - кайназойскими отложениями.

Выявлены новые, (по сравнению с аэромагнитной картой) аномалии в магнитном поле, отличающиеся по интенсивности, площади и форме на плане.

Литература

1. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х. Вариации геомагнитного поля сейсмоактивных районов Изд-во "ФАН", Ташкент, 1975.-128 с.

2. Электрические и магнитные предвестники землетрясений. Под редакцией В.П.Головкова. Изд-во "ФАН", 1983.-135 с.
3. Abdullabekov K.N. Electromagnetic phenomena in the earth's Crust A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, 1991.-169p.
4. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. Результаты многолетних исследований аномальных вариаций геомагнитного поля, обусловленных сейсмогеодинамическими и техногенными процессами. Геология и минеральные ресурсы, 2016. № 4.-С.56-60.
5. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. Способ прогнозирования землетрясений. Журнал Патентного ведомства РУз., 1999. №4, предварительный Патент №6076.
6. Максудов С.Х., Пак В.А, Каримова Г.Г., Умарова М.Э., Джураев И. Некоторые результаты применения высокоточной магниторазведки для выявления рудных объектов на площади Ерташсай в Ангренском районе. Геол. и минеральные ресурсы. 2010. №3.-С.17-20.
7. Максудов С.Х., Пак В.А., Каримова Г.Г., Исроилов Х.Б. Некоторые новые данные о глубинном строении Алмалык-Ангренского района по материалам частотного сейсмологического зондирования и высокоточных магнитных исследований. Сборник тезисов Республиканской научно-технической конференции «Приоритетные направления геологического изучения недр, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в Республике Узбекистан». Госкомгеология РУз, ИМР. Ташкент, 2011. С.33-35.
8. Максудов С.Х., Кремнев И.Г., Рустамов А.И., Смирнов А.Н., Туйчиев А.И., Юсупов В.Р. Предварительные результаты высокоточных магниторазведочных работ на территории Восточного Букантау. «Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении». Ташкент. 2015. С.43-46.
9. Ядигаров Э.М., Юсупов В., Шукуров З.Ф., Смирнов А.Н. Результаты магниторазведочных работ на территории рудопроявления железа Узункудук // Международная конференция молодых ученых и студентов «Современные техника и технологии в научных исследованиях» 22-24 апреля 2020 года научная станция РАН г.Бишкек, Кыргызская Республика
10. Максудов С.Х., Юсупов В.Р., Туйчиев А.И., Ядигаров Э.М. Результаты высокоточной магниторазведки на территории восточного Букантау / Горный вестник Узбекистана № 1 (80) 2020 с.21-23
11. Максудов С.Х., Ядигаров Э.М., Шукуров З.Ф. Результаты магниторазведочной съемки на территории Чимкурганского месторождения / «Геология ва минерал ресурслар» ж. 2019. №4., с.50-52

СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УНКУРТАШ (КЫРГЫЗСТАН)

Е.А.Ивлева¹, А.Т.Бобошко², Н.Т.Пак¹

¹Институт геологии НАН КР.Бишкек, Эркиндик 30. violgold@mail.ru

²Highland Gold Mining Ltd.

Месторождение Ункурташ является наиболее крупным месторождением золота в Кассанском рудном районе Чаткальской металлогенической области (Никоноров, 2004). Оно пространственно и парагенетически связано с внедрившимся в карбоновое время Андагульским интрузивом, который относится к сандалаш-чаткальскому интрузивному комплексу (Мезгин и др., 2008; Wo Zu et al., 2018) Помимо месторождения Ункурташ с Андагульским массивом связан еще ряд более мелких месторождений и рудопроявлений (рис.1). Наиболее крупные из них: м-е Андагул, находящееся в западном окончании Андагульского массива, м-е Иштамберды расположенное к западу от Андагульского массива в породах Кассанского метаморфического комплекса, м-е Сарытубе и скарновое м-е Каратубе – на восточном окончании интрузии и в контакте с вмещающими породами.

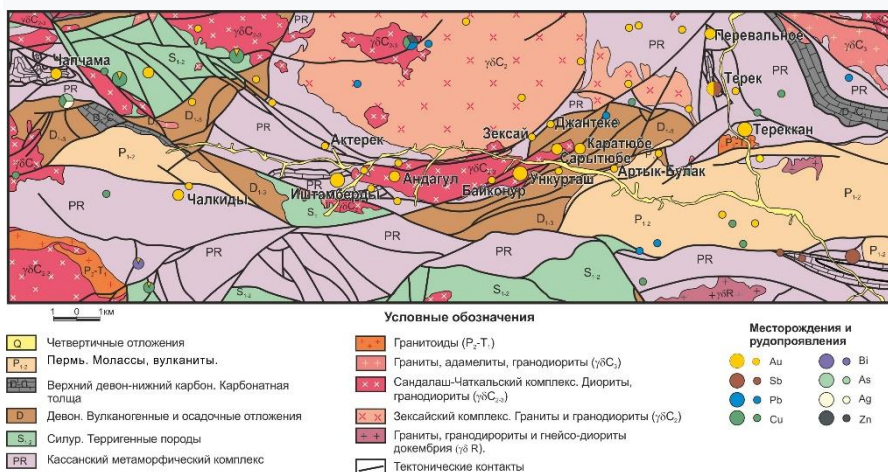


Рис. 1. Геологическая схема центральной части Кассанского рудного района.

Месторождение Ункурташ (рис. 2) было открыто в 1980-1983 годах во время поисково-разведочных работ в регионе, и получило развитие благодаря работам В.Г.Хегая (1989). Начиная с 1990 года на месторождении велись

многочисленные разведочные работы, что привело к открытию протяженной зоны золоторудной минерализации (Никитин, 1997 и др.). В настоящее время месторождение принадлежит компании Highland Gold Mining Ltd. Недавно она оценила запасы золота на месторождении (включая близлежащие месторождения Сарытюбе и Каратюбе) в 110 т, при среднем содержании 1,82 г/т с использованием бортового содержания 0,85 г/т (Highland ..., 2017).



Рис. 2. Вид на месторождение золота Уנקурташ.

Минерализация золоторудного месторождения Уנקурташ преимущественно локализована внутри Андагульского интрузива гранодиоритов. Недавнее датирование по цирконами U-Pb методом SHRIMP позволило установить возраст становления Андагульского гранодиорита - около 307 млн. лет (Bo Zu et al., 2018).

Оруденение характеризуется высокой изменчивостью содержания золота и сложностью геометризации (оконтуривания) рудных зон. Тем не менее, внутри этой рудной полосы на м-е Уנקурташ условно выделяют несколько сложных субпараллельных рудных зон северо-восточного простирания: Байконурская, Балдакская, Основная, и Южная зоны. Сложность морфологии рудных зон обусловлена их сочленением (слиянием) и разветвлениями (рис. 3).

Рудные зоны внутри полосы сложены большим количеством ветвящихся и переплетающихся между собой золотоносных кварцевых, кварц-полевошпатовых жил и прожилков. Эти золотоносные жилы и прожилки образуют крупный рудный штокверк.

Основная рудная зона содержит большую часть золоторудных ресурсов. Она имеет длину около 1150 м по простиранию при мощности от 50 до 250 м, и имеет потенциальную вертикальную протяженность не менее 500 м. Большинство зон минерализации имеют примерно одинаковое содержание золота 1,00-3,54 г/т, лишь иногда значения содержания превышают 10 г/т. Единичные значения содержания золота достигают 300 г/т.

Зоны минерализации на месторождении ограничены тектоническими блоками, расположенными между двумя северо-восточными, крутопадающими разломами (рис. 3). На северо-западном фланге Байконур-Чакьрторский разлом отделяет Андагульские гранодиориты от пород Кассанского метаморфического комплекса, в то время как Сасык-Терекский разлом отделяет гранодиориты от отложений девона на юго-восточном фланге (рис. 3). Гранодиориты между этими двумя крупными разломами секутся несколькими разломами северо-восточного направления, которые, вероятно, выступали в качестве структурных каналов для гидротермальных флюидов и связанной с ними золоторудной минерализации. Гидротермальные брекчии и катакластические породы в главных зонах разломов свидетельствуют о хрупком разрушении в режиме гидроразрыва. Они секутся редкими С-СЗ разломами, которые моложе, чем все главные гидротермальные явления.

Гидротермальные изменения на месторождении золота Ункурташ контролируются разломами северо-восточного простирания и связанными с ними скоплениями многочисленных жил и прожилков. В районе месторождения можно наблюдать постепенное изменение интенсивности метасоматических преобразований от слабо измененных до полностью измененных гранодиоритов. В зоне минерализации гранодиориты пронизаны плотными роями кварц-полевошпатовых, кварцевых, кварц-анкеритовых и анкерит-кальцитовых жил и прожилков. Подобная структура жил и прожилков на месторождении золота Ункурташ препятствует выявлению четких парагенетических взаимосвязей.

Промышленное золотое оруденение на месторождении приурочено к участкам развития наиболее сильных гидротермальных изменений в гранодиоритах, которые сопровождаются вкрапленностью мелкокристаллического пирита; содержания золота в таких породах достигают 5-7 г/т. Без пирита и прожилкового окварцевания содержания золота не превышают 1,0-1,5 г/т. Самое богатое золотое оруденение (более 20 г/т) обычно локализуется в крутопадающих кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах и прожилках северо-восточного простирания, хотя встречаются интервалы где в подобных же породах встречается убогое содержание золота.

Содержание сульфидов в кварцевых жилах и прожилках варьируется от 1 до 5%, и в них преобладают пирит, арсенопирит и халькопирит

Основной полезный компонент руд – золото в самородной форме выявлено в составе двух парагенетических минеральных ассоциаций: 1) золото-арсенопирит-пиритовой; 2) золото-кварцевой.

Многокомпонентная золото-арсенопирит-пиритовая минерализация распространена на месторождении крайне неравномерно. Она является наиболее ранней золотосодержащей минеральной ассоциацией. Иногда в ней наблюдаются довольно высокие содержания золота.

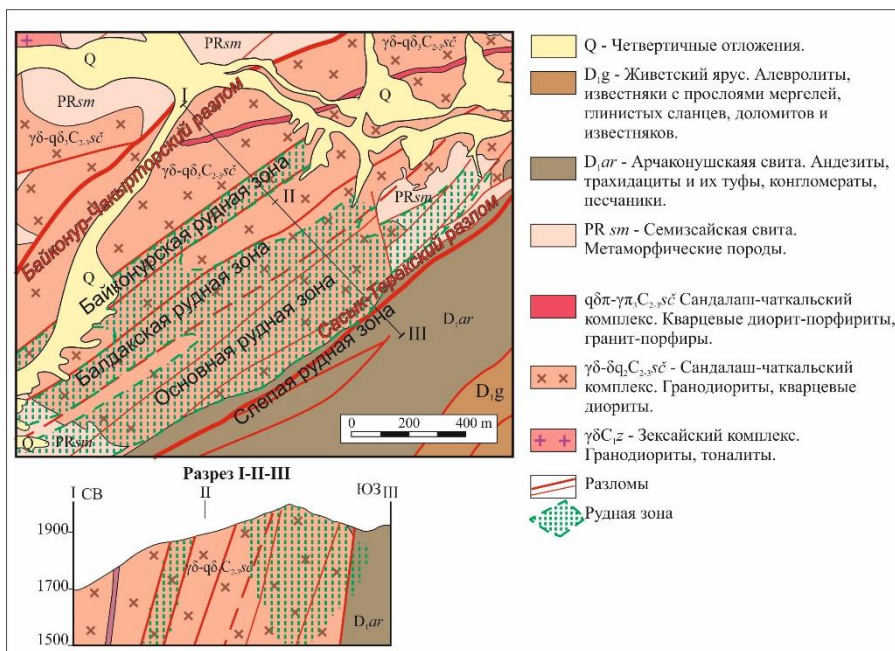


Рис 3. Схематическая геологическая карта месторождения Ункурташ.

Однако основной золотопродуктивной минеральной ассоциацией – является более поздняя золото-кварцевая. Она определяет основную золотоносность объекта.

Формирование метасоматических изменений и рудной минерализации (табл 1) на месторождении Ункурташ можно условно разделить на 4 основных стадии

Стадия 1 - ранняя дорудная. Гидротермальная активность характеризуется калишпатизацией и в значительной степени ограничивается изменениями в виде узких каемок (<0,5-5 см) вдоль безрудных кварцевых жил в малоизмененном гранодиорите (рис. 4 а). Границы жил обычно бывают резкими, хотя иногда наблюдаются размытые края. Кварцевые жилы и прожилки часто группируются параллельно и субпараллельно.

Стадия 2 – золотосодержащая. Она характеризуется серицит-кварц-хлоритовыми изменениями (слабая березитизация). Серицитизация широко развита в гранодиоритах и может проникать повсюду разрушая структуру

пород. Местами это накладывает отпечаток на калишпатовые изменения и связанные с ними прожилки. Хлорит в основном находится в жилах и околожилных ореолах, а также замещает роговую обманку и биотит в гранодиорите. На этой стадии сформировалась наиболее ранняя золото-содержащая минеральная ассоциация – золото-арсенопирит-пиритовая. Наиболее характерными рудными минералами, связанными с этой стадией, являются: молибденит, пирит и арсенопирит (рис. 4 б). Два последних сульфида (рис.5) иногда несут в себе тонкодисперсные включения золота (рис. 8 б). Золото также может находиться на границе сульфидов.

Таблица. 1. Стадийность минералообразования на месторождении Ункурташ.

| Минералы | Стадия 1 | Стадия 2 | Стадия 3 | Стадия 4 |
|--------------|----------|----------|-----------------|-----------------|
| Золото | | ■ ■ ■ ■ | ————— | |
| Электрум | | | ————— | |
| Пирит | ■ ■ ■ ■ | ————— | | ■ ■ ■ ■ |
| Арсенопирит | | ■ ■ ■ ■ | ■ ■ ■ ■ | ————— |
| Халькопирит | | ■ ■ ■ ■ | ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ | ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ |
| Пирротин | | | ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ | |
| Молибденит | | ■ ■ ■ | ■ ■ ■ | |
| Галенит | | | ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ | ■ ■ ■ ■ |
| Блеклые руды | | ■ ■ ■ ■ | | ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ |
| Шеелит | | ■ ■ ■ ■ | ■ ■ ■ ■ | |

- Обильный, постоянный
- ■ ■ ■ Непостоянное количество
- ■ ■ ■ ■ Редкий

Пирит, возникший во 2-й стадию, часто является мелкозернистым, ксеноморфный. Он присутствует как в кварцевых жилах, так и в гранодиоритах в виде рассеянных зерен. Этот пирит часто ассоциирует с ранним арсенопиритом.

Молибденит, обычно, концентрируется в редких маломощных кварц-молибденовых жилках (рис.4 б), которые окружены серицитовыми изменениями в виде скоплений чешуек в зальбандах жил, реже он находится в небольших гнездах в измененных гранодиоритах в тесной ассоциации с

пиритом и арсенопиритом. Молибденит обычно встречается в виде листоватых чешуй и радиально лучистых сростков. В молибдените обнаружены включения золота, серебра, цинка, висмута в качестве элементов-примесей (Bo Zu et al., 2018).

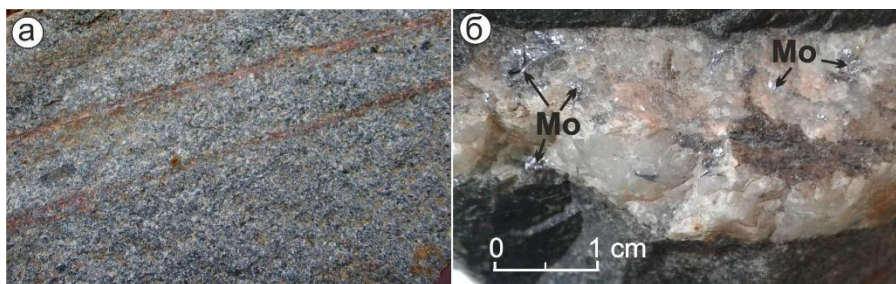


Рис. 4. а) Калишпатовые каемки вокруг кварцевых прожилков Стадии 1; б) Кварц-молибденитовые жилы Стадии 2.

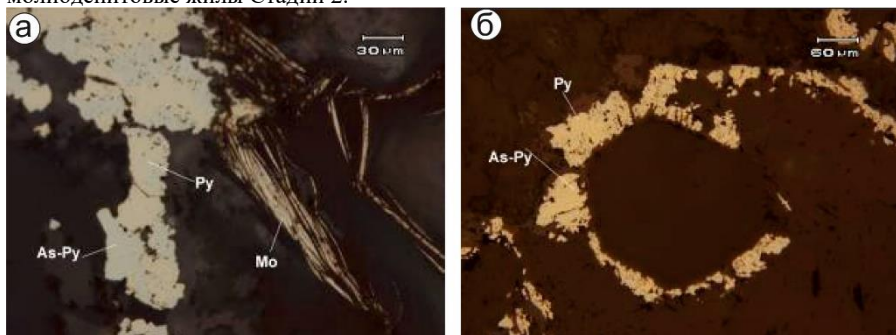


Рис. 5. а) Арсенопирит-пирит-молибденитовая ассоциация Стадии 2; б) Каемка арсенопирита и пирита Стадии 2 вокруг нерудного минерала.

Стадия 3 – золотопроодуктивная. Она характеризуется развитием золотопроодуктивных кварцевых (рис. 6 а) и кварц-анкеритовых разветвленных прожилков, которые тесно связаны с каемками калишпатизации, за которыми следуют серицит-кварц-хлоритовые зоны. Молочного цвета анкерит встречается в виде крупнозернистых идиоморфных кристаллов и распределяется в зальбандах с друзами кварца, более ранние анкериты часто замещаются новообразованным кварцем. Первоначальная текстура породы полностью разрушается в непосредственной близости от кварцевых жил и зон интенсивного замещения. Кристаллы плагиоклаза частично замещаются КППШ вдоль границ зерен и трещин. Вторичные К-полевой шпат, пертит и микроклин присутствуют или в виде ободка или площадного замещения плагиоклаза и также встречаются в виде переходов в некоторых кварцевых жилах, что выражается в отчетливых изменениях окраски в светло-бежевые

тона в сантиметровом интервале. Рутил и титанит присутствуют локально, как вторичные продукты изменения основных минералов.

Иногда кварц-калишпатовые метасоматиты подвергаются брекчированию с последующим интенсивным окварцеванием и сульфидизацией (рис.6.б). Такие участки пород часто имеют богатое содержание золота до сотен г/т.

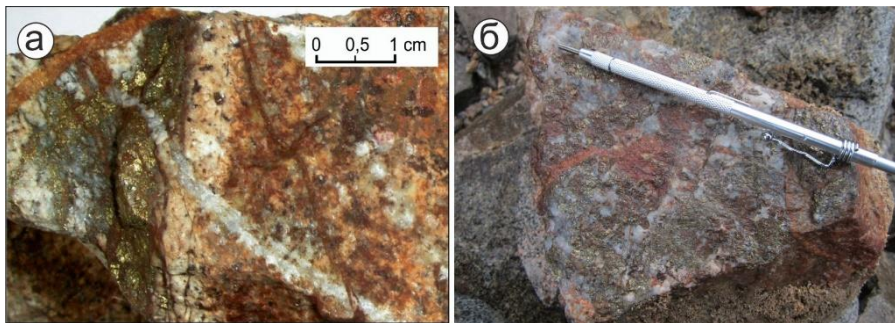


Рис 6. а) кварцевая зона с сульфидами Стадии 3 в калишпатизированном гранодиорите сетется безрудным кварцевым прожилком Стадии 4; б) окварцованный кварц-калишпатовый метасоматит с брекчиевидной текстурой, вкрапленниками и гнездами сульфидов.

Доминирующими сульфидами на 3 стадии являются два вида пирита, которые связаны с кварц ± полево шпат ± анкеритовыми изменениями. *Крупный пирит* размером от 0,5 до 4 мм с гипидиоморфным или ксеноморфным габитусом (Py1) встречается внутри кварцевых жил или вдоль зальбандов жил. Этот тип пирита содержит обильные включения К-полевого шпата и кварца и местами замещен рутилом. *Рассеянный пирит* встречается в зонах изменения в гранодиторите, прилегающих к кварцевым жилам. Он мелкозернистый и среднезернистый (~ 0,1–1 мм) с идиоморфным кубическим габитусом (Py2) и содержит небольшие включения галенита, электрума, пирротина, халькопирита, арсенопирита и шеелита (рис.7 а.).

На отдельных участках месторождения довольно хорошо развит халькопирит. Он может присутствовать как в виде отдельных часто ксеноморфных выделений, так и в виде каемок по пириту (рис. 7 б).

Золото чаще всего – свободное, встречается, в основном, в виде мелких зерен неправильной формы и отдельных рассеянных уплощенных чешуек в кварцевых прожилках, в зонах окварцевания в гранодиорите, реже в микротрещинах в пирите и на границах зерен в сростках (рис. 8 а, в, г).

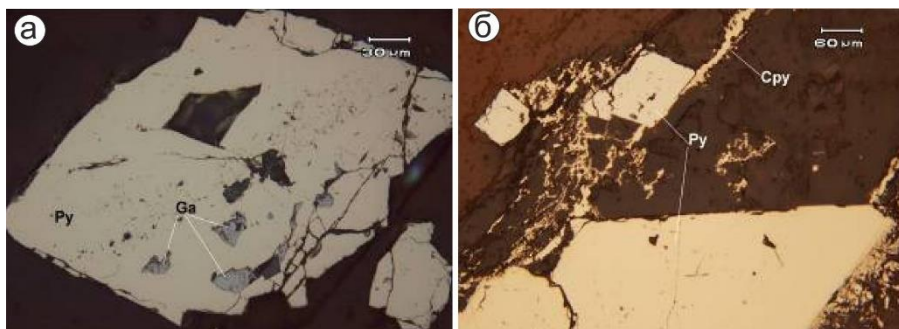


Рис. 7. а) включения галенита в пирите (Py2); б) Халькопирит и пирит Стадия 3.

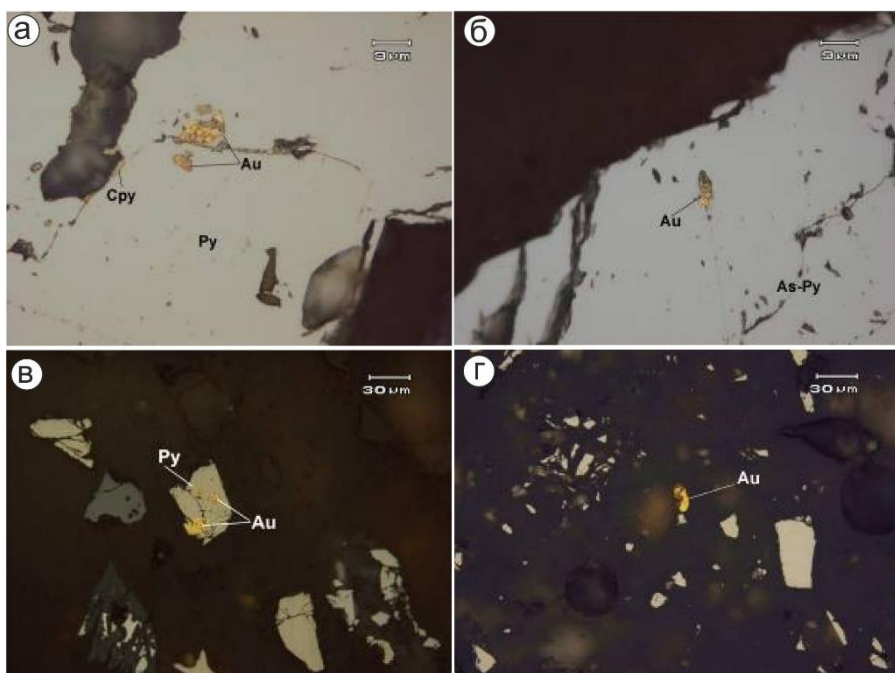


Рис. 8. Золото на месторождении Ункурташ: а) включения золота в пирите (Стадия 3); б) включения золота в арсенопирите (Стадия 2); в) включения золота в пирите и на границе зерна пирита (Стадия 3); г) свободное золото в зоне окварцевания (Стадия 3).

Стадия 4 – пострудная. Она характеризуется наличием обильного позднего арсенопирита. На этой стадии происходит развитие серицит-мусковитовых и карбонатных изменений. Особенно характерно для неё наличие кварц-кальцитовых прожилков, которые замещают и пересекают более ранние жильные минералы. Серицит преимущественно замещает магматический плагиоклаз и К-полевоый шпат в гранодиорите, в то время как

мусковит встречается в виде лучистых агрегатов и наряду с кварцем накладывается на серицитизацию. Местами наблюдаются анкерит-кальцитовые, кварцевые и доломит-кварцевые жилы и прожилки. Последние несут в себе мелкозернистый (до 0,1 мм) арсенопирит, обычно имеют мощность от 0,1 до 3 см и пересекают группы серицит-мусковитовых изменений. Из других сульфидных минералов встречаются: халькопирит, пирротин, галенит, реже встречаются: серебро и тетраэдрит в виде включений в арсенопирите, или они явно замещают более ранний пирит.

Месторождение Ункурташ – является крупным и очень перспективным для разработки объектом, поэтому существует необходимость дальнейшего изучения его геологического строения. В заключении хотелось бы еще раз подчеркнуть, что:

◆ Ункурташ является крупным золото-кварц-сульфидным месторождением парагенетически и пространственно связанным с Андагульским массивом (С₃) сандалаш-чаткальского интрузивного комплекса (С₂₋₃).

◆ Минерализация на месторождении представлена серией крупных минерализованных зон объединяющихся в единое штокверкообразное тело вытянутое с юго-запада на северо-восток.

◆ Зоны минерализации на золоторудном месторождении Ункурташ находятся внутри тектонического блока, ограниченного двумя северо-восточными, крутопадающими разломами.

◆ Гидротермальные изменения на месторождении контролируются разломами северо-восточного простирания и связанными с ними скоплениями многочисленных жил и прожилков.

◆ Промышленное золотое оруденение на месторождении приурочено к участкам развития наиболее сильных гидротермальных изменений в гранодиоритах.

◆ На месторождении выделено 4 гидротермальные стадии: дорудная, золотосодержащая, золотопродуктивная, пострудная.

◆ Золото на месторождении чаще всего свободное, но встречается также в виде включений в пирите, арсенопирите, реже в других сульфидах.

Литература

Мезгин И.А., Ивлева Е.А., Пак Н.Т. 2008. Металлогения золота Кассанского района // Известия НАН КР, №3, с. 50-55.

Никитин В.И. и др. Результаты поисково-оценочных работ на участке Ункурташ. Отчет о работах, проведенных Джалал-Абадской геологоразведочной партией ЮКГЭ и СП «Хадж в 1990-97 годах. Ош, 1997.

Никоноров В.В., Караев Ю.В., Борисов Ф.И., Гольский, В.И., Замалетдинов Т.С., Ларина, Т.В., Горбанева. 2004. Золото Кыргызстана, Бишкек, книга 1 – 271 с., книга 2 – 342 с.

Херай В.Г. и др. Детальные поиски и поисково-оценочные работы в восточной части Терекканского рудного поля. ЮКГЭ, Ош, 1989.

Bo Zu, Chunji Xue, Guoxiang Chi, Nikolay Pak, Xiaobo Zhao, Xinli Wang. Age and petrogenesis of the Andagul granodiorite and its implications on gold mineralization of the Kassan region, western Kyrgyzstan Tian Shan//Ore Geology Reviews, 101,-2018. 54–73.

Highland Gold Mining Ltd. 2017. <https://www.russdragmet.ru/media/1162/unkuratash-project-presentation.pdf>

УДК: 552.332.552.11(571.1)

О НОВЫХ НАХОДКАХ ЩЕЛОЧНЫХ ЛАМПРОФИРОВ В ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОМ РЕГИОНЕ

Ишбаев Х.Д., Далимов Н.Р., Курбанов А.А.

*Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева,
Ташкент, Узбекистан
halbay@mail.ru*

Аннотация. Приведены результаты исследований мезозойских лампрофировых даек Шаваз-Дукентского грабена Чаткальского хребта. Дана геологическая характеристика, выделены и описаны новые типы даек, изучены закономерности их пространственного размещения и определена последовательность формирования. Результаты исследования вещественного состава дайковых пород включают: анализ распределения породообразующих петрогенных элементов минералов для наиболее представительных разновидностей; состав главных и аксессуарных минеральных фаз на основе микронзондового анализа; распределение элементов-примесей в породах на основе данных, полученных методом ICP-MS. Рассмотрены представления авторов об геодинамической эволюции лампрофирового магматизма, обсуждаются условия генерации родоначальных магм даек и вопросы геохимической специализации и роли даек в формировании золото-серебро-полиметаллического и др. оруденения.

Ключевые слова: *Полевошпатовые лампрофиры, фельдшпатоидные лампрофиры, дайки, трубки взрыва, магматизм, геодинамика, плюмы, мантия, кора, петрогенные и малые элементы, оруденение.*

Введение. К продуктам лампрофирового магматизма Западного Тянь-Шаня начали обращать внимание в последние годы, которые отражены в

работах Г.Т.Гаджибаева (1991), К.А.Рахманова (2000), Х.Д.Ишбаева и др. (1994, 2007, 2018-2020), Ахунджанова и др., (2013-2018), У.Д.Мамарозикова (2013-2017), Ф.Б.Каримовой (2018), Р.Т.Далимова (2017-2019) и др. По их данным выявлены основные типы даек, выделены дайковые пояса, рои и пучки, мощности даек, характере их залегания, о взаимных пересечениях и взаимоотношении с оруденением. Но, нерешенным остаются строение реальных проявлений лампрофиров среди основных, средних и кислых даек, остается нерасшифрованной их объем, время образования; недостаточно ясна специфика состава лампрофиров а также геохимически не охарактеризованы; неясны и требуют тщательного изучения соотношения отдельных разновидностей лампрофиров (фельдшпатоидных и полевошпатовых) между собой. Неясны и не исследованы соотношения лампрофиров с диоритовой и диабазовой ассоциацией; нет цифр абсолютных датировок. Все это требует своего изучения в ближайшем будущем.

В настоящее время в пределах Чаткало-Кураминского региона установлено значительное развитие раннемезозойских щелочно-базальтоидных пород - лампрофиров. Первые находки подобных образований были установлены И.М.Мушкиным (1966) в верховьях р. Карабау среди отложений оясайской свиты, позже на Алтынтопкане в бассейне р. Кичик (Г.Т.Гаджибаев, 1996) среди девонских известняков. Аналогичные породы стали известны в пределах Чаткальского хребта – среди гранитоидов карамазарского, кызылнуринского и гранитоидов Бештор-Тундукского комплексов (Р.Ахунджанов и др., 2013; Далимов, Курбанов и др., 2018-2020).

В схемах магматизма полевошпатовые лампрофиры в ассоциации со средними и кислыми дайками объединяют в единый кураминский диабаз-гранофировый дайковый пояс, а фельдшпатоидные лампрофиры с оливиновыми долеритами выделяют отдельно, нам кажется, за исключением оливиновых долеритов, последние можно отнести к южно-тяньшаньскому комплексу, поскольку они имеют тождественный вещественный состав, возраст и происхождение.

Методы и объекты исследования. Для проведение исследований применялись современные методы; породообразующие минералы изучались под поляризационным и (или) рудным микроскопами, при помощи микронзондов, сканирующий электронный микроскоп Carl Zeise, с приставкой системы микроанализа Oxford instrument (SEM-EDX) Центра передовых технологий при Министерстве инновационного развития РУз, также были определены методом ISP-MS концентрации петрогенных и рудообразующих элементов. Традиционно, проводились полевые исследования (составлены петрографические профили и разрезы с отбором образцов и проб), петрографические методы (изготовление прозрачных и полированных шлифов. Детальное петрографическое, минералогическое, петрохимическое и геохимическое изучение дайковых образований. Обработка результатов петрографических, минералогических, петрохимических и геохимических исследований с использованием компьютерных программ (Excel, Petro

Explorer). Объектом исследования является лампрофировые дайки Шаваз-Дукентского грабена (в басс. рек Шаваз, Акча, Дукент, Карабау) Чаткальского хребта.

Авторами статьи детально изучены дайки щелочно-ультраосновных лампрофиров в басс. рек Шаваз, Акча (хребет Таллагауз), Дукент (басс. р. Алатанга и Чилтенсай), Карабау. Мощность даек колеблется от 40-70 см до 5-6 м. Вмещающими породами являются гранитоиды карамазарского комплекса, вулканогенные образования надакской и кызылнуринской свит и др. Щелочно-ультраосновные породы бассейна р. Шавазсай представлены мончикитами и камптомончикитами. Они образуют небольшой дайковый пояс в бассейне р. Шавазсай среди гранитоидов Карабашского интрузивного массива карамазарского комплекса (С₂кг). Еще одна дайка установлена в 2-х км севернее на правом борту р. Шавазсай в Карабашской вулканоструктуре, которая прорывает вулканогенно-осадочные образования кызылнуринского комплекса (P₂кз).

Фельдшпатоидные лампрофиры

Мончикиты образуют кулисообразные дайки субмеридионального простирания (аз. пад. 320-330°, угол падения 65-75°) протяженностью до 50-800 м при мощности от 1,0 до 2,0 м. Внешне это порфиновые породы зеленовато-серого цвета. Закальная часть даек шириной до 3-5 см черного цвета, стекловатого облика. Порфиновые выделения в центральных частях даек представлены оливином, диопсидом, биотитом и составляют до 30-35% от объема пород. Среди вкрапленников оливин – наиболее распространенный минерал, составляет до 75% порфиновых выделений.

Оливин образует идиоморфные бесцветные ромбовидные таблицы, слегка разъеденные с краев, размером до 2,0 мм. Все зерна оливина нацело замещены смесью серпентина, хлорита и иддингсита, по краям зерен иногда видны тонкие опацитовые каймы рудного минерала. Диопсид образует мелкие чешуи размером 0,3-0,5 мм, бесцветные с буроватым оттенком (С:Ng=39-41), иногда – простые двойники. Биотит таблитчатый, светло-зеленого цвета, плеохроирует от зеленого по Np до светло-коричневого по Ng, наблюдается как в порфиновых выделениях, так и в основной массе. Нередко чешуи биотита изогнуты, обтекая зерна оливина, и ориентированы по направлению потока магмы, напоминая трахитоидность.

Структура основной массы пород аллотриоморфнозернистая, гиалопилитовая, с мелкими микролитами диопсида и биотита, ортоклаза, микролиты очень мелкие, размером не более 0,05 мм. Основная масса слабо просвечивает в преломленном свете и содержит большое количество карбонатного вещества. Некоторые дайки содержат в своем составе овальные зерна кальцита размером до 0,1 мм.

Камптониты обнаружены Р.Ахужановым, Ф.Б.Каримовой (2013) и нами в Юго-Западной части Кызылалмасайского рудного поля, которые

залегают среди гранитоидов Карабаш-Шавазского интрузива карамазарского комплекса (С₂kr).

Дайки камптонитов, по данным Ф.Б.Каримовой (2018) северо-западного простирания (220°), падение контактов крутое (70°), мощность 140 см. Прослеживаются на 200 м, имеют мелкие апофизки мощностью до 10 см. Камптониты представляют собой породы серого, розовато-серого цвета. Структура их порфировая, фенокристаллы сложены, в основном, обыкновенной роговой обманкой, авгитом и небольшим количеством плагиоклаза – андезина. Особой чертой дайки является наличие крупных (3×6 см) мелко-крупнозернистых ксенолитов оливинсодержащих, роговообманковых клинопироксенитов, мелкозернистых диорито-гнейсов, среднезернистых монцгоаббро, крупнозернистых гранодиоритов. Кроме этих пород лампрофиры содержат многочисленные резорбированные ксенокристы и их скопления – чёрного пироксена, роговой обманки, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и обособления вторичных минералов – кальцита, хлорита.

Структура основной массы микропорфировая, лампрофировая, гипидиоморфнозернистая. В породе много игольчатого призматического апатита. Он чаще заключён в магнетит и оба этих минерала цементируются хлоритом. Большое количество апатита и магнетита размещено в роговой обманке, в которой встречаются также кристаллы лейцита.

Камптомончикиты обнаружены нами в верховье р. Акчасай около вершины Таллагауз, где наблюдается выход небольшой дайки мощностью около 1 м. Она прослеживается на расстоянии 5 м. Вместе с этим, такие дайки отмечены на правом борту р. Шавазая среди кислых туфх кызылнуринского комплекса, также нами было обнаружено дайки на р.Алатанга в Чилтенской кальдере в оясайских кислых вулканогенных отложениях. Внешне порода темно-серого цвета, порфировая с массивной мелкозернистой основной массой. Наблюдаются кварцевые прожилки. Во вкрапленниках присутствуют оливин, пироксен, которые сильно замещены серпентином и карбонатом. Кроме них в незначительном количестве участвуют биотит и амфибол. Основная масса так же замещена серпентином и карбонатом, но в ней сохраняются реликты сферолитовой структуры основной массы.

Аксессуарные минералы представлены магнетитом, апатитом, лейкоксеном, халькопиритом и др. Характерной особенностью камптомончикитов является то, что в основной массе магнетит образует сахаровидные формы.

Лейкоксен как известен, является продуктом изменения титановых минералов, тонкозернистые минеральные смеси оксидов титана с кварцем, ильменитом, гидроксидами железа, марганца и др.

Полевошпатовые лампрофиры

Одиниты установлены Р.Ахуджановым, Ф.Б.Каримовой (2013) и др. на юго-западной части Кызылалмасайского рудного поля в виде даек,

мощностью 6-8 м. Они четко рвут пироксенты Курташского тела. Одиниты темно-серого цвета, плотные, массивные в порфириковых выделениях макроскопически выражено наличие плагиоклаза, пироксена, тонкозернистых скоплений биотита.

Структура их порфириковая, текстура массивная. Порфириковые выделения представлены единичными зернами разложенного оливина, пироксеном (диопсид, салит, авгит) и его гломеропорфириковыми скоплениями. Наблюдаются и единичные таблитчатые зерна биотита. В фенокристаллах преобладающим является таблитчатый плагиоклаз (андезин), серицитизированный и окаймленный зонками из олигоклаза и альбита. Отдельные кристаллы пироксена включают рудные минералы и окаймлены зеленой роговой обманкой. Основная масса породы тонко-мелкозернистая, сложена таблитчатым и призматическим плагиоклазом (преобладает), роговой обманкой. Структура основной массы призматическизернистая. Характерной чертой рассматриваемого лампрофира является преобладающий плагиоклаз-пироксен-роговообманковый состав порфириковых выделений при резком превалировании биотита (как у керсантита) над роговой обманкой и плагиоклазом в основной массе. В последнем микронзондовом анализе определены единичные зерна калиевого полевого шпата и псевдолейцита. Учитывая возможную ксеногенность биотита, породу мы определили как одинит, образованный из флюидизированного расплава магматического очага основных ультрабазитов.

Одиниты геохимически специализированы на Au, Ag, As, Bi, Mo, Re, Se, Te и Yb, являющиеся рудогенными для золото-серебряных месторождений региона.

Спессартиты обнаружены на левом борту среднего течения р. Акчасая. Мощность даек 1,0 м с 5 метровой видимой протяженностью. Азимут простирания даек 280°, вмещающие породы мелкозернистые гранитоиды акчинского массива (С₂kr). Структура лампрофириковая с призматически зернистой основной массой. Порфириковые вкрапления составляют до 15% и сложены роговой обманкой и единичными таблицами плагиоклаза. Роговая обманка светло-зеленая, по схеме плеохроизма отсутствует фиолетовый или синий цвет. Роговая обманка образует удлиненные таблицы размером более 2,5 мм. Основная масса сложена мелкими призмами роговой обманки и призматическими зернами плагиоклаза.

Порода состоит из измененных и ромбовидных кристаллов амфибола, а также редких таблиц калиевого полевого шпата и плагиоклаза. В основной массе видны зерна кварца, калиевого полевого шпата и амфибола.

Порфириковые выделения представлены амфиболом, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и биотитом, которые составляют до 60% от всей объема породы. Основная масса сложена кварцем, плагиоклазом и амфиболом. В некоторых разновидностях во вкраплениях и в основной массе присутствует значительное количество лейстов биотита, что свидетельствует о взаимном переходе к керсантитам.

Керсантиты обнажаются среди кварцевых диоритов акчинского интрузива (С₂Кг). Мощность даек 2 м, простирается на 150 м с азимут простираения 240°. Структура лампрофировая, с офитовой основной массой. Порфиновые вкрапленники представлены светло коричневым биотитом и карбонатизированным пироксеном, размером 1,0-2,5 мм. Основная масса офитовая сложена мелкими беспорядочно расположенными таблицами плагиоклаза, призмами пироксена, чешуями биотита и ксеноморфными зернами кварца.

Характерно трахитоидность текстур, видны параллельные расположение микролитов и порфировых выделений минералов, что свидетельствует о следах течения. Порода сильно карбонатизирована и хлоритизирована. Среди аксессуарев наиболее широко распространен апатит, магнетит, гематит с гетитом, редко минералы серебра – фрейбергита и др.

Описанные Ф.Б.Каримовой (2018) дайки керсантитов были вскрыты скважинами в Кызылалмасайском рудном поле. Образцы черного цвета, плотные, массивные, структура порфировая. Крупные вкрапленники сложены пироксенами (диопсид, авгит), роговой обманкой, биотитом и плагиоклазом. Основная масса породы микрозернистая, призматически-зернистая, интерсергальная. Сложена железистым авгитом, диопсидом, роговой обманкой, в основном титансодержащим биотитом, редкими пластинчатыми кристаллами флогопита, а также плагиоклазом (лабрадор, андезин, олигоклаз) и ортоклазом. Аксессуары представлены титаномагнетитом, апатитом, кальцитом и пиритом.

Петрохимия даек

Судя по химизму выделяется два петрохимических ряда: типично щелочные лампрофиры и субщелочные полевошпатовые лампрофиры (рис.1), которые образуют соответственно разные поля. Корреляция содержания кремнезема с другими окислами показывает, что она имеет чаще сложный характер, поскольку лампрофиры имеют гибридный характер, т.е. существуют несовместимые парагенезисы минералов: оливин+кварц и глазки карбонатов и хлоритоидов. Тем не менее, содержание количество кремнезема колеблется от 40,46% до 53,12%, что соответствуют ультраосновным и основным породам щелочного и субщелочного рядов.

В рис.1 камптомончикиты четко обособляются в поле ультраосновных пород щелочного ряда, тогда как известково-щелочные (полевошпатовые) лампрофиры в поле основных пород субщелочного и щелочного рядов. Керсантит из дайки басс. р. Дукент и лампрофир из дайки басс. р. Карабау попадают в поле основных пород щелочного ряда, связанное, видимо, насыщенностью калиевым полевым шпатом и биотитом. Камптониты и мончикиты Шаваз-Дукентского грабена от камптомончикитов Южного Тянь-Шаня практически не отличаются, заметно более основные и обогащены щелочами (рис.1).

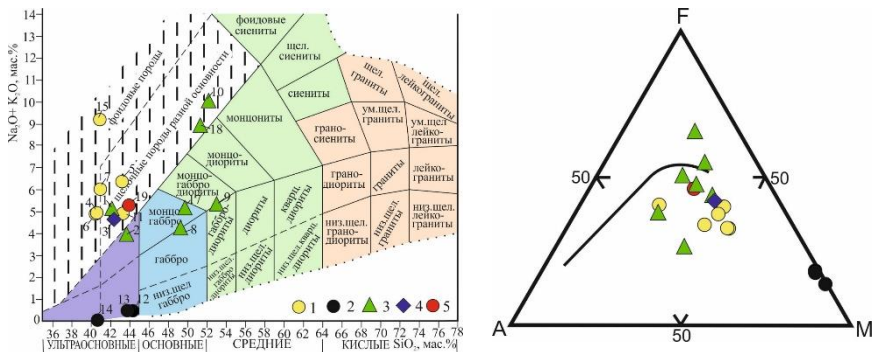


Рис. 1. Положение фигуративных точек составов пород даек на TAS и AFM диаграммах (Шарпенюк и др., 2013; $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; Ефремова, Стафеев, 1985; $A = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - F = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) - M = \text{MgO}$). 1 – камptonиты и мончикиты Шаваз-Дукентского грабена, 2 – мантийные ксенолиты в камптомончикитах басс. р. Кичик Алтынтопканского рудного поля, 3 – лампрофиры (спессартиты, одиниты, керсантиты) Шаваз-Дукентского грабена, 4 – мегаплагиофировый базальт Шаваз-Дукентского грабена, 5 – камptonиты, мончикиты (57) Южного Тянь-Шаня.

Лампрофиры соответствуют известково-щелочной (полевошпатовые) и щелочной (фельдшпатоидные) серии (рис.1. AFM). Ксенолиты мантийного характера в камптомончикитах басс. р. Кичик (Алтынтопканское рудное поле) попадая в иное поле, характеризуются чужеродными породами, видимо Е.В.Шарков и др. (2000) были правы тем, что они захвачены из верхней части кровля мантийного плюма, которая внедрена в литосферную кору.

Лампрофиры Шаваз-Дукентского грабена не содержат фельдшпатоидов и щелочных темноцветных минералов, но благодаря высоким содержаниям биотита, калиевого полевого шпата, псевдолейцита и др. вторичных минералов (30-40%) попадают на классификационных петрохимических диаграммах в поля щелочных основных и ультраосновных пород. По особенностям химического состава, величине K/Na (0,5-3,98), коэффициента апатитности (0,4-1,1) и Ni/Co (1,1-2,4) они относятся к шошонитовой серии.

Некоторые из рассматриваемых лампрофиров по химическому составу ($\text{MgO}=10-12$ мас. %; $\text{K}_2\text{O}=3-7\%$ мас.%; $K/Na=2-4\%$) близки крайним членам выделяемой лампроитовой серии.

Геохимия даек

По соотношению петрогенных и малых элементов щелочные лампрофиры являются нефелиново-нормативными и преимущественно калиевыми и калиево-натровыми ($\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$); все же их содержание в известково-щелочных K_2O и SiO_2 достаточно высокое. С другой стороны, CUL обогащены несовместимыми микроэлементами (высокие La/Nb , Zr/Nb) и имеют фракционированные структуры распределения РЗЭ (отношения

La/Yb=20-22). Изменения после замещения и загрязнение земной коры мало повлияли на их геохимию. Соотношения Th/Yb, Ta/Yb, Nb/U и Ce/Pb в CUL показывают источник мантии, обогащенный по типу OIB. Высокие соотношения Ce/Yb (38-44) в лампрофирах подтверждают щелочной характер пород. Совместимые элементы, такие как Cr, Ni, V, Zr, Hf, Sr и Ba, заметно уменьшаются с увеличением SiO₂. Напротив, Rb и U показывают несовместимое увеличение по сравнению с полевошпатовыми лампрофирами. Содержание Nb и Ta показывает умеренный разброс (рис.2). Содержание рубидия в фельдшпатоидных лампрофирах увеличивается (до 280 г/т), чем в полевошпатовых лампрофирах.

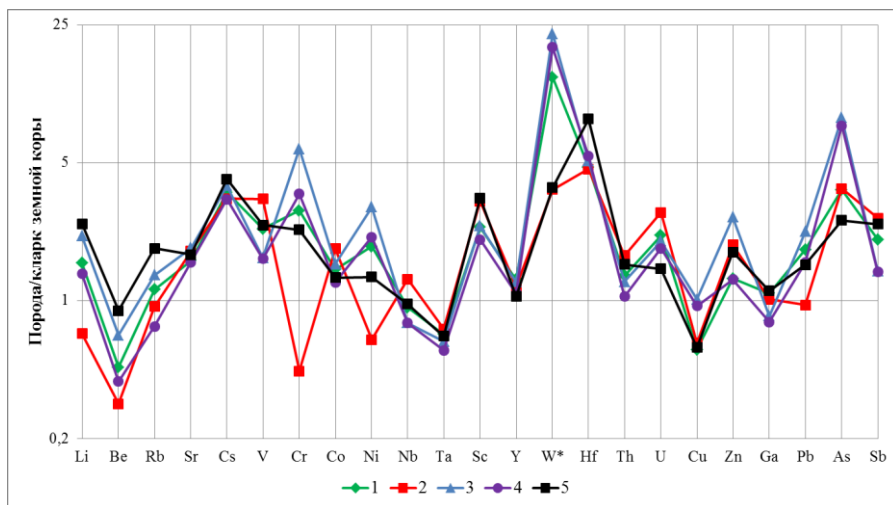


Рис.2. Спайдер-диаграммы распределения химических микроэлементов в лампрофировых дайках Шаваз-Дукентского грабена.

1 – лампрофир, 2 – спессартит, 3 – мончикит, 4 – мегаплагиофировый базальт, 5 – керсантит.

По особенностям химического состава, величине K/Na (1,03-3,03), коэффициента агаптитности (0,4-1,5), Ni/Co (0,88-9,67) они относятся к шощонитовой серии. Некоторые из рассматриваемых лампрофиров по химическому составу (MgO=6-13 мас. %; K₂O=3-7 мас.%; K/Na=3,0) близки крайним членам лампроитовой серии.

Содержание ванадия 320 г/т, а их самые высокие значения соответствуют средним значениям щелочно-щелочных лампрофиров, предложенным Rock (1991). Содержание Cr колеблется от 50 до 695. Эти значения значительно выше, чем те, которые характерны для мировых лампрофиров. Содержание Cr в спессартитах ниже. K₂O положительно коррелирует с Rb, как следует из ассоциации Rb с K в темных слюдах

керсантитов и спессартитов. Различия между La и P₂O₅, которые предполагают зависимость от дополнительного апатита. Количество урана заметно увеличивается в некоторых фельдшпатоидных лампрофирах, но у полевошпатовых лампрофиров они не ниже 4 г/т. Высокое содержание U в лампрофирах является неожиданным ввиду того, что дайки встречаются в U-минерализованном районе вместе с ураносодержащими рудными жилами (басс. р. Дукент и Карабау). Концентрации тория во всех лампрофирах выше, чем коэффициент кларка в два раза. Этот элемент также обогащен по сравнению с глобальными средними значениями известково-щелочных лампрофиров по данным Rock (1991). Концентрации U и Th сильно положительно коррелируют у лампрофировых даек. Радиоактивность в породах даек в основном обусловлена U с отношением Th/U и достигает около 3х. Содержание золота в мончикитах составляет 0,78 г/т, в спессартитах 1,14 г/т и в керсантитах 0,80-0,69 г/т, что свидетельствует о высоком содержании по сравнению со среднемировыми и аналогичными породами сопредельных территорий.

Нормализованные хондритом спайдер-диаграммы РЗЭ (рис.3) лампрофиров показывают характерное преобладание LREE над HREE, что типично для низкой степени частичного плавления мантийного источника (Rollinson 2003) и согласуется с данными Рок, 1991. Характеризуется отсутствием отрицательного Eu. Мончикиты обогащены легкими лантаноидами относительно лампрофиров полевошпатового состава.

Керсантиты, спессартиты и единиты практически идентичны. Их графики REE имеют примерно одинаковые количество РЗЭ и типичную отрицательную аномалию Eu (см. на рис.3). Сумма РЗЭ колеблется от 60,88 до 239,30 г/т, при этом в щелочных лампрофирах выше кларка (239,30 г/т), что свидетельствует о насыщенности РЗЭ в минералах носителей.

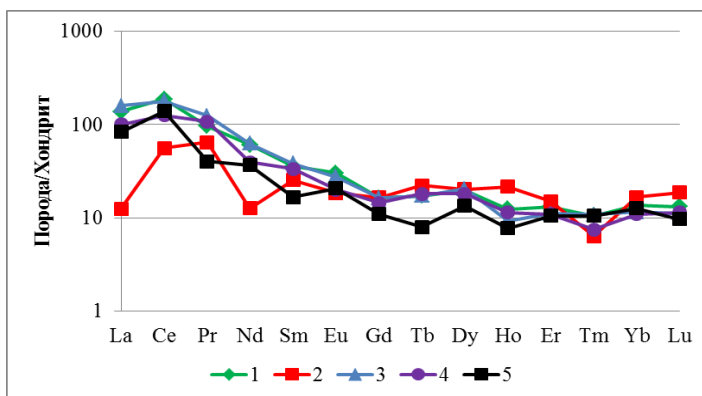


Рис.3. Хондрит-нормализованное распределение РЗЭ в лампрофировых дайках Шаваз-Дукентского грабена. Усл. обоз. см. рис.2.

Таким образом, лампрофиры имеют металлогеническую специализацию на Fe, Ti, в меньшей мере – Cr, V, Ni, PЗЭ. По содержанию рудных элементов лампрофиры можно охарактеризовать как имеющие общую геохимическую специализацию на U, Pb, Zn, W, Ag, Au, Ag, As, Hf, Sb, Sc и редкоземельные металлы.

Петрогенезис и рудоносность даек

Выявление петрогенезиса лампрофиров представляет особые трудности, поскольку не хватает данных о вещественном составе даек, индикаторных изотопов, абсолютных цифр, что ограничивает наши суждения о геодинамической интерпретации, об уровнях магмогенерации и т.п. Тем не менее, можно сделать вывод, что генерация лампрофиров (две разновидности) объясняется: (1) при частичном плавлении с низкой степенью метасоматизированной мантии континентальной литосферы (Stoppa et al., 2014; Nasir, 2016), (2) при воздействии на земную кору мантийного плюма (Riley et al., 2003; Orejana et al., 2008; Kerr et al., 2010), (3) при смешивании ультраосновной магмы с материалами земной коры (O'Leary et al., 2009; Ma et al., 2014) (4) при смешивании основных и щелочных расплавов (Xu et al., 2007) и др.

Для геодинамической интерпретации изучаемые лампрофиры на различных диагностических диаграммах локализируются в полях лампрофиров щелочных и известково-щелочных лампрофиров. Хотя, рассматриваемые лампрофиры четко ограничены от кимберлитов и лампроитов, тем не менее часть лампрофиров (камптомончикитов) тянется к лампроитам и кимберлитам (рис.4).

При этом, содержание количества алюминия доминирует в известково-щелочных лампрофирах, что свидетельствует о мантийно-коровом происхождении. Что касается камптомончикитов, то они, скорее всего, имеют мантийный генезис, по химическому составу, наличию глубинных мантийных ксенолитов, минеральных парагенезисов, абсолютного возраста и индикаторных показателей характерных соотношений элементов.

На всех диаграммах лампрофиры четко различаются по содержанию глинозема, кремнезема и калия, где фигуративные точки составов попадают в разные поля (рис.4). На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb точки составов попадают в поле пород активных континентальных окраин, что находит свое подтверждение о локализации Чаткало-Кураминского региона на активной окраине Кызылкумо-Кураминского вулканоплутонического пояса.

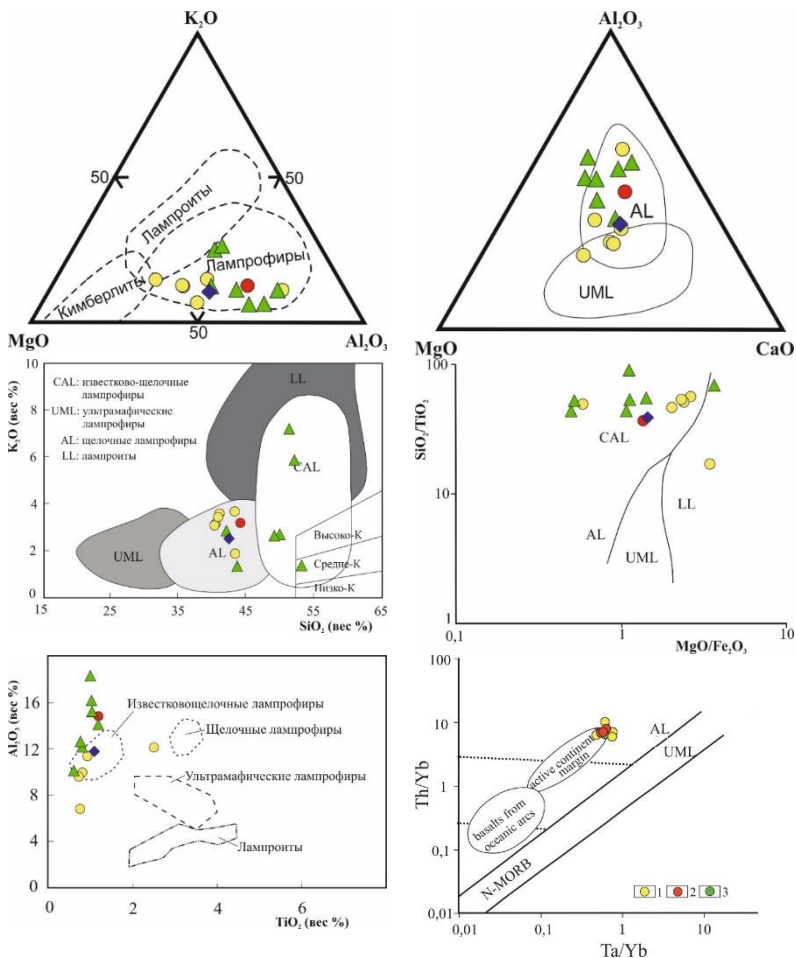


Рис.4. Положение фигуративных точек составов пород даек на диаграммах $MgO - Al_2O_3 - K_2O$ (Rock, 1991), $MgO - CaO - Al_2O_3$ (Rock, 1991), $SiO_2 - K_2O$ (\circ), $SiO_2/TiO_2 - MgO/Fe_2O_3$ (Rock, 1989), $Al_2O_3 - TiO_2$ (\square), $Th/Yb - Ta/Yb$ (Menzies and Kyle, 1990). LL – лампроиты, UML – ультрамафические лампрофиры, AL – щелочные лампрофиры, CAL – известково-щелочные лампрофиры, N-MORB – базальты COX. Усл.обоз.см. на рис.1.

Обсуждение результатов

Судя по высокой глинозёмистости можно сказать, что полевошпатовые лампрофиры обогащены минералами водных и алюмосиликатами (амфибол, биотит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и др.). Это говорит, о том что расплавы даек генерировались в пределах границы Мохо, которые при движении вверх, дополнительно усваивают коровые материалы, при

становлении их образуют разнообразные по составу пород (спессартиты, керсантиты, одиниты и др.), что подтверждаются постепенными переходами между собой. Заслуживает внимания также следующий факт: одновременность формирования даек мафических пород, следы магматической дифференциации, наличие сквозных фенокристаллов пироксена, роговой обманки, плагиоклаза, биотита, наличие глазков карбоната, хлорита и кварца (гибридность), петрогеохимическая близость этих пород, свидетельствует о едином очаге магмогенерации полевошпатовых лампрофиров в ассоциации дайками средне-основного состава.

Полевошпатовые лампрофиры рассматриваемого региона отличаются от аналогичных пород Запада Южного Тянь-Шаня (северонуратинский дайковый комплекс), где в составе вкрапленников даек участвуют керсутит, плагиоклаз, биотит, гранат и кварц. Формирование магматических расплавов которых происходят в условиях гранулитовой фации подтверждается близостью составов включений мегакрита граната даек и граната гранат-пироксеновых гнейсов, а также разложенные фенокристы керсутитов и керсутитов включений габбро. Наличие водной фазы (биотит и амфибол) может указывать на примитивный расплав, который может быть получен из метасоматизированной мантии в зоне перехода «мантия-кора» или «коромантийный смесь», где слагаются керсутитовые габбро, пироксениты и др., ксенолиты которых встречаются в рассматриваемых дайках (Мушкин, 1979; Ишбаев, 2020).

Фельдшпатоидные лампрофиры являются нефелин и лейцит (более 20%) нормативными, тогда как полевошпатовые плагиоклаз-ортоклазовыми при отсутствии лейцита и умеренном количестве нефелина.

Приведенные данные об лампрофирах Шаваз-Дукентского грабена характеризуют их как исключительно сложные магматические образования, занимающие особое положение в классификационной схеме магматических пород между субщелочными и щелочными породами. Особенности состава и внедрения изучавшийся даек лампрофиров позволяют рассматривать их в качестве индикаторов зон и центров повышенной эндогенной активности, перспективных на полезные ископаемые мантийного происхождения, для части из которых лампрофиры могут выступать в роли носителя (Ивашенко, 1999).

На диаграмме Th/Yb в сравнении с Ta/Yb лампрофиры компактно локализовались в поле активной континентальной окраины. Это может свидетельствовать, что исходная магма лампрофиров произошла из метасоматизированного смешанного источника. Возможно, источник включал два типа метасоматоза - тот, который, гипсометрически выше, по расплавам полевошпатовых лампрофиров, а другой глубже, мантийного источника камптонитовых магм. Следует отметить, что появление оливина в промежуточных лампрофирах и их мафическая химизм исключает возможность того, что они возникли загрязнением коры.

Выводы. На основе приведенных данных, можно заключить, что под рассматриваемым грабенom имеется магматический очаг на глубине 40-45 км, который подпитывал тела малых интрузий и даек средне-основного состава, в том числе и лампрофиры и через систему трещин-даек позднее оруденение (Au, Ag-Pb, Zn, PЗЭ, U и Th). Прорыв основной магмы и рудоносных растворов протекал по каналам внедрения магм диоритоидов и гранитоидов из области метасоматизированной верхней мантии, сложенной основными и ультраосновными породами, эклогитами и гранулитами. Лампрофировый расплав образовался при частичным плавлением этих пород, связанных с мантийными горячими точками западно-тяньшаньского плюма. При широкой эклогитизации основных гранулитов и габбро-клинопироксенит-перидотитовых ассоциаций высвобождаются золото, серебро, олово, вольфрам, цинк, уран, торий, сурьма и др., которые вслед за дайками или чуть раньше выносятся обогащенными этими элементами рудными растворами. На позднем этапе многоактное внедрение даек лампрофиров чередуется порционным поступлением из нижнекоровых и мантийных очагов рудоносных растворов.

Дайки фельдшпатоидных лампрофиров, представленные камптонитами, мончикитами и их переходными разновидностями, относятся к наиболее поздним образованиям, связанным с активизацией (возрождением) глубинных мантийных очагов щелочно-базальтоидных магм. Отличительные черты химического состава пород, породообразующих фемических и салических минералов основных пород Карабаш-Шавазского интрузива, прорывающих его даек камптонитов и заключенных в них ксенолитов роговообманковых пироксенитов указывают на формирование лампрофирового расплава из более глубинных уровней астеносферной мантии нежели магмы ассоциаций основных ультрабазитов (Ахунджанов и др., 2013).

Золото-серебряные оруденения на Кызылалмасайском рудном поле генетически связаны с дайками лампрофиров (Каримова, 2018), что подтверждается и нашими исследованиями. К этому можно добавить высокое концентрации полиметаллов, урана, тория и PЗЭ, содержание которых превышают кларк концентрации. Этот факт установлен во многих объектах мира (Рок, 1991; Авданкевич, 2007; Štemprok M., Seifert Th., 2011; Ишбаев и др., 2020 и др.).

Можно констатировать, что выявленные высокие концентрации Au, Ag-Pb, Zn, PЗЭ, U и Th в дайках лампрофиров и ассоциирующиеся с ними средне-основных даек Кызылалмасайского рудного поля позволяют предполагать перспективность их на эти металлы. Полученные результаты указывают на предмет обнаружения новых рудных объектов на Кызылалмасайском рудном поле не только золото-серебряных, но и полиметаллических, редкоземельных и уран-ториевых оруденений.

Литература

- Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Зенкова С.О. Об источниках магм ультрабазит-базитовых даек лампрофиров Юго-Западных отрогов Чаткальского хребта (Срединный Тянь-Шань) //Геология и минеральные ресурсы. - 2018. - № 4. - С.12-21.
- Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Сайдыганиев С.С., Зенкова С.О. Ксенолиты в лампрофирах низовьев р. Шавазсай (Юго-Западные отроги Чаткальского хребта) //Основные проблемы магматической геологии Западного Тянь-Шаня. /Мат-лы второй республик. науч. конф. - Т.: - ГП «НИИМР», 2013. – С. 26-42.
- Далимов Р.Т., Курбанов А.А., Далимов Н.Р., Есенбаев А.Г. Щелочно-ультраосновные дайки бассейна р.Шавазсай //Геология и минеральные ресурсы, 2018. -№6. -С.17-22.
- Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. -509 с.
- Ивашенко В. И. Первые находки анальцимовых лампрофиров в Карелии //Доклады академии наук РАН, 1999. -Т 364. -№ 2,- С. 219-222.
- Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х., Косбергенов К.М. () Лампрофиры и оруденение Койташского рудного поля (Южный Тянь-Шань) //Литосфера, 2020. - 20(2). – С. 231-253. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-231-253.
- Каримова Ф.Б. Лампрофировые дайки Юго-Западных отрогов Чаткальского хребта //Доклады АН РУз. - 2015. - № 4. - С.38-42.
- Мамарозиқов У.Д., Ахунджанов Р., Сайдыганиев С.С., Суяндикова Г.М. Роль контрастных дайковых образований при формировании эндогенных редкометаллических месторождений Восточного Узбекистана //Мат-лы науч. конф. «Рудно-магматические системы орогенных областей». – Т.: 2010. – С. 188-192.
- Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Т.: Фан, 1979. - 136 с.
- Мушкин И.В. Щелочные базальтоиды и лампрофиры верховьев р. Карабау (Южный склон Чаткальского хребта) //Узб. геол. журн., 1966. -№ 2. – С. 28-36.
- Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам госгеолкарт /Под ред.Л.Н.Шарпенюк. - СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. - 168 с.
- Рахманов К.А. Миаскитовые лампроиты и камафугиты юго-западных отрогов Чаткальского хребта (Срединный Тянь-Шань) //Геол.и мин.ресурсы, 2000. -№3. -С.13-24.
- Таджибаев Г.Т. Петрология малых интрузивов Карамазара (Срединный Тянь-Шань): Автореф. дисс. канд. геол.- мин. наук. – Душанбе, 1996. - 37 с.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита //Геотектоника. - 2000. - № 2. - С.3–25.
- Awdankiewicz M. Late Palaeozoic lamprophyres and associated mafic subvolcanic rocks of the Sudetes (SW Poland): petrology, geochemistry and petro genesis //Geologia Sudetica, 2007, 39: P.11–97.
- Dalimov R., Dalimov N. Petrography of dykes Kochbulak ore field (middle Tien Shan Uzbekistan) //International Journal of Geology, Earth & Environment, India, 2018. Vol. 8, №3, P. 115-121

Kerr, A.C., Khan, M., Mahoney, J.J., Nicholson, K.N., Hall, C.M., 2010. Late Cretaceous alkaline sills of the south Tethyan suture zone, Pakistan: initial melts of the Réunion hotspot? // *Lithos* 117. P. 161-171.

Ma L., Jiang S.Y., Hou M.L., Dai B.Z., Jiang Y.H., Yang T., Zhao K.D., Pu W., Zhu Z.Y., Xu B. Geochemistry of Early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China Craton // *Gondwana Res.* 2013, 25, 2, P.859-872

Menzies M.A., Kyle P. The Continental Mantle // Clarendon Press, Oxford, 1990. P.157-177.

Nasir S. Petrology of Late Jurassic allochthonous ultramafic lamprophyres within the Batain Nappes, Northeastern Oman // *International geology review*, 2016. P.1-16.

O'Leary M.S., Lira R., Dorais M.J., Tassinari C.C. Post-collisional lamprophyric event in Sierra Norte, Cordoba, Argentina: mineralogical, geochemical and isotopic characteristics // *Journal of South American Earth Sciences*, 28, 2009. P.277-287.

Orejana D., Villaseca C., Billström K., Paterson B. A. Petrogenesis of Permian alkaline lamprophyres and diabases from the Spanish Central System and their geodynamic context within western Europe, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156, 2008, P.477-500.

Riley, T.R., Leat, P.T., Storey, B.C., Parkinson, I.J., Millar, I.L., 2003. Ultramafic lamprophyres of the Ferrar large igneous province: evidence for a HIMU mantle component // *Lithos* 66. P.63-76.

Rock N.M.S. Lamprophyres. Blackie and Sons Ltd., Glasgow and London, Blackie, Glasgow, 1991. - 285 p

Štemprok M., Seifert Th. An overview of the association between lamprophyric intrusions and rare-metal mineralization // *Mineralogia (Mineralogical society of Poland polskie towarzystwo mineralogiczne)*. - 2011. - 42. - № 2-3. - P.121-162.

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A. & Kjarsgaard B. A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // *Journal of Petrology*. - 2005. - Volume 46. - Issue 9. - P. 1893-1900.

Ulrych J., Pivec E., Žák K., Bendl J., Bosák P. Alkaline and ultramafic carbonate lamprophyres in Central Bohemian Carboniferous basins, Czech Republic // *Mineral. Petrol.* 1993, 48. P.65-81.

Xu X.W., Zhang B.L., Qin K.Z., Mao Q., Cai X.P., Origin of lamprophyres by the mixing of basic and alkaline melts in magma chamber in Beiya area, western Yunnan, China // *Lithos*, 2007. 99. P.339-362.

МЕТОДИКА МИНЕРАЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗОЛОТО-МЕДНЫХ РУД НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЗЫМЧАК

Лигай А.И., Альпиев М.Е., Бережная Л.Л.

*Институт геологии НАН КР,
Бишкек, Кыргызстан
ligai_agrafena@mail.ru*

При изучении промышленных руд месторождений возникает стадия комплексных минералого-технологических исследований лабораторных проб. Выбор методики отбора проб и само опробование обычно осуществляется геологом компании, работающей на месторождении. Вес лабораторной пробы составляет от 5 до 10-20 кг с размером отдельных кусков до 5-7 см.

На начальном этапе вся проба выкладывается на ровную площадку и подвергается осмотру. Визуально определяется общий состав пород и ее однородность. Затем отбираются образцы, характеризующие все основные разновидности пород в пробе, обычно от 5 до 10 шт. Эти образцы исследуются визуально и под бинокулярным микроскопом, описываются и фотографируются. Затем выбираются около 5 образцов, из которых изготавливаются шлифы и аншлифы. Все оставшиеся образцы и остатки от изготовления шлифов и аншлифов возвращаются в пробу.

Следующим этапом проводится пробоподготовка - дробление, деление, истирание и т.п. Общая схема показана на рис. 1. На стадии перемешивания и квартования проба делится на 2 части и дальнейшая пробоподготовка и исследования идут в 2 параллелях. Далее в каждой параллели проба делится на 3 части. Одна часть пробы оставляется как дубликат. Вторая часть объема проб истирается и отдается на различные виды анализов, третья часть проходит еще несколько стадий обработки: промывка на концентрационном столе, электромагнитная сепарация, деление в тяжелой жидкости и др. После каждой стадии часть пробы отделяется и отдается на анализы. В конечном итоге получаем 4 фракции: магнитную, электромагнитную, неэлектромагнитную тяжелую и легкую фракции (рис. 2). Все они также подвергаются различным анализам и выделению из них нужных монофракций минералов, (золота и др.) в зависимости от поставленных задач.

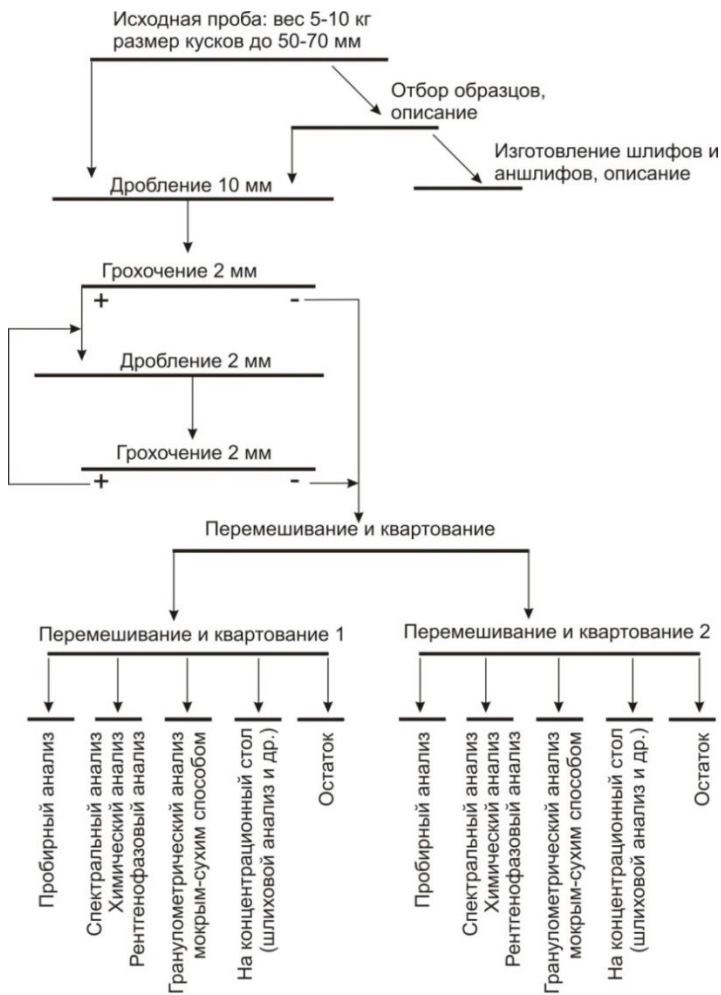


Рис. 1. Схема пробоподготовки и исследования руд



Рис. 2. Технологическая схема получения и обработки концентрата стола

На примере одной лабораторной пробы (условно А) золото-медных руд месторождения Бозымчак покажем некоторые результаты минералоготехнологических исследований. Пробоподготовка и исследования проводились согласно выше приведенным схемам (рис. 1, 2). Были выполнены работы по подготовке исходной руды к исследованиям, изучен минеральный и вещественный состав руд, проведен рациональный анализ золота в исходной руде, определены формы нахождения золота и меди, содержания золота и меди в зависимости от гранулометрических параметров и в концентратах стола, испытан гравитационный метод обогащения.

Лабораторные анализы проводились в 3 организациях, некоторые из видов анализов дублировались в разных лабораториях. Все анализы выполнены в соответствующих аккредитованных лабораториях Кыргызской Республики и Республики Казахстан (табл. 1).

Таблица 1. Виды анализов и аналитические лаборатории.

| Наименование анализа | Организация |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> • Спектральный анализ • Пробирный анализ на ау • Атомно-абсорбционный анализ на Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, As • Химический силикатный анализ • Пробирный анализ на ау | Осоо «информационно-исследовательский центр» г. Кара-балта кр |
| <ul style="list-style-type: none"> • Рентгенодифракционный фазовый анализ • Фазовый анализ на золото • Фазовый анализ на медь • Спектральный анализ • Пробирный анализ на ау • Атомно-абсорбционный анализ на Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, As • Химический силикатный анализ | Центральная лаборатория ГКПЭН КР, г.Бишкек Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева АН Республики Казахстан, г.Алматы |
| <ul style="list-style-type: none"> • Описание образцов, фотодокументация • Исследования шлифов, аншлифов, шлихов, фотодокументация | Геолог, минералог |

Минеральный состав изучался по отобраным характерным образцам, полированным и прозрачным шлифам с попутной фотодокументацией, а так же на усредненных дробленных пробах рассеянных на классы крупности, шлихам и продуктам обогащения.

Удельный вес проб определялся путем измерения массы единицы объема измельченного высушенного материала, согласно ГОСТу 8269.0-97.

Вещественный состав руд изучен с помощью спектрального, химического, атомно-абсорбционного и пробирного анализов. Все полученные результаты по данным различных анализов и разных лабораторий усредняются и сводятся в отдельные таблицы.

Исследуемая проба А по составу представлена измененными скарнами и серпентинитами, с вкрапленностью сульфидов. Установлено, что

содержание золота составило 1,96 г/т; содержание меди - 1,01%. Попутным компонентом является серебро, содержание которого составило 6,0 г/т.

Вредные примеси, содержания которых в концентратах ограничиваются техническими условиями - мышьяк в пробах обнаружен в количестве от 0,003%, сурьма – 0,002%. Такие содержания в пробах мышьяка и сурьмы не могут негативно сказаться на качестве медно-золотосодержащего концентрата, и полученный при обогащении концентрат может соответствовать техническим условиям ТУ-48-16-5-85 и ТУ-48-16-6-85. Содержание свинца и цинка весьма мало, составляет сотые и тысячные доли процента, и эти элементы не представляют промышленного интереса.

Форма нахождения золота в пробе определялась рациональным или фазовым анализом. Анализ золота проводился при крупности измельченной руды -0,074 мм по общепринятой схеме. Результаты анализа приведены в табл. 2.

Таблица 2. Результаты рационального анализа исходной руды на золото

| Формы нахождения | г/т | Отн. % |
|--|-------------|---------------|
| Свободное, амальгируемое | 0,45 | 23,0 |
| В сростках, цианируемое | 0,35 | 17,9 |
| Всего: извлекаемое прямым цианированием | 0,80 | 40,9 |
| В пленках окислов, карбонатах | 0,51 | 26,0 |
| Тонкоассоциированное с сульфидами | 0,5 | 25,5 |
| Тонкоассоциированное с кварцем | 0,15 | 7,6 |
| Всего | 1,96 | 100 |

Формы нахождения меди в рудах. С целью выяснения количественного соотношения сульфидной, сульфатной форм нахождения меди был проведен фазовый анализ меди исходных руд, измельченных до крупности 100% -0,074 мм. Результаты анализа приведены в табл. 3. Наличие сульфатной меди ведет к возможной потере меди при флотационном обогащении до 20 %.

Таблица 3. Результаты фазового анализа на медь

| Формы нахождения | Абсол. % | Относ. % |
|--|-----------------|-----------------|
| Окисленная, свободная | 0,172 | 17,1 |
| Сульфатная, связанная с окислами (измененные сульфиды) | 0,191 | 18,9 |
| Сульфидная | 0,647 | 64,0 |
| Всего | 1,01 | 100 |

Минералогическая характеристика руд

Изучение минерального состава пород и руд проводилось путем макро-, и микроскопических исследований образцов, шлифов, аншлифов, гравиконцентратов с помощью бинокулярного, поляризационного и рудного микроскопов и привлечением пробирного, рентгеноспектрального, рентгеноструктурного и др. анализов.

Проба А характеризует руды апоскарнового типа, подвергшиеся интенсивной серпентинизации. Структура пород гранобластовая, пойкилобластовая, решетчатая. Текстура породы вкрапленная, прожилково-вкрапленная, массивная.

Оруденение золото-медно-скарновое, убогосульфидное и малосульфидное. Главные минералы – халькопирит, магнетит, золото; второстепенные - борнит, пирит, реже встречаются халькозин, сфалерит, пирротин, молибденит, галенит и др.

Степень окисленности руд незначительная, в зоне окисления развиты вторичные минералы меди, гематит, гидроокислы железа.

Минеральный состав представленных проб рассчитывался на издробленных усредненных пробах, рассеянных на классы крупности: -2,0 +1,0; -1,0 +0,63; -0,63 +0,4; -0,4 +0,05; -0,05 мм.

Краткая минералогическая характеристика проб по данным микроскопических исследований шлифов и аншлифов дана в табл. 4 и далее подробнее описана в тексте. Кроме того полное описание образцов, шлифов и аншлифов приводится в отдельном томе или приложении.

Усредненный минеральный полуколичественный состав каждой пробы А по данным комплексного всестороннего изучения проб дается в табл. 4 и 5.

Таблица 4. Характеристика пробы А при изучении в аншлифах

| Номер | Название породы | Рудные минералы в аншлифах | Структура рудных агрегатов | Текстура |
|-------|-------------------------------|---|---|-------------------------------------|
| А-1 | Серпентинит | Магнетит, мартит, халькопирит | Аллотриоморфно-тазернистая, коррозийная | Вкрапленная |
| А-2 | Измененный пироксеновый скарн | Магнетит, мартит, халькопирит, сфалерит | Аллотриоморфно-тазернистая, распадается в твердых растворах | Вкрапленная, прожилково-вкрапленная |
| А-3 | Магнетитовый скарн | Магнетит, гидроокислы железа, халькопирит, пирит, малахит, халькозин, | Коррозийная (реликтовая, краевых каемок, скелетная) | Ячеистая, ящичная |

| Номер | Название породы | Рудные минералы в аншлифах | Структура рудных агрегатов | Текстура |
|-------|------------------------|--|--------------------------------------|------------------------|
| А-4 | Серпентиновый апоскарн | Магнетит, мартит, халькопирит, сфалерит, пирит | Замещения, распада твердых растворов | Прожилково-вкрапленная |
| А-5 | Серпентиновый апоскарн | Магнетит, мартит, халькопирит, сфалерит, гематит | Замещения, распада твердых растворов | Массивная |

Таблица 5. Минеральный полуколичественный состав пробы А

| Минералы | Содержание, % | Размер зерен и агрегатов, мм | |
|-----------------------|---------------|------------------------------|------|
| | | от | до |
| Золото самородное | 1,96 г/т | - | - |
| Серпентин | 45,0 | 0,015 | 3,5 |
| Волластонит | 15,0 | 0,1 | 4,5 |
| Кварц | 14,5 | 0,025 | 4,5 |
| Калиевый полевой шпат | 3,0 | 0,01 | 2,5 |
| Слюда(флогопит) | 9,5 | 0,025 | 3,5 |
| Халькопирит | 3,0 | 0,02 | 2,5 |
| Борнит | 1 | 0,05 | 0,25 |
| Магнетит + мартит | 6 | 0,05 | 0,6 |
| Гематит | 2,5 | 0,05 | 0,8 |
| Гидроокислы железа | 0,4 | 0,01 | 3,5 |
| Пирит | Дес.зн | 0,05 | 0,15 |
| Молибденит | Ед.зн | 0,1 | 0,25 |
| Сфалерит | Ед.зн | 0,1 | 0,25 |

Ниже приводится описание рудных и породообразующих минералов.

Форма нахождения рудных минералов в пробах в основном интерстициальная, поэтому форма и размеры определяются конфигурацией заполняемого межзернового пространства между породообразующими минералами. Иногда сульфиды меди, главным образом халькопирит, отлагаются по границам сростаний минералов.

Видимое золото в пробах фиксируется только при исследовании аншлифов. Тонкие частицы самородного золота присутствуют в борните, реже халькопирите (рис. 4-6). Одна золоти́на встречена в нерудном минерале. Цвет золота золотисто-желтый, отражение высокое, блеск металлический. Форма

частиц золота, в основном, неправильная, изометричная, реже удлиненная. Размеры золотин варьируют от тысячных долей до 0,2 мм.

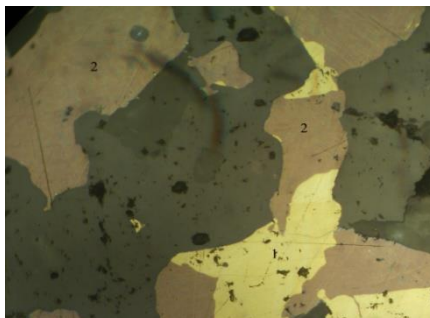


Рис. 3. Срастания борнита с халькопиритом. 1-халькопирит, 2-борнит. ширина кадра 0,25 мм.

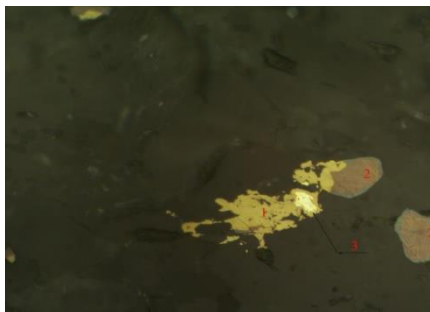


Рис. 4. Золото (3) неправильной формы в халькопирите. размер золотины 0,03 мм. 1-халькопирит, 2-борнит.

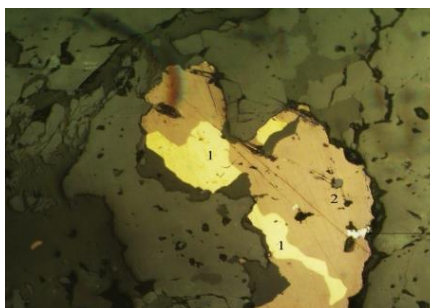


Рис. 5. Золото (3) неправильной формы в борните. размер золотины 0,007x0,024 мм. 1-халькопирит, 2-борнит. ширина кадра 0,2 мм.



Рис. 6. золото (2) изометричное в борните. размер золотины 0,007x0,007 мм. 1-борнит. ширина кадра 0,25 мм.

В количественном отношении **халькопирит** преобладает. Он присутствует в виде обособленных выделений, а также тесно ассоциирует с борнитом (рис. 3), магнетитом, халькозином. По отношению к борниту халькопирит является более ранним минералом. С халькопиритом борнит наблюдается в виде пластинчато-решетчатых структур распада твердого раствора халькопирита в борните и наоборот.

Кроме заполнения интерстиций, халькопирит отлагается в виде микропрожилков, а также сплошных или цепочечных выделений вдоль границ срастания минералов. При окислении халькопирит замещается гематитом и гидроокислами железа. При интенсивном процессе замещения сульфид меди остается в тонких реликтовых остатках. В срастании с халькопиритом присутствуют мелкие и тонкие зерна и кристаллы пирита. Характерной

особенностью халькопирита является его проращение магнетитом в виде тонкодисперсной «сыпи» или микропрожилков размером до 0,01 мм в поперечнике, секущих зерен халькопирита.

Борнит на месторождении Бозымчак среди сульфидов меди занимает второе место после халькопирита. Однако в пробе А его количество не превышает 1%. Борнит в рудах присутствует в виде вкрапленников, линзовидных и гнездовых выделений. Борнит ассоциирует с халькопиритом, часто замещает его. По нему широко развиты процессы замещения халькозином, гидроокислами железа. В борните отмечаются мирмекитовые и веретенообразные выделения халькопирита. В борните наблюдаются включения самородного золота размером от тысячных долей мм. Частицы самородного золота фиксируются и на границе срастания борнита с породообразующими минералами.

Пирит отмечается в виде тонких, мелких кристаллов в халькопирите или образует отдельные агрегаты в серпентинитовой массе. Размер от сотых долей до целых миллиметров.

Магнетит широко распространен в серпентинитах и здесь образует несколько разновидностей. Одна из них присутствует в виде кристаллически-зернистых образований часто в ассоциации с халькопиритом с размером зерен от 0,05 до 0,45 и даже более мм, другая отмечается в виде неправильных выделений в халькопирите, иногда выполняет субпараллельно расположенные микротрещинки. Как следствие таких тонких проращений халькопирита с магнетитом является приобретение минералом псевдомагнитных свойств. Магнетит присутствует в виде мелкой вкрапленности в серпентинитах, образуя сетчатые текстуры, часто прорастает и замещается гематитом (мартитизация магнетита).

Гематит совместно с гидроокислами железа образует каймы вокруг зерен халькопирита, пирита, заполняет трещины в породе. Гематит образует псевдоморфозы по магнетиту (мартитизация магнетита). Размер от сотых долей до целых миллиметров.

Серпентин (лизардит) составляет почти половину всей пробы, встречается в виде агрегатов зеленого цвета в срастании с пироксеном, гранатом, кальцитом, кварцем, волластонитом. В шлифах либо бесцветен, либо имеет желтоватый цвет. В нем обильна вкрапленность магнетита, халькопирита, борнита. Внутреннее строение петли, шнуры, секториальные ячейки. Кроме того ему, свойственны решетчатые, спутанно-волоконистые и чешуйчатые агрегаты. При изучении шлифов выявлены псевдоморфозы по первичным силикатам (пироксену, гранату). Выявляется прожилковое строение минеральных агрегатов, видны остатки первичных силикатов, их корродированные границы, выделения оксидов железа, образующиеся при замещении. Пластинчатые выделения серпентина имеют размер от тысячных до десятых долей миллиметра. Трещины в минерале залечены тальком или хлоритом.

Волластонит присутствует в сростании с породообразующими (карбонаты, пироксены, гранаты, серпентин) и рудными минералами, а также в виде свободных зерен. Характеризуется таблитчатой, удлиненно-призматической, игольчатой формой кристаллов. Образует радиально-лучистые, шестоватые, волокнистые, сноповидные и мелкозернистые агрегаты. Цвет минерала белый, серовато-белый, буроватый (за счет включений гидроокислов железа). Границы сростаний ровные, волнисто-зазубренные, занозистые. Наблюдается замещение волластонита тонкозернистым карбонатом. Сульфиды проникают вдоль спайности, замещая волластонит. Размеры варьируют от сотых долей до целых миллиметров.

Кварц наблюдается в виде ксеноморфных зерен и мелкозернистых агрегатов. Развивается по скарновым минералам, сечет их тонкими прожилками и прорастает в них. Ассоциирует с карбонатами, волластонитом, пироксеном, гранатом, полевым шпатом, рудными минералами. Размеры зерен варьируют от сотых долей до целых миллиметров.

Флогопит встречается в связи с серпентином. Обычно он наблюдается в виде мелких листочков или идиоморфных пластинок гексагонального облика. Часто образует псевдоморфозы замещения по серпентину, образует ореолы вокруг магнетита. Размер колеблется от нескольких сотых долей до целых миллиметров.

Гранулометрическая характеристика руд

Гранулометрический анализ руд проводился для определения раскрываемости и аккумуляции полезных компонентов в каком-либо классе крупности. Результаты ситового анализа руд, дробленных до крупности 2,0 мм и характеристика распределения золота и меди по классам крупности заносятся в таблицу.

В исследуемой пробе А распределение **меди** в пробах по классам крупности равномерное и оно соответствует выходам классов.

Распределение **золота** по классам крупности неравномерное и не соответствуют выходам соответствующих классов. В классах крупности от +0,1 до -0,074 мм в исследуемых пробах отмечено заметное увеличение содержания золота. Повышение концентрации золота в этих классах объясняется наличием золота тонкодисперсного в исследуемых пробе и склонностью руд к ошламование. Данный факт особенно необходимо учитывать при подготовке руды к обогащению золота. Вероятно, для извлечения золота потребуются измельчение и обогащение руд в несколько стадий, с применением различных методов обогащения (включая выщелачивание руды).

Опробование гравитационного способа обогащения руд

В связи с наличием в пробе А свободного золота в количествах: 23,0% или в абсолютных содержаниях 0,45 г/т, было апробировано (испытано) введение в «голове» процесса обогащения гравитационного метода с помощью

концентрационных столов. Цель эксперимента - максимальное извлечение свободного золота и меди, связанного с крупными сульфидами и окислами в гравитационный концентрат, чтобы избежать переизмельчения золота, а так же снизить его аккумуляцию в дальнейших процессах.

Гравитационное обогащение пробы А проведено на исходных рудах крупностью –0,63 мм с последующей перемелывкой концентрата основной операции на концентрационном столе. Полученный концентрат гравитационного обогащения (шлих) подвергался минералогическому анализу и был подготовлен к химическому анализу для определения содержания золота и меди в полученных гравиконцентрах. Для минералогического просмотра концентрат-шлих обрабатывался по стандартной схеме для определения его минерального состава. **Видимого свободного золота получить не удалось, что указывает на неэффективность гравитационного обогащения** на исследуемых рудах. Это согласуется с результатами рационального, минералогического и гранулометрического анализов, о тонком срастании золота и меди с вмещающими минералами, и о преобладании в пробе тонкодисперсного золота.

Рентгенофазовый анализ на автоматизированном дифрактометре ДРОН-3 на полуколичественной основе выполнен по дифрактограммам порошковых проб с применением метода равных навесок и искусственных смесей. Определялись количественные соотношения кристаллических фаз. Интерпретация дифрактограмм проводилась с использованием данных картотеки ICDD: база порошковых дифрактометрических данных PDF2 (Powder Diffraction File) и дифрактограмм чистых от примесей минералов. Для основных фаз проводился расчет содержания. Результаты анализа технологической пробы А из месторождения Бозымчак приведены ниже (табл. 6, 7; рис. 7)

Таблица 6 - Результаты полуколичественного рентгенофазового анализа кристаллических фаз:

| минерал | формула | концентрация, % |
|----------------------|-----------------------------|-----------------|
| серпентин (лизардит) | $Mg_3(Si_2O_5(OH)_4)$ | 44,5 |
| воластонит | $CaSiO_3$ | 14,9 |
| кварц | SiO_2 | 15,2 |
| слюда (флогопит) | $KMg_3Si_3AlO_{10}(F,OH)_2$ | 9,4 |
| магнетит | Fe_3O_4 | 7,3 |
| халькопирит | $CuFeS_2$ | 3,0 |
| КПШ | $KAlSi_3O_8$ | 3,2 |
| гематит | Fe_2O_3 | 2,5 |

Таблица 7. Межплоскостные расстояния и фазовый состав **пробы А**

| <i>d</i> , Å | <i>I</i> % | минерал |
|--------------|------------|--------------------------|
| 10,10203 | 30,0 | слюда |
| 7,32100 | 100,0 | серпентин |
| 4,76625 | 28,2 | волластонит, халькопирит |
| 4,59408 | 30,4 | серпентин |
| 3,65202 | 69,5 | серпентин |
| 3,35095 | 66,0 | кварц |
| 3,31517 | 27,4 | КПШ |
| 3,22933 | 28,0 | КПШ |
| 3,03226 | 47,3 | халькантит |
| 2,98789 | 31,3 | КПШ, волластонит |
| 2,95141 | 26,7 | магнетит |
| 2,89205 | 26,7 | КПШ |
| 2,52532 | 41,2 | магматит |
| 2,49442 | 39,3 | серпентин |
| 2,30302 | 27,4 | волластонит |
| 2,15375 | 29,8 | волластонит |
| 2,03710 | 24,1 | слюда |
| 2,01843 | 21,4 | волластонит |
| 2,00147 | 19,5 | КПШ |

Заключение

На основании минералого-технологических исследований пробы А с месторождения «Бозымчак» сделаны следующие выводы:

Исследуемая проба по содержанию основных компонентов относится к медно-золотосодержащим рудам. По типу руд имеющихся на месторождении проба А относится к серпентинитовому типу.

По сульфидности руды относятся к убогосульфидным и малосульфидным разновидностям. Основные рудные минералы магнетит и халькопирит, в меньшем количестве содержатся - борнит, пирит, пирротин.

Самородное золото в основном ассоциирует с борнитом и с халькопиритом. Преобладающий размер золотин сотые и тысячные доли миллиметра. Распределение золота по классам крупности неравномерное и не соответствуют выходам соответствующих классов. В классах крупности от +0,1 до -0,074 мм в исследуемых пробах отмечено заметное увеличение содержания золота. Повышение концентрации золота в этих классах объясняется преобладанием тонкодисперсного золота и склонностью руд к ошламование. Тонкая вкрапленность золота в породообразующих минералах предопределяет комбинированные методы обогащения, включая гидрометаллургическое обогащение.

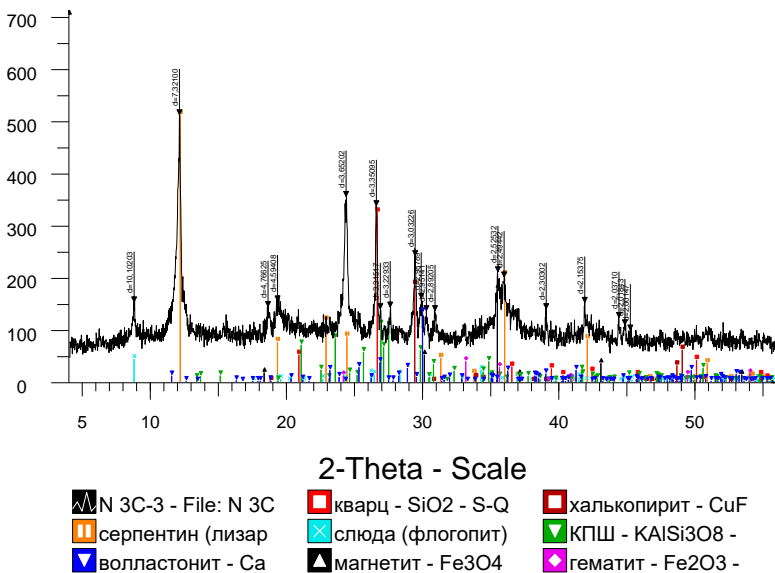


Рис. 7. Дифрактограмма пробы А

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАЛЕДОНИД ТЯНЬ-ШАНЯ

Максумова Р.А., **Дженчураева Р.Д.**

*Институт геологии НАН КР,
rosalia@list.ru*

Аннотация. Рассматриваются структура и история геологического развития покровно-складчатого сооружения каледонид Тянь-Шаня. Показаны геодинамические комплексы, характеризующие обстановки пассивных и активных континентальных окраин, океанических и континентальных рифтов, островных дуг, коллизионных зон. В пределах таких крупных структурных элементов как Кокчетав-Северо-Тяньшанский, Таласо-Каратауский, Киргизско-Казахский, Палеотаримский континентальных блоков были выделены структурные элементы более высокого порядка: автохтоны, параавтохтоны, аллохтоны, неоавтохтоны. Дана их металлогеническая характеристика, типы минерализации и

прогнозно-металлогенические подходы в предлагаемой новой модели районирования.

Ключевые слова: *микроконтиненты, палеоокеаны, структура, модель формирования, месторождения*

Введение

В позднедокембрийско-раннепалеозойское время в каледонидах Тянь-Шаня были сформированы различные геодинамические комплексы. Среди них выделены породные ассоциации континентальных и океанических рифтов, островодужных систем, активных и пассивных континентальных окраин, коллизионных зон. Соотношения между ними часто нарушены каледонскими и более поздними тектоническими движениями. Тем не менее, степень геологической изученности региона позволили с большой степенью достоверности восстановить историю геологического развития складчатого сооружения Тянь-Шаня и формирования рудоносных систем.

Новейший ороген Тянь-Шаня по характеру слагающих толщ и стилю деформаций подразделяется на два крупных мегакомплекса. Верхний – это слабо метаморфизованные, слабо дислоцированные осадочные толщи мезозоя и кайнозоя, нижний – интенсивно дислоцированные метаморфизованные породы докембрия и палеозоя.

Нижний мегакомплекс сложен метаморфическими породами архея-нижнего протерозоя, составляющих кристаллическое основание Тянь-Шаня, метаморфизованными осадочными и магматическими породами, интенсивно дислоцированными в каледонский орогенез, образующими самостоятельный каледонский этаж Северного и Срединного Тянь-Шаня, и средне-верхнепалеозойским покровно-складчатым комплексом герцинид Южного Тянь-Шаня.

Позднедокембрийско-раннепалеозойская структура Тянь-Шаня представляет собой коллаж отдельных блоков, соприкасающихся по древним сутурным швам. Основными из них являются Северный, Срединный, Южный Тянь-Шань, Таласо-Каратауский блок.

В данной статье рассматриваются металлогенические особенности только каледонид Тянь-Шаня, т.е. Северный, Срединный Тянь-Шань и Таласо-Каратауский блок.

В позднем докембрии-раннем палеозое упомянутые тектонические единицы представляли собой самостоятельные континентальные блоки, разделённые пространством, входящим в систему Центрально-Азиатского палеоокеанического бассейна. Выделены Ишим-Нарынская и Ишим-Каратауская, Сакская ветви этого бассейна.

Различия в составе, строении, истории развития этих блоков (микроконтинентов) определили различия их рудной нагрузки, а отсюда и прогнозно-металлогенические подходы в предлагаемой новой модели районирования.

В пределах рассматриваемой территории каледонский этаж сложен автохтонными комплексами палеоструктур Кокчетав-Северо-Тяньшанского (КСТ) микроконтинента, Таласо-Каратауского континентального террейна (ТК), окраины Палеотаримского континента (ПТ) и разделявших их Ишим-Нарынского и Ишим-Каратауского палеоокеанических бассейнов (ИН и ИК), сутуры которых проходят вдоль линии Николаева и Ичкелетау-Арамсуйского разлома. После их объединения западнее озера Сон-Куль палеоокеанический бассейн получил название Сакского (Бакиров и др., 2006). Комплексы последних в современной структуре образуют аллохтонные пластины на упомянутых континентальных блоках (Максумова и др., 2001).



Рис.1. Размещение главных структурных элементов Тянь-Шаня. Основные тектонические зоны Тянь-Шаня: СТ – Северный Тянь-Шань; Ср.Т – Срединный Тянь-Шань; ЮТ – Южный Тянь-Шань; Основные разломы: I – важнейшая линия Тянь-Шаня (линия Николаева); II – Южно-Ферганский – Атбаш-Иньльческий; III – Гиссар-Какшаальский; IV – Таласо-Ферганский; V – Северо-Памирский; VI – Ичкелетау-Арамсуйский.

I. Кокчетав-Северо-Тяньшанский микроконтинент

Сложен метаморфическими формациями кристаллического фундамента, бимодальной вулканической серией (R_2) и длительно формировавшимся от среднего рифея до среднего ордовика терригенно-карбонатным чехлом, представляющих собой автохтонную единицу. В параавтохтонных соотношениях с комплексами автохтона находятся формации внешнего шельфа и континентального склона.

Фундамент Кокчетав-Северо-Тяньшанского микроконтинента сложен гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами, мраморами, амфиболитами, эклогитами, серпентинитами (актозская, кеминская, макбальская серии), испытавшими региональный метаморфизм от фации зелёных сланцев до эклогитовой (Бакиров, 1978).

Несмотря на многократный региональный метаморфизм (до 6-7 этапов) и интенсивные деформации проводятся реконструкции их протолитов и

характера геодинамического режима их формирования (Бакиров и др., 2001, 2006).

Для этой структурной единицы характерны дорифейского возраста титаномагнетитовая и рутиловая эклогитовая (Актюз, Макбал), графитовая, вольфрамовая скарноидная и серноколчеданная минерализации. Из объектов следует отметить колчеданное месторождение Ачикташ, расположенное в западном окончании Киргизского хребта. Рудоносные линзы залегают среди комплекса кристаллических графитистых сланцев и сложены тонкозернистым пиритом. Рудные тела имеют крутое падение и протяженность по падению до 400 м.

В рифее древняя континентальная кора подверглась деструкции в результате континентального рифтогенеза. Был сформирован диабазово-порфиroidный комплекс, для которого характерен контрастный состав вулканитов, преобладание кислых пород, ассоциация вулканитов с грубообломочными терригенными породами (экургенкольская и бельчийская свиты), несогласие в основании комплекса и простота древних деформаций.

Терригенно-вулканогенный комплекс перекрыт мощной карбонатной и сланцево-карбонатной сериями (сарыбулакская и суекская свиты в Терскей Ала-тоо и их аналоги - ортотауская и кенкольская серии в Киргизском хребте). В карбонатных породах верхов суекской свиты в хребте Терскей Ала-тоо собраны брахиоподы среднего ордовика (Киселёв и др., 1980). Не исключён вариант длительного, от среднего рифея до среднего ордовика, формирования терригенно-карбонатного чехла микроконтинента.

К этому периоду можно отнести колчеданно-полиметаллическую минерализацию в углеродисто-терригенно-карбонатных отложениях (Суек-Борскаунский тип), а также эндогенную золото-кварцевую, скарново-рудную (Sn, W, Mo, Fe, Au, Cu, Pb, Zn) и редкометалльно-грейзеновую (Sn, W, Mo). Примером может служить месторождение Береговое – представитель древних магнезиальных скарнов с оловянным оруденением в зонах грейзенизации, возникшее на контакте рифейской Караджилгинской интрузии гранитов с доломитами нижеортотауской подсвиты верхнего протерозоя. Пластовая залежь магнезиальных скарнов протяженностью 350м и мощностью до 40м вмещает магнетитовое оруденение и апоскарновые зоны грейзенизации с касситеритом.

В аллохтонных соотношениях с комплексами терригенно-карбонатного чехла этого микроконтинента находятся формации Ишим-Нарынского палеоокеанического бассейна, образующих две субширотные полосы выходов (Джумгал-Кепташскую и Сусамыро-Долонскую), маркирующих крылья крупной Макбало-Бурханской антиформы (Максумова и др., 1989). Они представлены счешуенными комплексами спрединговых окраинноморских офиолитов (Киргизский бассейн), базальтами и андезитами Восточно-Терскейской островной дуги, терригенно-кремнистыми с турбидитами фациями склонов дуги и задугового бассейна.

Отдельные части офиолитового покрова редко образуют единый выход с непрерывным разрезом. Гипербазитовая часть в большинстве случаев преобразована в серпентиниты и образует небольшие выходы (Гесь, Королев, 1979).

В редких фрагментах выше плоскости надвигов в нижней части разрезов офиолитовых ассоциаций выходят серпентинизированные перидотиты, пироксениты, выше полосчатые габброиды, среди которых отмечаются оливиновые нориты, клинопироксены, параллельные дайки габбро-диабазов и диабазов. Их надстраивают пиллоу-лавы миндалекаменных базальтов, спилитов, кремнистые породы, туфы и туффиты, фтаниты, спонголиты.

По геологическим, петрологическим, геохимическим особенностям вулканиды отвечают базальтам задугового бассейна (Заршиков, 2003; Ломизе, 1994; Гесь, 1999), связанного с Ишим-Нарынским океаническим бассейном. Возраст офиолитов по находкам мелкораквиной фауны в кремнях офиолитовой ассоциации датируется от верхов нижнего кембрия до нижнего ордовика включительно (Колосов и др., 1983; Максумова и др., 1987;). Для пород меланократового фундамента срединговых зон задугового бассейна характерно присутствие ванадиеносной титано-магнетитовой и медно-колчеданистой минерализации (Бала-Чичкан, Кичи-Каинды), а также золото-сульфидная – в осадочно-вулканогенных отложениях (Бакиров и др., 1992).

Островодужные вулканиды (Восточно-Терской дуга) по петрохимическим данным образуют толеит-базальтовые суббонитовые, слабо дифференцированные известково-щелочные серии примитивных островных дуг, залеженных на океанической коре (Гесь, 1999).

С островными дугами связаны разнообразные пестроцветные аргиллито-алевролитово-кремнистые толщи склонов дуги и задугового бассейна, включающие горизонты турбидитов, грейнитов, олистостром. Количество грубообломочного материала убывает по мере удаления от дуги.

Наиболее ярким представителем для этой обстановки следует отметить месторождение Джеруй, которое формировалось в несколько этапов. Магматические породы в пределах месторождения слагают около 70% его площади. Табалыкский комплекс, выделенный А.А.Черепановым в 1971 году (Стратифицированные ..., 1982), датировался им как позднекембрийско-раннеордовикский.

На месторождении выделен один, практически монометальный промышленный тип руд – золото-кварцевый, убогосульфидный.

II. Таласо-Каратауский террейн

Отделён от Кокчетав-Северо-Тяньшаньского микроконтинента Ичкелетау-Арамсуйским разломом, маркирующим сутуру Ишим-Нарынского палеобассейна. Представляет собой сложное сооружение, состоящее из трёх различных структурных единиц: Кокджот-Карагаинского автохтона, Узунахматского и Малокаройско-Колбинского аллохтона.

Кокджот-Карагаинский автохтон образован формациями терригенного и терригенно-карбонатного флиша склона островной дуги (тагыртауская свита, нижняя часть кокджотской серии), и мощными сериями терригенно-карбонатного и карбонатного флиша и морской молассой задугового бассейна (карагаинская серия).

К этому блоку пространственно приурочена группа месторождений, примыкающая к Кумыштагскому гранитному массиву, вокруг которого сформированы скарны с шеелит-молибденит-арсенипирит-халькопиритовой минерализацией, тела пегматитов, зона кварц-карбонатных и кварц-флюорит-баритовых жил с халькопиритом и галенитом.

Наиболее значительные концентрации кварц-карбонатных жил наблюдаются в зоне Кызылбель-Бельчийской группы рудопроявлений, в районе мышьякового месторождения Учимчек и серебряно-мышьякового – Кичи-Конуртюбе.

Для Кокджот-Карагаинского блока следует отметить полтора десятка рудопроявлений и массу мелких точек полиметаллической и серебряной минерализации Бабаханского рудного узла. Последний расположен вблизи южного контакта Бабаханского массива плагиогранитов. Оруденение представлено кварцевыми жилами пирит-сфалерит-галенитового состава в ороговикованных ксенолитах (известняков и сланцев) в штоке плагиогранитов и в самих плагиогранитах, а также в виде минерализованных трещинных зон и межпластовых тел в известняках сарыджонской свиты.

Малокаройско-Колбинский аллохтон образован формациями пассивной континентальной окраины, подвергшейся в конце верхнего рифея-венда процессу дробления и рифтогенеза. Основание разреза аллохтона составляет мелководная с косой слоистостью руслового или прибрежно-морского типа терригенная грабеновая формация, сложенная конгломератами, гравелитами, песчаниками. Её сменяет пестроцветная осадочно-вулканогенная терригенно-телепирокластическая формация. Они составляют представительные разрезы в хребте Малый Каратау (малокаройская серия). Завершает разрез спарагмитовая формация (кичиконуртобинская свита Таласского Ала-тоо). Этот формационный набор по составу и по возрасту отвечает синию Китая.

На плече рифта в позднем венде - среднем ордовике сформировалась карбонатная платформа (тамдинская серия). Основание её составлено знаменитой фосфоритоносной формацией Малого Каратау.

Узунахматский аллохтон по-молодому Узунахмат-Кумыштагскому надвигу соприкасающимся с толщами Кокджот-Карагаинского автохтона, сложен мраморами и графитистыми сланцами разделяющих их бимодальных вулканитов чиймташской свиты, ленточно-слоистыми сланцево-карбонатными породами карабуринской свиты. Разрез завершается песчаниками, гравелитами, конгломератами, филлитовидными сланцами и мраморизованными известняками узунахматской свиты. Состав и текстурно-структурные особенности последней фиксируют обстановку формирования склона шельфовой окраины древнего микроконтинента. Возраст упомянутых

свит предполагается более древним относительно флишевых толщ Кокджот-Карагаинского автохтона.

Среднеордовикские деформации, связанные с началом коллизионных процессов закрытия задугового бассейна, привели к напряжённой складчатой структуре таласских толщ и шарьированию на них фрагментов пассивной континентальной окраины микроконтинента (Малокаройско-Колбинский аллохтон) поставлявшего обломочный карбонатный материал при формировании карбонатного флиша задугового бассейна.

Индикаторным типом оруденения для Малокаройско-Колбинского блока являются фосфориты Малого Каратау, Курганская группа полиметаллических месторождений, а для Кокджот-Карагаинского блока – жильная серебряная минерализация Учимчека, Кичи-Конур-Тобе.

Курганская группа представлена десятком полиметаллических месторождений и большим количеством мелких рудопроявлений и залегают в известняках и глинистых сланцах бешташской свиты. На площади широко развиты тела сиенитов, некки и дайки сиенит-порфиоров, сиенит-аплитов. Рудная минерализация в виде зон, жил и прожилков, пространственно тяготеет к дайкам и неккам и приурочена к зонам нарушений. Состав представлен массивным пирротинном, жилами и вкрапленностью галенит-сфалерит-карбонатного состава.

III. Палеотаримский континент

В пределах Срединного Тянь-Шаня континент представлен своей красовой, склоновой частью. Более внутренняя, шельфовая часть Палеотарима в пределах Кыргызстана составляет разрезы восточной части хребта Кокшаалтоо (хребет Майбаш) в Южном Тянь-Шане. В конце раннего-начале среднего ордовика она была отделена от Улутау-Срединно-Тяньшаньского блока заложившейся структурой Туркестанского палеоокеанического бассейна. От Кокчетав-Северо-Тяньшаньского микроконтинента Палеотарим отделён сутурой Ишим-Каратауского и Сакского палеоокеанических бассейнов, прослеживающейся ныне вдоль Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня (линии Николаева).

В Срединном Тянь-Шане блок Палеотарима сложен древнейшими в Тянь-Шане метаморфическими породами комплекса Куylie (2610±3 млн лет), слагающими его кристаллический фундамент. Породы представлены кристаллическими сланцами с реликтами гнейсов и гранатовых амфиболитов, мраморами, габброидами, пироксенитами, горнblendитами, лиственитами, графитовыми сланцами.

Наиболее древним можно считать месторождение графита в урочище Арпатекир-Куylie (Сары-Джаз). В восточной части Срединного Тянь-Шаня в метаморфическом комплексе Куylie находятся крупные стратиформные залежи графита (Байбулатов, Рыков, 1985). Крупночешуйчатый графит высокого качества образует линзы и пласты в гранито-гнейсах с содержанием 3-5%. Зона протягивается более 100 км в широтном направлении.

Широко развит в восточной части Тянь-Шаня и в Большом Каратау вулканоплутонический комплекс Большого Нарына верхнего рифея, связанного со становлением вулканического пояса вдоль окраины Палеотарима. Особенности химизма лейкократовых высокоглинозёмистых пород калий-натриевой серии отвечают риолитам нормального ряда (Королёв, Максумова, 1984) и свидетельствует о большой мощности континентальной коры фундамента Палеотарима.

Риолиты большенарынского уровня сменяются жаргалачским риолит-дацит-трахиандезит-трахибазальтовым дифференцированным комплексом с антидромной последовательностью проявления вулканизма (Сагындыков, Судоргин, 1984), свидетельствующем о поступлении в седиментационный бассейн глубинного вещества верхней мантии, которое в процессе подъёма в верхние горизонты ассимилировало коровый материал.

С вулканизмом тесно связано накопление мелководных косослоистых песчаников аркозового и кварцевого состава. Накопление порфиroidов серии Большого Нарына и дифференцированных вулканитов с терригенными грабеновыми фациями свиты жаргалач связано с началом рифтовой стадии, которая протекала в течение позднего рифея-начала венда (Максумова, 1991).

Континентальный рифтогенез позднего рифея-раннего венда привёл к деструкции континентальной коры и новообразованию океанической. Улутау-Срединно-Тяньшаньский сегмент Палеотарима в позднем венде представлял собой борт новообразованной структуры Ишим-Каратауского и Сакского палеоокеанических бассейнов. Быстро погружающийся край Палеотарима существовал в режиме пассивной окраины океанического бассейна. В позднем венде здесь накопились мощные (до 3000 м) серии тиллоидных отложений, перемежающихся с алевролитами, аргиллитами, углеродистыми и кремнистыми сланцами (джетымская серия). Характер пород, их структурные и текстурные особенности свидетельствуют о приносе обломочного материала с горных сооружений, обрамлявших Палеотарим, суспензионными, мутьевыми дебризными потоками. Среди обломочного материала много реликтов отложений горных ледников. Весь этот материал разгружался в зоне припайных льдов окраины Ишим-Каратауского и Сакского палеоокеанических бассейнов крутом склоне и его подножии (Королёв, Максумова, 1984).

В позднем рифее-венде в связи с деструкцией сиалической коры и вулканической деятельностью, характеризующейся интенсивными излияниями риолитов, риодацитов, андезитов, трахиандезитов и трахибазальтов с повышенными содержаниями Au, Cu, W, Pb, Ag, Mo, P, V, Ni, Mn, Rb, Li, F, и редкоземельных элементов. Магматические ассоциации несут кроме этого золото-сульфидную, серебряную, колчеданную вкрапленную минерализацию.

Металлогенический потенциал неопротерозойского фундамента Срединного Тянь-Шаня, охватывающего значительные территории к западу и востоку от Таласо-Ферганского разлома, после появления новых данных по

возрастным соотношениям комплекса основания интрузивных пород и оруденения пересматривается в пользу наличия минерализации неопротерозойского времени, которое было сформировано через 10 млн лет после становления Музбельского интрузива (Копорейко, 2017).

В венде вулканизм затухает и формируются глинисто-кремнистые, углистые, карбонатные породы, тиллоид-углеродисто-сланцевая железорудная формация. С ней тесно ассоциирует золото-вольфрам-колчеданная (месторождение Кумтор) и гематит-магнетитовая рудная минерализация (Джетымский железорудный бассейн) (Сагындыков, Судоргин, 1984).

Следует отметить, что горизонты черносланцевых углеродосодержащих отложений R₃-V, E-O₂ с повышенным содержанием цветных и редких металлов представляют собой донорскую формацию для последующего переконцентрирования и формирования промышленных руд под воздействием последующих эндогенных процессов в стадию тектономагматической активизации в карбон-пермское время. Если проследить возрастную колонну пород от древних к молодым, то явно проступают черты перераспределения не только для золота, но и для такого элемента, как вольфрам.

К началу кембрия горные сооружения были, по-видимому, снівелированы и лавинный седиментогенез позднего венда сменился спокойным режимом с замедленным осадконакоплением в глубоководных условиях континентального склона. За большой промежуток времени, от раннего кембрия до середины ордовика, накопились незначительной мощности (от 100-400, максимум 700 м) отложения кремнистых, углеродистых, глинистых и карбонатных осадков.

Замедленная скорость седиментации создала благоприятные условия для накопления «пятиэлементной» формации (P, V, U, Co, Mo). Для этого периода характерна рудная минерализация комплексных редкометальных и радиоактивных руд, золото-медных в кремнисто-карбонатных и углеродистых отложениях.

С середины ордовика началось сокращение океанического пространства, счешуивание коры, появились покровные структуры, сформировался дифференцированный рельеф. В глубоководных остаточных бассейнах накапливались мощные терригенные флишевые серии. Если в бассейнах, размещавшихся на реликтах океанической коры (преимущественно в Северном Тянь-Шане и Таласе), песчаники имеют граувакковый вулканомиктовый состав, то по окраинам Кокчетав-Северо-Тяньшаньского микроконтинента и Палеотарима – преимущественно зрелый кварцевый и аркозовый состав (баласаринская, ичкебашская свиты соответственно).

IV. Ишим-Нарынский и Ишим-Каратауский палеоокеанические бассейны

Конвергентные процессы сближения Кокчетав-Северо-Тяньшаньского микроконтинента с Палеотаримом, начавшиеся на границе тремадока и аренига, привели к закрытию задугового бассейна, счешуиванию океанической коры и шарьированию её на окраину сиалического блока, аккреции островной дуги с микроконтинентом. Коллизия её с микроконтинентом, произошедшая в арениге, дала начало формированию мощных флишевых серий среднего ордовика, заполнивших остаточные задуговой и преддуговой бассейны.

В качестве индикаторных рудных образований для этой обстановки можно представить класс наиболее многочисленных месторождений порфир-типа, которые контролируются вулкано-купольными структурами. Это месторождения: Талды-Булак, Коккия, Каракол, Андаш, Акташ, Тохтонысай и др., расположены в Киргизском хребте, образуют единый медно-порфировый пояс (Коледа, 1974; Игембердиев и др., 1984). По условиям формирования и геологическому строению эти месторождения имеют много общих черт (Спиваков, 1989; Djenchuraeva, Maksumova, 1993; Djenchuraeva . 1997).

Этому времени присуще внедрение разновозрастных интрузивных комплексов, начиная с пород диорит-тоналитового (в энсиматических островных дугах) до пород, диорит-гранодиоритового, (монзонит-гранодиоритового) и шонкинитового состава, внедрившихся в обстановке аккреции. Последние прорывают комплексы пород автохтона и аллохтона. В структуре Тянь-Шаня эти раннепалеозойские интрузивные комплексы представлены широко.

Вулканы среднего ордовика и флишевые серии того же возраста со структурным несогласием залегают на счешуенной коре ранних каледонид Северного Тянь-Шаня. Со среднеордовикскими (токайлаушуйский, булакашинский и шыргыйский) вулканно-плутоническими комплексами связано вкрапленное медно-сульфидное оруденение, совмещенное в пространстве с колчеданно-полиметаллическим и полиметаллическим оруденением.

Коллизия континентальных масс в позднем ордовике привела к накоплению красноцветных континентальных моласс и проявлению гранитоидного магматизма с формированием крупных плутонов.

Золоторудная минерализация, связанная с позднеордовикскими и силурийскими коллизионными гранитами представлена в основном мелкими зонами золоторудной минерализации в зонах дробления.

У. Киргизско-Казахский континент

В позднем ордовике произошло полное закрытие океанического бассейна, коллизия обрамляющих его сиалических блоков, шарьирование океанических и островодужных комплексов в основном на Срединно-Тяньшаньский блок (Каратерекский аллохтон в Чаткале, Алабельский в Таласе

и др.), накопление континентальных моласс (карасайская, тезская свиты верхнего ордовика и их аналоги).

Объединились Улугтау-Срединно-Тяньшанский, Таласо-Каратауский и Кокчетав-Северо-Тяньшанский (на территории Кыргызстана), Балхашский, Баянаульский, Ащикольский, Бозтальский и другие более мелкие континентальные блоки (на территории Казахстана), сформировав единый Киргизско-Казахский континент.

В среднем и позднем палеозое Киргизско-Казахский континент соседствовал с Джунгаро-Балхашским и Туркестанским палеоокеаническими бассейнами, в которых, начиная с силурийского времени, имели место субдукционные процессы, погружения океанической коры под континент. В Чаткальском регионе имеются силурийские вулканогенно-осадочные комплексы, представляющие собой фрагменты островной дуги, в силуре аккретированной к Киргизско-Казахскому континенту. Вулканы сложены андезитами и базальтами известково-щелочной серии.

Начиная с раннего девона, взаимодействие океанической коры с Киргизско-Казахским континентом происходило в режиме активной континентальной окраины андийского типа.

Этап новой тектоно-магматической активизации в раннем девоне был предопределен началом субдукции, поглощением коры Туркестанского и Джунгаро-Балхашского палеоокеанов и появлением окраинно-континентальных вулканических поясов андийского типа, наложенных на мозаику различных геодинамических комплексов (Бакиров и др., 1992; Гесь, 1997). Заложение вулканно-купольных структур происходило на гетерогенной структуре каледонид. Как пример, Талдыбулак-Боординское рудное поле, представляющее собой среднепалеозойский стратовулкан с многочисленными проявлениями: золота, свинца, и меди.

На окраине, обращенной к Джунгаро-Балхашскому палеоокеану в пределах Северного Тянь-Шаня, возник Малокаратау-Тяньшаньский вулканно-плутонический пояс, сформировавший самостоятельный структурный этаж. Он с большим структурным несогласием лежит на различных комплексах, скученных в результате коллизии в конце раннего палеозоя.

Для вулканической серии этого пояса характерно чередование толщ средне-основного и кислого состава и их субщелочных, и щелочных (до трахитов) аналогов, хорошо развитые вулканические аппараты центрального типа и малые гипабиссальные интрузии. Вулканогенные толщи чередуются с терригенными, чаще грубообломочными молассоидами. Вулканическая деятельность в раннем карбоне сопровождалась проявлениями интрузивного магматизма гранит-гранодиоритового состава.

На окраине, обращенной к Туркестанскому палеоокеану, в раннем девоне возник Бельтау-Сарыджазский (Бакиров, Максумова, 2001) вулканно-плутонический пояс, заложившийся на аккретированной к континенту силурийской дуге в пределах Срединного Тянь-Шаня. Для него характерно

чередование вулканогенных покровов и вулканомиктовых терригенных отложений со значительными вариациями литологического состава, нижняя часть разрезов представлена базальтами и андезитами. Петрохимические особенности их характерны для вулканитов окраинно-континентальных вулканических поясов (Далимов, 1993).

Со второй половины живета до середины раннего карбона включительно окраина развивалась в пассивном режиме, накапливались мощные карбонатные и терригенно-карбонатные формации. Это время характеризуется расширением акватории Туркестанского палеоокеана, проникновения морских фаций даже в пределы Северного Тянь-Шаня, преобладанием глубоководных отложений, что, по-видимому, связано с процессами более активного спрединга и приостановки субдукции.

В это время происходит формирование карбонатного шельфа и стратиформного барит-полиметаллического оруденения в доломитах живета (Сумсар), в эффузивах эйфеля (Белькудук), медистых песчаников франфамена (Акмашат) и др.

В середине карбона процесс субдукции возобновился, стал преобладать над спредингом, что положило начало быстрому сокращению океанического пространства. Продолжилось формирование вулканоплутонического пояса в пределах западного сектора Срединного Тянь-Шаня, известного как Бельтау-Кураминского. Вулканогенная составляющая представлена андезитовыми порфиридами, их субщелочными разновидностями, туфами. Они формировались при вулканических извержениях в постройках центрального типа в наземных условиях (Коржаев, 1999). В тесном сочетании с вулканитами в строении пояса принимают участие и комплексы гранитоидов I-типа.

Этот период ознаменовался появлением многочисленных золото-медных, золото-вольфрамовых, медно-молибденовых, золото-полиметаллических, полиметаллических, боратовых и др. месторождений.

Пермские вулканиты ассоциируют с красноцветной континентальной и реже с мелководно-морской молассой. Они представлены породами субщелочной и известково-щелочной серий. Широко развиты разновозрастные с ними дайковые пояса и мелкие штоки гипабиссальных пород. Верхняя часть пермской вулканоплутонической ассоциации представлена вулканитами базальт-риолитового состава, их туфами и лавобрекчиями. С ними тесно связаны субвулканические тела гранит-порфиров, риолитовых порфиров. По петрохимическим данным они соответствуют щелочно-базальтовой и известково-щелочной повышено калиевой сериям.

Между двумя вулканоплутоническими поясами размещался тыловой прогиб, в котором накапливались терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные отложения среднего девона - карбона, размещавшиеся в пределах Срединного Тянь-Шаня.

В это время в пределах прогиба характерно формирование золотого и золото-редкометального оруденения в контактах с производными калиевых базальтоидов, породами шошонит-латитового геохимического типа. Они

описаны в многочисленных публикациях (Богдецкий, 1987; Макарычев, Гесь, 1970, 1971; Соловьев, 1992; 1994).

Процессы тектоно-магматической активизации, связанные с субдукционными и коллизионными процессами при закрытии Туркестанского палеоокеана в позднем палеозое стали определяющими в формировании серии золото-медных, золото-вольфраммовых, медно-молибденовых и др. месторождений. Крупное по запасам месторождение Кумтор имеет длительную и сложную историю формирования.

Начало формирования Джетымского железорудного бассейна следует отнести к концу стадии рифтогенеза, когда накапливались склоновые фации осадочных пород, в дальнейшем явившихся донорскими для появления мощных магнетит-гематитовых рудных тел Джетымского месторождения. Руды обогащены также серией таких элементов как марганец, титан, ванадий, германий и др.

VI. Континент Лавразия.

Коллизионные процессы закрытия Туркестанского и Джунгаро-Балхашского бассейнов привели к формированию более крупного Лавразийского континента, в состав которого вошёл и Киргизско-Казахский континент. Процесс этот сопровождался накоплением красноцветных континентальных моласс, залегающих с несогласием на все нижележащие образования. Сложны они красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками с отпечатками наземной флоры, в некоторых местах чередованием сероцветных песчаников, алевролитов, глинистых и углистых сланцев с эндемичной морской фауной.

Особо выделяется верхнепермский-нижнетриасовый уровень, образования которого составляют верхи палеозойского разреза Тянь-Шаня. Пространственно они размещаются на территории всего Тянь-Шаня, представляющего собой в то время эродированную сушу. В отдельных грабенах накапливались грубообломочные образования. Седиментация сопровождалась излияниями риолитов, риолитов дацитов, туфов, игнимбритов. Мощность невелика, редко достигает 1000 м (кызылнуринская свита). Внедрялись малые интрузивные тела гранитов, сиенитов, щелочных нефелиновых сиенитов, карбонатитов. Эта ассоциация характеризует внутриплитный рифтогенный постколлизионный тектонический режим.

В стадию внутриплитной активизации субдукционные магматические образования телескопируются более поздними пермскими лейкократовыми гранитами, создавая, таким образом, полигенно-полихронную рудную минерализацию. Как пример, можно отметить месторождение Макмал. (Пак, 1992).

Заключение

Кокчетав-Северо-Тяньшанский, Галасо-Каратауский, Киргизско-Казахский, Палеотаримский континентальные блоки в позднем докембрий-раннем палеозое были разделены Ишим-Нарынским, Ишим-Каратауским и

Сакским бассейнами, входящими в систему Центрально-Азиатского палеоокеана.

В пределах отмеченных крупных структурных элементов были выделены структурные подразделения более высокого порядка как. Различия в их составе, строении и геологической истории развития определили особенности их рудной нагрузки, а отсюда и прогнозно-металлогенические подходы в предлагаемой новой модели районирования.

Каждый выделенный структурный элемент характеризуется определенной рудной нагрузкой, которая связана с геологической историей формирования отдельных разноранговых блоков.

Литература

Байбулатов Э.Б., Рыков Ю. 1985, Графитовое оруденение метаморфической толщи Куйлю (Сарыджаз). Изв.АН Кирг.ССР, №6, с.12-18.

Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе. Илим 1978, с.240.

Бакиров А.Б., Турдукеев И.Д., Денисов А.И. 1992. Современные проблемы металлогении Тянь-Шаня //Геология Рудных Месторождений. № 4, с.3-14.

Бакиров А.Б., Максумова Р.А. 2001.Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // Геология и Геофизика, т.42, №10, с.1435-1443.

Бакиров А.Б., Максумова Р.А., Сакиев К.С. 2006. Северо-Тяньшанский микроконтинент в структуре каледонид Тянь-Шаня. //Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. – Сб. материалов 3-го международного симпозиума. Москва-Бишкек, с.9-22.

Богдецкий В.Н. 1987.Петрологические особенности формирования сонкульского габбро-монзонит-гранодиоритового комплекса // Петрология и рудоносность магматических формаций Тянь-Шаня. Фрунзе, с.121-145.

Гесь М.Д., Королёв В.Г. 1979. Серпентинитовый меланж в Северном Тянь-Шане (Северное Присонкулье) // Докл. АН СССР, т.248, № 3, с.675-677.

Гесь М.Д. 1997.Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня //Тектоника Азии. М.: ГЕОС, с. 64-66.

Гесь М.Д. 1999. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня. Изв.НАН КР, Бишкек, спецвыпуск, с.33-42.

Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Шпотова Л.В., Кадыров М.Х. 1993. Геодинамика Тянь-Шаня (магматизм и геодинамические обстановки палеозоя). Ташкент. «Университет», 207с.

Дженчураева Р.Д., Максумова Р.А., Спиваков С.Б., Малышев А.Ф., 1989. Формирование медно-порфирировых месторождений в свете концепции тектоники плит// Кристаллическая кора в пространстве и времени. М., с.140-150.

Дженчураева Р.Д. 1999. Палеозойская история геодинамического развития Тянь-Шаня и его металлогения. в Кн.: Минерагения и перспективы развития минерально-сырьевой базы, Алматы, ч. I, с.81-100.

Зарщиков А.А. 2003. Раннепалеозойская активная окраина Северного ТяньШаня// Автореф. канд. диссерт., Москва, 25 с.

Игембердиев С. А., Малышев А. Ф., Осмонбетов К. О. 1984. Медно-порфирировое оруденение Северной Киргизии //Закономерности строения земной коры Тянь-Шаня и его металлогения, Фрунзе, с. 90—100.

Киселёв В.В., Апаяров Ф.Х., Мисюс П.П., Гесь М.Д. 1980. Новый тип разреза ордовикских отложений в Терской Ала-Тоо. // Изв АН Кирг.ССР, №4, с.24-30.

Колосов П.Н., Максумова Р.А., Королёв В.Г., Коновод А.В. 1983. О находке микроорганизмов нижнего кембрия в каракаттинской свите Северного Тянь-Шаня. //Изв. АН СССР, сер.геолог., №1, с.123-128.

Коледа А.Я. 1974. О серебряном оруденении Таласского хребта // Разведка и охрана недр, №4, с.24-31

Коржаев В.П. 1999. Геодинамические условия эволюции вулканизма магматогенных структур и оруденения Срединного Тянь-Шаня, Ташкент. Университет. 39 с.

Королёв В.Г., Максумова Р.А. 1984. Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня., Фрунзе, Илим, 169 с.

Ломизе М.Г. 1994. Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня (линия Николаева 60лет спустя) // Вестн.Моск. ун-та, сер. геол, №1, с 48-64.

Макарычев Г.И., Гесь М.Д. 1970. Эволюция магматизма складчатых систем на примере Чаткало-Кураминских гор // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука. с.70-86

Макарычев Г.И., Гесь М.Д. 1971. Схема интрузивного гранитоидного магматизма Чаткальского сектора Срединного Тянь-Шаня//ДАН СССР, сер. геол. т.201, № 6, с.1430-

Максумова Р.А., Коновод А.В., Огурцова Р.Н. 1987. Вулканогенные толщи нижнего палеозоя западной части Киргизского хребта//Каледониды Тянь-Шаня, Фрунзе, Илим, с.43-63.

Максумова Р.А., Захаров И.Л., Зима М.Б., Чернышук В.П., Христова М.П 1989. Покровно-чешуйчатое структура ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, с.144-156.

Максумова Р.А. 1991. Эволюция бассейнов осадконакопления Северного и Срединного Тянь-Шаня в позднем докембрий-раннем палеозое// Автореф. докт. диссерт.,

Максумова Р.А., Дженчурова А.В., Березанский А.В. 2001. Структура и эволюция покровно-складчатого сооружения Киргизского Тянь-Шаня.- Геология и геофизика, т.42, №10, с.1444-1452.

Никоноров В.В. 1993. Новый тип золотого оруденения в Кыргызстане. «Геология Рудных Месторождений», том 35, № 5, с.450-454.

Пак, Н.Т. 1992. Формации рудоносных метасоматитов Чаарташских гор. Бишкек, Илим, 124с.

. Сагындыков К.С., Судоргин А.А. 1984. Джетымский железорудный бассейн Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 214 с.

Соловьев С.Г. 1992. Позднепалеозойский калиевый субщелочной (шошонит-латитовый) магматизм срединного Тянь-Шаня //Изв.РАН, сер.геол., №11, с.28-43.

Соловьев С.Г. 1994. Кумбельское вольфрамовое месторождение в Киргизии //Геол.РудныхМесторожд, 5, том 36.с.413-427.

Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. 1982. Кн. II. 243 с.

Спиваков С. Б. 1989. Метасоматические породы и их рудоносность на месторождениях медно-порфировой формации Киргизского хребта: Дис. канд. геол.-минер, наук. Бишкек, 300с.

Djenchuraeva R., Maksumova R.1993. Porphyry copper-gold mineralisation in the

ancient active continental margins of the Tien Shan //Resource Geology Special Issue. Tokyo, № 15, pp. 257-264.

Djenchuraeva R. 1997, Tectonic setting of porphyry-type mineralization and hydrothermal alterations in Paleozoic island arcs// Journal "Mineralium Deposita", (Springer Verlag), UK, № 32, pp. 434-440.

Konopelko D., Klemm R., Petrov S.V., Apayarov F., Nazaraliev D., Vokueva O., Schersten A., Sergeev S. 2017. Precambrian gold mineralization at Djamgyr in the Kyrgyz Tien Shan: Tectonic and metallogenic implications //Ore Geology Reviews 86, pp. 537-547.

УДК: 550.4:553.411.071 (571.1)

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПИСТАЛИ (СЕВЕРНЫЙ НУРАТАУ)

Нематуллаев С.Ю. ¹, Джуманиязов Д.И. ², Каримова Ф.Б. ²

*ГУП «Самаркандгеология» Госкомгеологии РУз,
Самарканд, Узбекистан
sobirjon_n_y@mail.ru*

*²Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева
Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Узбекистан
denisbey@list.ru*

Аннотация. В тезисе рассматривается золоторудное месторождение Пистали северных склонах западного окончания хребта Северный Нуратау. Приведены краткие минералогическо-петрохимические особенности пород изученного района. В результате изучения вещественного состава руд сделаны краткие выводы.

Ключевые слова: *метасоматиты, зонам окварцевания, кварцевые жилы, рудные залежи, индикатор, промышленное золотое оруденение, вмещающие породы, минерализованные зоны.*

Введение. Золоторудное месторождение Пистали типа согласных минерализованных зон в метатерригенных породах впервые выявлено в пределах хребта Северный Нуратау. Участок Пистали, вмещающий одноименное месторождение с оконтуренными рудными залежами в минерализованных зонах, расположен на северных склонах западного окончания хребта Северный Нуратау, на территории Нуратинского района Навоийской области. Выделяются два сопряженных минерально-

морфологических типа оруденения – рудные залежи с прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией в метасоматитах и золотоносные пологие метаморфогенные кварцевые жилы и прожилки.

Рудные залежи, выделенные в минерализованных зонах, представляют собой метасоматически измененные метатерригенные породы, оконтуренные по бортовому содержанию золота 0,6 г/т. Все они идентичны по условиям размещения, вещественному составу и распределению рудной минерализации.

Кварцевые жилы имеют незначительную мощность до 0,5 м и протяженность до 5-10 м. Встречаются как в рудных залежах, так и во вмещающих породах, образуя локальные проявления в виде линз и гнезд с видимым самородным золотом с содержанием до 100 г/т и более. Они не обнаруживают закономерностей в своем размещении и не имеют самостоятельного практического значения.

Методика и объекты исследования. По разрезу из канав изучаемого района отобраны пробы, которые по макроскопическому изучению оказались в основном сланцами, кварцевой жилой и дайковыми породами. Для изучения геохимических особенностей пород и минерализованных зон отобраны образцы на масс-спектрометрические (ISP), полный спектральный и спектрозолотометрический анализы, некоторые результаты приводятся в статье ниже (таблицы 1, 2).

Обсуждение результатов. Выявленное оруденение было охарактеризовано как крайне неравномерное, весьма незначительное по масштабам, приуроченное к малоощным пологим зонам окварцевания и кварцевым жилам, согласно залегающим с вмещающими породами.

Проведенной предварительной оценкой на участке Пистали впервые установлено промышленное золотое оруденение в осадочно-метаморфизованных породах тасказганской свиты, приуроченное к пологим минерализованным зонам с альбит-кварц-мусковитовыми метасоматитами. Руды представлены золотовкрапленным типом с убогой сульфидной минерализацией (пирит, арсенопирит - до 4%). Золото как в окисленных, так и в первичных рудах содержится в основном в свободной самородной форме (соответственно 89,3 и 84,2%). Зона окисления развита до глубины 30-60 м от поверхности. Окисленные и первичные руды относятся к одному технологическому типу.

Вещественный состав рудных залежей достаточно однообразен и в зависимости от степени метасоматоза и состава исходной породы (сланцы, алевролиты, кварциты, алевропесчаники) определяется соотношением кварца, альбита, серицит-мусковита.

Единственным полезным ископаемым является золото. Все другие элементы являются сопутствующими и практического применения не имеют.

По вещественному составу выделяются 2 природных типа руд: *окисленные и первичные*, которые не имеют системных расхождений по составу. Характерным признаком окисленных руд являются вкрапленные

послойные линзовидные скопления окисленных сульфидов и широкое развитие гидроксидов железа.

Усредненный вещественный состав руд - кварц (50,8%), альбит (25,9%), серицит (9,72%), хлорит (2,0%), апатит (0,3%), рутил (0,5%), кальцит (1,5%), биотит (5,0%). Химический состав руд - SiO_2 -75,9%; Fe_2O_3 -1,32%; FeO -2,5%; TiO_2 -0,5%; MnO -0,05%; Al_2O_3 -9,5%; CaO -1,68%; MgO -0,6%; Na_2O -2,93%; K_2O -1,74%; P_2O_5 -0,15%; S общ. - 0,97%; CO_2 -0,66%; SO_3 -0,04%.

Сопутствующие элементы представлены следующим комплексом:

Серебро - отмечается постоянно как в окисленных, так и в первичных рудах, но содержание его весьма невелико до 1,0-4,0 г/т. Минеральная форма неясна, часть серебра входит в состав самородного золота, другая, вероятно, присутствует в виде примеси в галените.

Цинк распространен не повсеместно. Содержание его от 0,0016 до 0,04%. Минеральная форма проявления – единичные зерна сфалерита.

Висмут. Широко распространенный элемент руд. Содержание его от 0,001% до 0,01%. В тяжелых фракциях пирит-арсенопиритового состава содержание висмута составляет 0,00011%. Минеральная форма неясна.

Вольфрам. Содержание вольфрама в окисленных рудах до 0,0014%, в концентрате (гетит, лимонит) содержание составляет 0,067-0,096%. В первичных рудах вольфрам установлен лишь в тяжелых фракциях и составляет 0,0032-0,0088%. Минеральная форма неясна. По-видимому, вольфрам в виде шешелита большей частью связан с жильно-прожилковыми проявлениями кварца.

Молибден. Распространен достаточно широко. В окисленных рудах содержание его до 0,03%. В тяжелых концентратах (гетит, лимонит) содержание молибдена до 0,0011%, в первичных рудах – до 0,012%. Минеральная форма не установлена.

Кобальт. Содержание в окисленных и первичных рудах до 0,001 %. В лимонит-гетитовых концентратах содержания кобальта 0,0004-0,0027%, в пирит-арсенопиритовом концентрате достигает 0,017-0,1%. Кобальт, как и никель, по-видимому, образует примеси в пирротине и мельниковит-пирите.

Анализируя результаты полуколичественного спектрального анализа, приведенные в таблице 2, мы расформировали элементы с наибольшими содержаниями по образцам: Образец Пис-20 содержит высокие значения в г/т всех 25 элементов кроме олова и сурьмы; во всех шести образцах высокие значения титана (700-3000 г/т), бария (500-10000 г/т), марганца (300-15000 г/т), хрома (20-500 г/т).

По пересчетам отношения к кларку в земной коре вырисовывается картина, что во всех породах высокие содержание Ag, Mo и Pb, содержание других элементов изменчивое: в образце Пис-6 высокое содержание As (в 88 раз), Mo (в 91 раз); в Пис-20 высокие Pb (в 94 раз), Ag (в 20 раз), In, Mo, Co, Mn (в 15 - 90 раз). Содержание мышьяка в четырех пробах высокие кроме проб Пис-14, Пис-7/б; как выше приводилось серебро, молибден и свинец во всех пробах высокое.

Таблица № 1

Результаты спектрального полуколичественного анализа методом просыпки
(сод. г/т) на 25 элементов

| Элементы | Кларк | Пис - 1 | Пис - 6 | Пис - 7/б | Пис - 12а | Пис - 14 | Пис - 20 |
|-----------|-------|---------|---------|-----------|-----------|----------|----------|
| Cu | 47 | 30 | 150 | 30 | 30 | 7,0 | 700 |
| Pb | 16 | 5,0 | 50 | 50 | 20 | 30 | 1500 |
| Zn | 83 | 50 | 200 | 100 | 150 | 100 | 1500 |
| As | 1,7 | 20 | 150 | 0,0 | 15 | 0,0 | 20 |
| Ag | 0,07 | 0,30 | 0,20 | 0,50 | 0,20 | 0,20 | 1,50 |
| Sn | 2,5 | 0,0 | 5,0 | 2,0 | 3,0 | 3,0 | 0,001 |
| Sb | 0,5 | 70 | 50 | 0,0 | 50 | 50 | 0,001 |
| Ga | 19 | 1,50 | 30 | 15 | 15 | 20 | 1,50 |
| In | 0,25 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 7,0 |
| Mo | 1,1 | 3,0 | 100 | 7,0 | 15 | 10 | 100 |
| W | 1,3 | 0,0 | 0,0 | 150 | 0,0 | 0,0 | 0,001 |
| Li | 32 | 10 | 30 | 20 | 70 | 70 | 0,001 |
| Ni | 58 | 50 | 100 | 20 | 100 | 30 | 200 |
| Co | 18 | 15 | 20 | 15 | 15 | 20 | 1000 |
| Cr | 83 | 200 | 500 | 150 | 500 | 500 | 20 |
| V | 90 | 30 | 200 | 50 | 200 | 200 | 100 |
| Ti | 4500 | 700 | 3000 | 1500 | 1500 | 2000 | 1500 |
| Mn | 1000 | 300 | 1000 | 700 | 1000 | 1000 | 15000 |
| P | 930 | 0,01 | 500 | 0,0 | 0,0 | 300 | 2000 |
| Ba | 650 | 700 | 10000 | 500 | 2000 | 3000 | 5000 |

Примечание: Пис-01 – слюисто-кварцевый сланец; Пис-06 – сильно измененный сиенито-диорит-аплит (аплит 4 фазы), Пис-07 – дайковая порода (лампрофир, керсантит), Пис-12/а – контакт сланца с дайкой (сиенито-диорит-аплит (аплит 4 фазы)), Пис-14 – слюдяная лампрофировая дайка; Пис-20 – метасоматическая дайковая порода.

По приведенным данным получается, что образцы обогащены мышьяком, титаном и хромом. Нужно обратить внимание как выше приводилось на образец Пис-20, где содержания анализируемых элементов с наибольшими значениями.

Рассматривая образцы под микроскопом, можно увидеть разнообразие структуры одних и тех же сланцев одного района, заметить в породе чередующиеся мелколинзоватые блоки собственно сланца, метаалевриолита и углистого вещества, как например, в образце Пс-54 – хлоритизированный, слюдяной сланец с включением мелких кристаллов граната с прожилками кварцевых жил. Подобное строение породы, вероятно, результат повторного рассланцевания тонкополосчатого чередования пелитоморфных и

алевритистых образований с микробудинажем твердых алевритистых полосок (слоек) и их обвальцеванием. Углистое вещество здесь образует своеобразные слои мощностью до 8 мм (на площади шлифа). Углистое вещество сажисто-смолистое, в косом отражённом свете производит впечатление микрочешуйчатого. Вероятно, что это графит или графитосодержащее углистое вещество.

Таблица 2

РЕЗУЛЬТАТЫ СПЕКТРАЛЬНОГО ПОЛУКОЛИЧЕСТВЕННОГО АНАЛИЗА МЕТОДОМ ПРОСЫПКИ (СОД. 10-3%) НА 25 ЭЛЕМЕНТОВ

Результаты выданы на воздушно-сухое вещество в %

| N п/п | Полев. № пробы | Cu | Pb | Zn | As | Bi | Ag | Sn | Cd | Sb | Ge | Ga | Mo |
|----------|-------------------|----------|------------|----------|----------|------------|--------------|------------|------------|----------|------------|------------|------------|
| | | 3,0e-4-1 | 3,0e-3-1 | 1,0e-3-1 | 1,0e-3-1 | 1,0e-4-0,1 | 3,0e-6-0,004 | 1,0e-4-0,1 | 1,0e-4-0,1 | 7,0e-4-1 | 2,0e-4-0,1 | 1,0e-4-0,1 | 1,0e-5-0,1 |
| 1 | Пис - 1 | 3 | 0,5 | 5 | 2 | -- | 0,03 | -- | -- | 7 | -- | 0,15 | -- |
| 2 | Пис - 6 | 15 | 5 | 20 | 15 | -- | 0,02 | 0,5 | -- | 5 | -- | 3 | -- |
| 3 | Пис - 7/6 | 3 | 5 | 10 | -- | -- | 0,05 | 0,2 | -- | -- | -- | 1,5 | -- |
| 4 | Пис - 12а | 3 | 2 | 15 | 1,5 | -- | 0,02 | 0,3 | -- | 5 | -- | 1,5 | -- |
| 5 | Пис - 14 | 0,7 | 3 | 10 | -- | -- | 0,02 | 0,3 | -- | 5 | -- | 2 | -- |
| 6 | Пис - 20 | 70 | 150 | 150 | 2 | 5 | 0,15 | -- | -- | -- | -- | 0,15 | -- |
| N п/п | Полев. № пробы | W | Be | Li | Ni | Co | Cr | V | Ti | Mn | P | Ba | |
| | | 5,0e-4-1 | 3,5e-4-0,1 | 4,0e-4-1 | 6,0e-4-1 | 2,0e-4-0,4 | 5,0e-4-0,5 | 4,0e-4-1 | 1,0e-3-1 | 5,0e-3-1 | 6,0e-3-5 | 5,0e-4-1 | |
| 1 | Пис - 1 | -- | 0,5 | 1 | 5 | 1,5 | 20 | 3 | 70 | 30 | -- | 70 | |
| 2 | Пис - 6 | -- | 0,2 | 3 | 10 | 2 | 50 | 20 | 300 | 100 | 50 | 1000 | |
| 3 | Пис - 7/6 | -- | 0,3 | 2 | 2 | 1,5 | 15 | 5 | 150 | 70 | -- | 50 | |
| 4 | Пис - 12а | -- | 0,2 | 7 | 10 | 1,5 | 50 | 20 | 150 | 100 | -- | 200 | |
| 5 | Пис - 14 | -- | 0,2 | 7 | 3 | 2 | 50 | 20 | 200 | 100 | 30 | 300 | |
| 6 | Пис - 20 | 0,7 | -- | -- | 20 | >100 | 2 | 10 | 150 | 1500 | 200 | 500 | |

Примечание: см. примечание табл. 1.

Сланец под микроскопом выглядит кавернозно-пористым из-за наличия многочисленных пустот и мелкопятнистых скоплений кремнистого вещества (Пс-39). Прожилки мелкозернистого кварца мощностью до 0,3-0,35 мм, секущие сланцеватость породы, производят впечатление катаклазированных.

Другой сланец серицит-хлоритовый с микро жилковатыми дендритами окислов железа (Пс-35) сложен чешуйчатыми микрозернами хлорита и серицита, распределёнными струйчато-тонкополосчато. На этом фоне видна сеть тонких секущих прожилков с редкими мелкими линзовидными и дендритовыми выделениями темно-бурых окислов железа (тончайшая смесь гётита с гидрогётитом) вдоль сланцеватости, образованных, скорее всего, в зоне выветривания.

В образце Пс-55 заметны порфиробластовые выделения хлорита с флогопитом в сланце и алевролите часто имеют то зональное, то волокнисто-сферолитовое внутреннее строение. Вся порода интенсивно пигментирована лимонитом, особенно в непосредственной близости к гнездам интенсивно катаклазированного и лимонитизированного пирита. Гнездо пирита оторочено с одной из сторон прожилком волокнистого кварца, пигментированного гидрогётитом-лепидокрокитом. Имеются и тонкие короткие жилковидные выделения зелёной слюды, изредка в сочетании с волокнистым кварцем.

В результате изучения вещественного состава руд можно сделать следующие **выводы**:

1. Окисленные и первичные руды по вещественному составу не имеют значимых системных расхождений. Золото в них находится в основном в свободной самородной форме. Основная масса его тонкое – субдисперсное, о чем свидетельствует высокое содержание золота (до 103,28 г/т) в пенном продукте флотации (фракция 0,1-1 мкм). В зоне окисления – мелкое до крупного от 0,001 до 1,0 мм и более.

2. К сопутствующим элементам относятся Ag, Pb, Zn, Cu, Bi, W, Mo, Ni, Co, Ga, Ge, As, Sb, S, по содержанию не имеющие практического применения в качестве попутных компонентов.

3. Между золотом и мышьяком установлена прямая связь – с увеличением содержания мышьяка растет содержание и частота встречаемости золота.

4. Вольфрам связан с жильным кварцем.

Восточный и западный фланги участка Пистали, судя по высокой частоте встречаемости золота на большой площади, являются перспективными для продолжения поисков промышленного оруденения до горизонта на более 200м с применением колонкового бурения и шурфов.

На нашем изучаемом участке обычно для углеродистых сланцев Тасказганской свиты характерно присутствие РЗЭ (Пистали-45).

В настоящее время продолжается накопление аналитических данных по Западному флангу месторождения Пистали для установления минералов носителей золото, серебро и редких земель в них и выяснения пределов содержания, а также механизмов их концентрации.

Литература

1. Джуманиязов Д.И., Жуманиязов И.И. Пистали олтин конининг баъзи бир маъданлашув жараёнлари (шимолий-ғарбий Нурота) // V Международная научно-практическая конференция “Наука и образование в современном мире: вызовы XXI века”. Нур-Султан, Казахстан. 2019. -С. 71-76.

2. Покровский А.В., Карасева Т.А. и др. Метаморфические формации Западного Узбекистана и их рудоносность. Ташкент. ФАН. 1968. 204 с.

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СРЕДИННОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Пак Н.Т., Ивлева Е.А.

*Институт геологии НАН КР.
Бишкек, Кыргызстан
paknikolay50@mail.ru*

До последнего времени для территории Кыргызстана докембрийский этап формирования золотого оруденения четко не выделялся. Были известны только несколько докембрийских толщ несущих золотую минерализацию выше кларковой, в том числе в отложениях рифтовых зон континентов (джетымская серия, улубулакская свита, R₃-V), местами обогащенных рассеянной Au-W-Te-Cu минерализацией, которые считаются базовой формацией для формирования в позднем палеозое гигантского месторождения золота Кумтор. Так же повышенные содержания золота в породах были выделены в Кассанском метаморфическом комплексе.

Недавно появились 2 публикации (Пак, 2012; Konopelko et. al., 2017), позволившие более уверенно выделить докембрийский этап формирования золотого оруденения в Кыргызстане. Речь идет о месторождениях золота Джамгыр и Бекбулактор, парагенетически связанных с интрузиями бешторского и сарыджазского комплексов рифейского возраста, находящихся в западной и восточной частях Срединного Тянь-Шаня, соответственно (рис.1). Состав и текстурно-структурные особенности пород бешторского комплекса аналогичны сарыджазскому, оба комплекса трансгрессивно перекрываются однотипными образованиями рифея-венда (мурсашская в первом случае и кичиталдысуйская свиты - во втором), близкие значения получены и при радиологических определениях возраста (Стратифицированные ..., 1982).

Месторождение Джамгыр

Джамгыр (рис. 2 и 3) расположен в приводораздельной части Таласского хребта с южной стороны, в верховьях руч. Кара-Кысмак – правого притока р.Чаткал, в непосредственной близости от Таласо-Фергаского разлома. В этом районе имеются еще несколько золоторудных объектов, среди которых Джамгыр является наиболее крупным промышленным объектом. В настоящее время месторождение разрабатывается Казахстанской компанией ОсОО "Вертекс Голд Компани".

Месторождение Джамгыр полностью размещено среди гранитоидов бешторского комплекса рифея (γR_3b) в обрамлении пород шорашуйской свиты венда. Жильные тела с продуктивной золотой минерализацией локализуются в зонах разломов в пределах гранитоидов (рис. 2, 3).



Рис. 1. Обзорная схема размещения месторождений Джамгыр и Бекбулактор

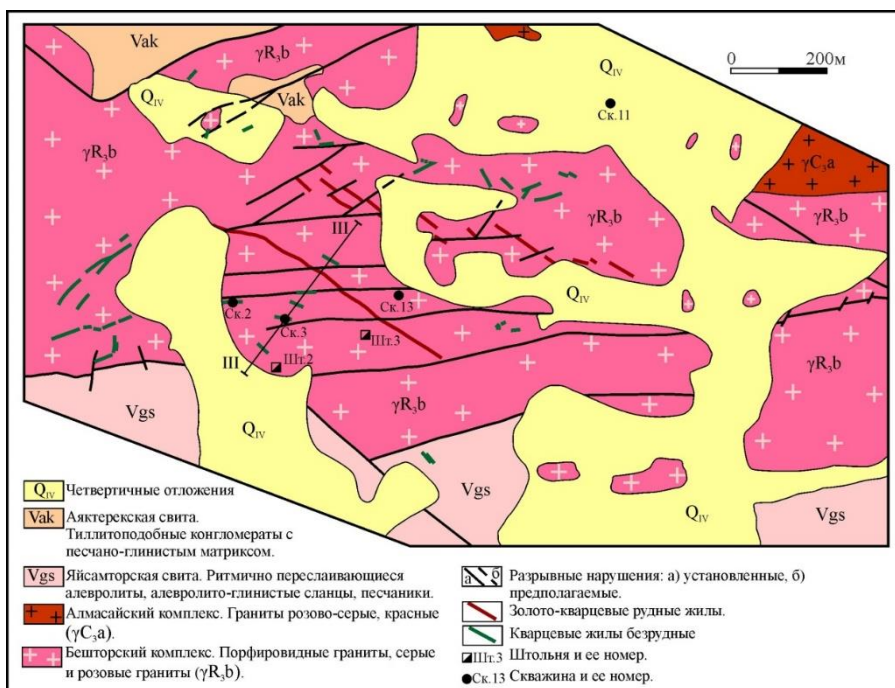


Рис. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Джамгыр (по материалам разведочной партии).

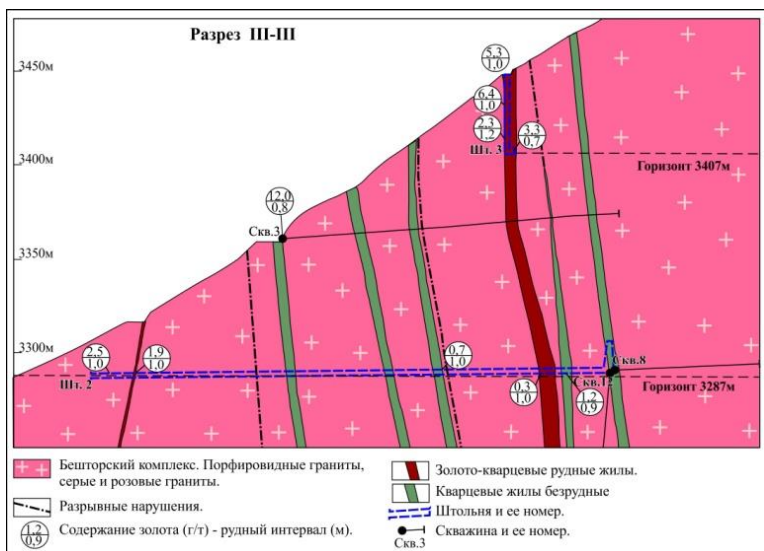


Рис. 3. Геологический разрез III-III к геологической карте

Шорашуйская свита представлена тиллитоподобными конгломератами, песчаниками, алевролитами и сланцами. Контакты с гранитами бешкорского комплекса чаще тектонические, местами толщи залегают на гранитах с размывом. В состав шорашуйской свиты объединены ранее существовавшие раздельно более мелкие свиты – яйсамторская (Vgs) и аяктерекская (Vak). (Шубин и др., 1992).

Бешкорский комплекс на месторождении представлен Музбельским массивом гранитов. Радиологический возраст гранитов, определенный по мусковиту и биотиту, колеблется от 824 до 915 млн лет (Селиверстов и др., 1987). Новые U-Pb датировки (Konopelko et al., 2017) показали возраст по циркону 815 ± 6 млн лет, а Ag-Ag датировка двух фракций мусковита из ореолов изменения золотоносных кварцевых жил в гранитах – 804 ± 3 и 805 ± 3 млн лет. Таким образом, возраст гранитов и оруденения установлен как неопротерозойский, тонийский (или позднерифейский по Российской стратиграфической шкале).

Граниты - крупнозернистые порфириновые, розоватых и серых оттенков, что обусловлено преобладанием калиевого плевого шпата (КПШ) или плагиоклаза (рис. 4.10, а, б). Обычный состав розоватых гранитов следующий: КПШ – 40-45%, плагиоклаз – 20-25%, кварц – 22-26%, биотит – 7-10%. Состав серых гранитов: плагиоклаз – 45-50%, КПШ – 15-18%, кварц – 25-30%, биотит – 7-9%.

В гранитах порфириновые выделения размером от 1 до 4 см составляют 30-50% и состоят из таблитчатых зерен КПШ, плагиоклаза, реже кварца.

Основная масса сложена также этими минералами и биотитом. Размеры зерен составляют в основном 0,5-2 мм.

На месторождении метасоматическим изменениям от слабой до сильной степени подвержены все разновидности интрузивных пород. Плагноклазы замещаются чаще всего серицитом, реже карбонатом, кварцем, мусковитом. Калиевый полевой шпат подвергается альбитизации и окварцеванию, карбонатизации, пелитизации с последующей серицитизацией. Биотит интенсивно хлоритизируется, карбонатизируется, эпидотизируется, пиритизируется. При средней стадии замещения новообразования уже образуют более крупные участки, зоны и поля, первичные минералы разъедаются по периферии (рис. 4.в), зерна распадаются на отдельные куски, обломки. При сильном метасоматозе образуются метасоматические брекчии (рис. 4.г), где первичные минералы находятся только в реликтах.

Рудные тела связаны с кварцевыми жилами СЗ направления и расположены в гранитах. В гранитах развита система трещин субширотного, СЗ и СВ направлений. Трещины субширотного и СВ направлений секут и смещают рудоносные кварцевые жилы (рис. 2). На месторождении известно два основных рудных тела: первое – длиной 740 м, мощностью 0,6-2,0 м и протяженностью по падению 210 м; второе – длиной 540 м, мощностью 0,4-4,0 м и протяженностью по падению 360 м. Падение рудных тел на СВ под углом 50-70°. Запасы золота по двум рудным телам по категории С₂ составили 5,336 т, при среднем содержании 12,25 г/т (Никоноров и др., 2004).

Руда на месторождении золото-кварцевая малосульфидная. Рудные минералы в основном представлены пиритом, реже галенитом, блеклыми рудами, халькопиритом, арсенопиритом и др. Основная часть золота находится в самородном виде. Попутными компонентами являются серебро и молибден. Руды характеризуется вкрапленной, прожилково-вкрапленной, гнездовой текстурами.

Промышленно-ценный компонент – золото самородное ассоциирует с кварцем, пиритом, лимонитом, галенитом, блеклой рудой. В кварце оно чаще всего приурочено к микротрещинкам и пустоткам. Форма золотин неправильная, жилковато-пластинчатая, комковатая, крючковатая, проволоковидная, чешуйчатая. Цвет золота светло-желтый, золотисто-желтый. Преимущественный размер золотин 0,1-0,2 мм, встречены свободные золотишки размером до 1,2 мм. Пробность золота 845-887.

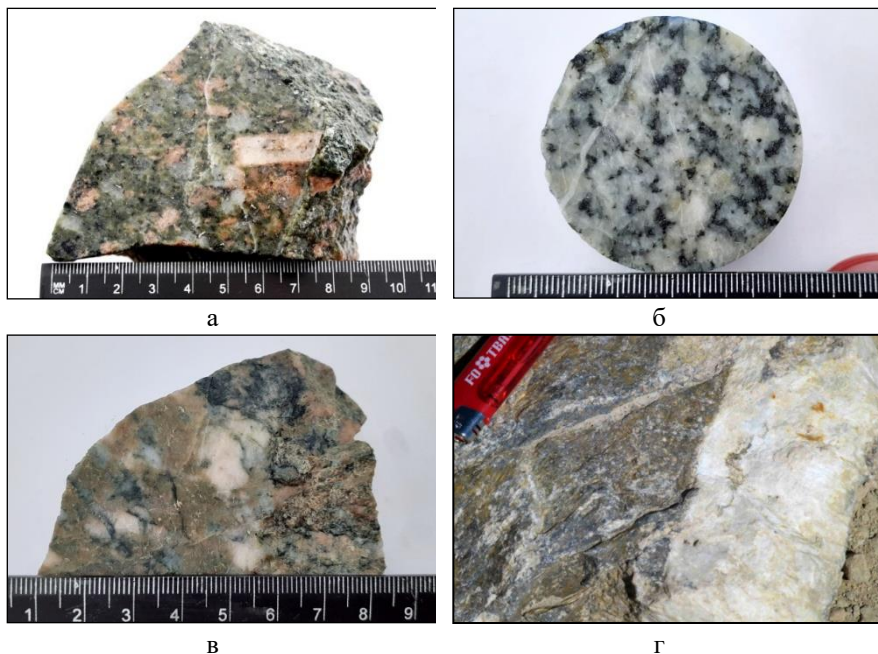


Рис. 4. Граниты Музбельского массива бешторского комплекса: а) – с преобладанием КПШ, б) – с преобладанием плагиоклаза, в) – гранит измененный, г) – золотоносная кварцевая жила среди измененных гранитов. (фото 4.г по Konopelko et al., 2017).

Месторождение Бекбулактор

Месторождение Бекбулактор расположено в восточном окончании хребта Терской Алатау в бассейне р. Отгук – правого притока р.Сарыджаз. Оно полностью находится в пределах Отгукского гранитоидного массива сарыджазского интрузивного комплекса рифейского возраста. Формирование его происходило в коллизионную стадию развития Тянь-Шаня. Интрузивные массивы комплекса прорывают метаморфиты свиты Куйлю (AR?), и перекрываются отложениями континентального рифта (грабеновые грубообломочные породы и вулканиты, R_3 - V_1) и пассивной континентальной окраины (глубоководные углистые, кремнистые сланцы и флишоидные породы континентального склона, V_2 ?- O_1). Металлогеническая специализация этих отложений, особенно углеродсодержащих пород - U, V, Mo, также они местами обогащены золотом. Углеродсодержащие породы являются базовой формацией для формирования золотых руд Кумторского типа.

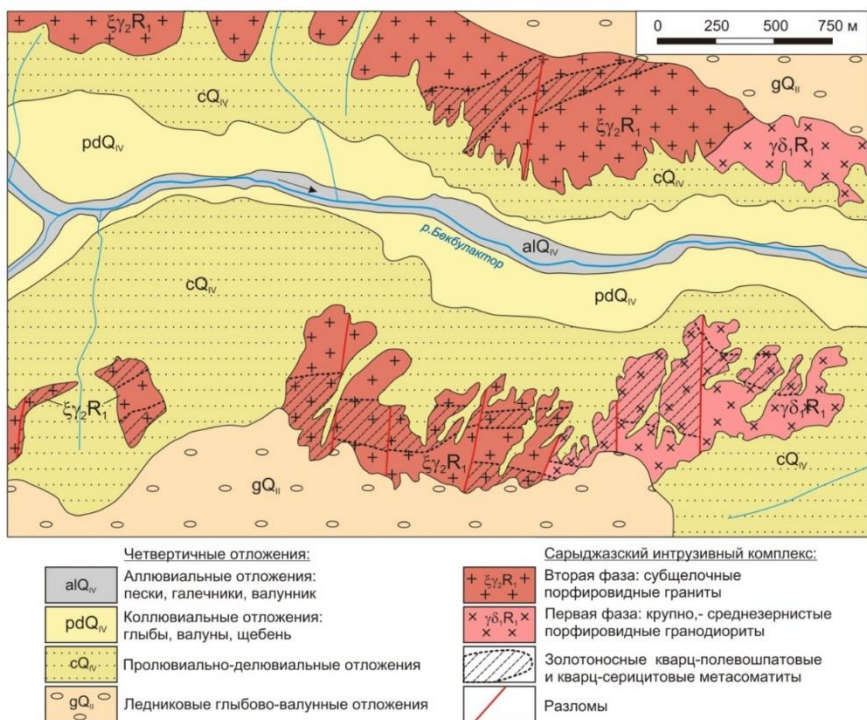


Рис. 5. Схематическая геологическая карта рудопоявления Бекбулактор (составлена по материалам В.Шина)

Оттукский массив имеет куполообразное строение и занимает площадь около 250 кв.км. В пределах месторождения (рис. 5) развиты среднезернистые порфириновые гранодиориты 1-й фазы и субщелочные порфириновые граниты (рис. 6.а) 2-й фазы. Также распространены плагиограниты, а по периферии массива – лейкограниты.

На рудопоявлении Бекбулактор широко развиты метасоматические изменения интрузивных пород. Площадные изменения выражаются в ранней калишпатизации гранитоидов и мусковитизации. Они имеют крупнокристаллическую структуру, и не сопровождаются сульфидной минерализацией. Формирование рудных зон сопровождается локальными проявлениями метасоматоза. Площадь распространения локальных метасоматитов (рис. 5) протягивается в субширотном направлении непрерывной полосой до 2 км, шириной до 100 м и более на правом борту р.Бекбулактор и в северо-восточном направлении на левом борту.

На рудопоявлении выделяются следующие типы метасоматитов:

Кварц-полевошпатовые метасоматиты представляют собой околотрещинные мелко-,тонкозернистые агрегаты, состоящие в основном

из кварца, и в меньшей степени из плагиоклаза. В виде примесей встречаются карбонат и серицит. Кварц чаще всего изометричной формы с неровными границами, неравномернозернистый. Размеры зерен сотые доли мм до 0,1-0,2 мм. Плагиоклаз образует вытянутые, таблитчатые формы с неровными, волнистыми иногда прямолинейными краями. Местами наблюдаются полисинтетические двойники. Структура пород гипидиоморфная, порфиробластовая. Наблюдается вкрапленность пирита, местами обильная. Метасоматиты сопровождаются сульфидизацией и золотой минерализацией. Золотоносные кварц-полевошпатовые метасоматиты развиты на ряде месторождений золота в Кыргызстане (Пак, 2008).

Кварц-карбонатные метасоматиты состоят из кварца размером десятые доли мм, карбоната до 0,5 см. Постоянно присутствуют вкрапленники пирита (рис. 6.в). Порода имеет неравномернозернистую структуру. Встречаются кварц-карбонатные метасоматиты с примесью серицита. В этих случаях порода имеет тонкозернистое (до 0,1 мм) и более равномернозернистое строение. С мелкозернистым карбонатом часто ассоциирует ожелезнение. Кварц-карбонатные метасоматиты содержат примесь серицита, распространены там же, где и кварц-серицитовые метасоматиты. Особенность их проявления на рудопроявлении Бекбулактор, это повышенное количество карбоната в этой зоне. Кварц-карбонатные метасоматиты содержат вкрапленность пирита, реже халькопирита и являются золотоносными.

Кварц-серицитовые метасоматиты состоят из переменного количества тонкозернистого кварца и серицита. Размеры кварца от сотых долей мм до десятых долей мм. Размеры серицита, чаще всего меньше 0,1 мм. Иногда среди кварц-серицитовой массы наблюдаются реликты плагиоклаза. Рудный минерал представлен вкрапленностью пирита размером десятые доли мм. Кварц-серицитовые метасоматиты являются более внутренней зоной метасоматической колонки. В целом их можно отнести к березитовой формации. Замечено уменьшение количества и размерности пиритовой минерализации. Являются золотоносными. В некоторых случаях золото может выноситься.

В пределах поля развития метасоматитов выделяются несколько рудных зон. Протяженность рудных зон составляет от десятков метров до первых сотен метров, ширина составляет от десятка до ста метров. Золотоносными являются сами метасоматиты. Содержания золота в них составляют от десятых долей г/т до 20 г/т. Наиболее прокварцованные зоны с сетью кварцевых ядерных зон являются наиболее богатыми (рис. 6.б).

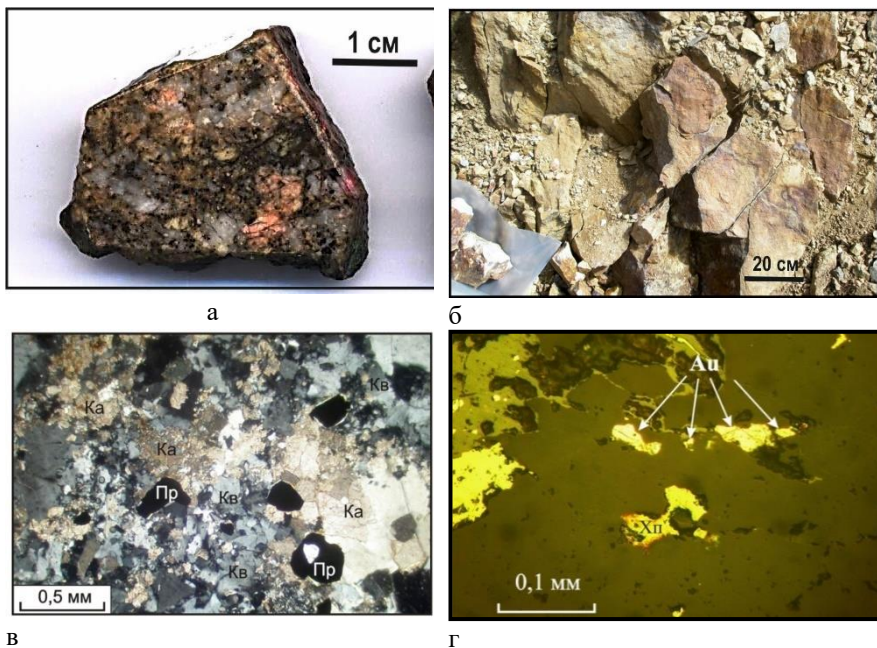


Рис. 6. а – гранит-порфировидный; б – зона окварцевания в гранитах с содержанием золота до 20 г/т; в – кварц-карбонатный метасоматит с пиритом; г – выделения самородного золота и халькопирита в нерудной массе. Кв - кварц, Ка - карбонат, Пр - пирит, Хп - халькопирит, Au - самородное.

Рудная минерализация кроме самородного золота представлена главными минералами: пиритом, халькопиритом, соединениями железа (гематит, гетит, лимонит и т.п.) и второстепенными: сфалеритом, халькозином, галенитом. Наиболее часто встречающиеся содержания сульфидов в рудах составляют 3-8%, в отдельных участках встречаются содержания до 20-30%. Визуально в образцах максимальные размеры сульфидов достигают 2-4 мм, под микроскопом определяются размеры от тысячных до десятых долей мм. Среди сульфидов наиболее распространен пирит (60-90%), остальное количество в основном приходится на халькопирит.

Золото наименее доступный минерал для исследования, поскольку имеет микроскопические пылевидные размеры – первые микроны и мельче.

В аншлифах под микроскопом цвет золотинок ярко-желтый, светло-желтый, форма изометричная, каплевидная. Находится в микротрещинах в нерудных минералах. Распределение золота в рудах весьма неравномерное.

В технологических пробах тонкодисперсное золото встречается в самородном виде. Ассоциирует с кварцем, слюдой, полевым шпатом, пиритом, халькопиритом. Границы расстайки волнистые, зазубренные. Кроме того, в

этих пробах встречены пирит и халькопирит с пылевидной вкрапленностью золота.

В шлихах золото отмечено в количестве от единичных до десятков знаков. Форма чаще изометричная, реже неправильная. Поверхность золотин шероховатая, края неровные. Цвет яркий золотисто-желтый, встречается золото светло-желтого цвета (электрум), блеск сильный металлический, твердость низкая. Размер тысячные доли миллиметров, что позволяет отнести его к категории пылевидного по классификации Н.В.Петровской.

Общая последовательность выделения рудных минералов следующая: пирит – сфалерит – халькопирит – халькозин – гидроокислы железа.

О возрасте оруденения. Нами предполагается парагенетическая связь оруденения со становлением гранитоидов Оттукского массива рифейского возраста. В гранитоидах развиты площадные метасоматические изменения пород, которые выражаются в калишпатизации и мусковитизации гранитоидов. Это свидетельствует о том, что интрузивный массив представлен здесь своей апикальной частью, и это является благоприятным фактором, так как рудная минерализация в связи с постмагматическими растворами массивов формируется в основном в апикальных частях интрузивных тел и надинтрузивной области. Эти площадные изменения говорят о воздействии постмагматических растворов, связанных именно с этой интрузией. Штокверковая минерализация рудопоявления Бекбулактор расположена в полях калишпатизированных гранитов, и не сопровождается тектоническими нарушениями. Также не наблюдается связь с более молодыми интрузиями.

Таким образом, рудопоявление Бекбулактор относится к золото-кварц-сульфидному типу, по температуре – мезотермальное, по глубинности – среднеглубинное (1,5-5 км), по возрасту – рифейское, по геодинамической обстановке – коллизионное, по генезису – плутоногенное гидротермальное.

Заключение

Месторождение Бекбулактор является относительно новым объектом, открытым и изученным только в последнее десятилетие. Развитие золотоносных большеобъемных метасоматитов позволяет прогнозировать этот объект как среднее по запасам месторождение (Пак, 2012).

Описанные в данной статье месторождения Джамгыр и Бекбулактор, которые парагенетически связаны с рифейскими гранитоидами бешторского и сарыджазского интрузивных комплексов позволяют уверенно выделить в Кыргызстане **докембрийский этап** формирования золотого оруденения. Обобщенная характеристика этих месторождений дана в таблице. Выделение докембрийского этапа золотого оруденения расширяет вероятность и возможность обнаружения новых золоторудных объектов в полях развития докембрийских интрузивных комплексов.

Таблица. Сравнительная характеристика месторождений Джамгыр и Бекбулактор

| Параметры | М-е Джамгыр | М-е Бекбулактор (Пак, 2012) |
|-----------------------------------|---|--|
| Геодинамическая обстановка | Коллизионная | Коллизионная |
| Интрузивный комплекс | Бешторский | Сарыджазский |
| Массив, возраст | Музбельский, R ₃ 824-915 млн лет (Селиверстов и др., 1987) 815±6 млн лет, (Konopelko et al., 2017) | Оттукский, R ₂ |
| Состав интрузии | Граниты порфиroidные | Граниты, гранодиориты порфиroidные |
| Метасоматиты | Калишпатизация, березитизация | Кварц-полевошпатовые, кварц-карбонатные, кварц-серицитовые |
| Возраст околорудных метасоматитов | R ₃ , 804±3 и 805±3 (Konopelko et al., 2017) | R |
| Рудные тела, рудные зоны | Кварцевые жилы, околорудные метасоматиты | Зоны окварцевания, околорудные метасоматиты |
| Рудная формация | Золото-кварцевая малосульфидная | Золото-кварцевая малосульфидная, умереносульфидная |
| Главные рудные минералы | Пирит | Пирит, халькопирит |
| Второстепенные рудные минералы | Халькопирит, галенит, блеклые руды, арсенопирит | Галенит, сфалерит, халькозин |
| Золото | Самородное, 0,1-0,2 мм до 1,2 мм. Пробность - 845-887 | Тонкодисперсное, тысячные доли мм, самородное до 0,1 мм |

Литература

Никоноров В.В., Караев Ю.В., Борисов Ф.И., Тольский, В.И., Замалетдинов Т.С., Ларина, Т.В., Горбанева. 2004. Золото Кыргызстана, Бишкек, книга 1– 271 с., книга 2 – 342 с.

Пак Н.Т. Золотоносные кварц-полевошпатовые метасоматиты Кыргызстана.

Известия НАН РК. Серия геологическая. № 5. 2008. с.21-26.

Пак Н.Т.. Золотоносные метасоматиты в раннерифейских гранитоидах Кыргызстана//Актуальные проблемы современной геологии и минерагении Казахстана. Алматы, 2012. С.283-291.

Селиверстов К.В., Будин.В.Г., Кегель В.Н. 1987. Отчет Сандалашской партии о результатах поисковых работ в Сандалашском рудном районе в 1980-1987 гг. Кн.1. Ак-Терек, 158 с.

Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии.т.2,-Фрунзе: Илим, 1982.-244 с.

Шубин В.М., Беккер А.Ю., Конохов А.А., Захожая И.Г., Файзулин В.Ф. 1992. Геологическое строение и полезные ископаемые площади листов К-42-60-В; К-42-71-В; К-42-71-Б; К-42-72-А // Отчет Карабуринской партии по геологической съемке масштаба 1:50000. Бишкек, 637 с.

Konopelko D., Klemm R., Petrov S.V., Apayarov F., Nazaraliev D., Vokueva O., Schersten A., Sergeev S. 2017. Precambrian gold mineralization at Djamgyr in the Kyrgyz Tien Shan: Tectonic and metallogenic implications.//Ore Geology Reviews 86, pp. 537–547.

УДК 551.79+56016. (575.2)

ДЖЕРГАЛАНСКИЙ ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ, ОЧЕРЕДНАЯ НАХОДКА КРУПНОГО МЛЕКОПИТАЮЩЕГО (ELEPHANTIDAE)

Санькова В.П., Бакиров А.А.

*Институт геологии им. М.М.Адышева НАН КР,
Бишкек, Кыргызстан,
afval@rambler.ru, aizek.bakirov@gmail.com*

Аннотация: В статье рассматриваются основные этапы изучения и биостратиграфического обоснования Джергаланского опорного разреза четвертичных отложений (восточная часть Иссык-Кульской впадины). Даются некоторые характеристики (параметры зубов) предварительного определения остатков древнего млекопитающего из семейства слоновых (Elephantidae), найденных жителями с.Орлиное в 2016 году.

Ключевые слова: *стратиграфия, ископаемые остатки, Elephantidae, эоплейстоцен, неоплейстоцен.*

Ещё в 1960-х годах Иссык-Кульская впадина была отнесена к одному из опорных страторайонов территории СССР, как наиболее полно отражающему условия формирования четвертичных отложений, характерных для гор Средней Азии [16]. Связано это с относительной непрерывностью разрезов

плиоцена и плейстоцена, их хорошей обнаженностью и доступностью, хорошей изученностью. При достаточно редких палеонтологических находках в кайнозойских породах Кыргызстана, в Иссык-Кульской впадине, собрано и систематизировано наибольшее количество ископаемых остатков млекопитающих. Здесь изучены и выделены верхнеплиоценовые и плейстоценовые опорные разрезы Шарпылдак, Улахол, Оттук, Чолпонатинский, Джергалан (Тепке), Орлиное и др. [28, 27, 15, 20, 16, 11, 10].

Плиоценовые отложения и значительная часть эоплейстоценовых, практически по всему Тянь-Шаню, формировались в условиях медленного прогибания и бассейнового типа осадконакопления с формированием песчано-глинистых и мелкообломочных озёрно-аллювиальных отложений, местами замещавшихся крупнообломочным пролювием. На рубеже неоплейстоцена происходит значительная активизация тектонических движений и, на фоне растущих гор, усиление планетарных похолоданий с ритмичным проявлением оледенений, сменявшихся периодами межледниковий. Это привело к замыканию и изоляции впадин, спуску озёр, изменению гидрографической сети и к изменению режима осадконакопления. Формируются отложения террасового типа – преимущественно грубообломочные по периферии, фациально замещающиеся мелкозёмистыми к центральным частям впадин [27, 15, 22, 23, 18, 2]. В Иссык-Кульской впадине озёрный режим сохраняется на протяжении всего неоплейстоцена. Хорошо известны озерные отложения в Кокмойноке (Боомское ущелье), в юго-западной и, особенно, в восточной части впадины. Уровни озёрных террас установлены на абс. высотах 1614-1620 м – для голоцена, 1640 м – в верхнем неоплейстоцене, 1660-1680 м – средний неоплейстоцен и в нижнем неоплейстоцене – 1690-1700 м [16, 2, 11], современный уровень озера - около 1607 м.

Четвертичные отложения в восточной части Иссык-Кульской впадины представлены разновозрастными озёрно-аллювиальными отложениями, которые ближе к горам постепенно замещаются пролювиальными [22]. Реки Тюп и Джергалан врезаются в эти отложения и образуют хорошие обнажения с видимой мощностью до 40-100 м (гора Тепке). Отложения содержат богатую палеофауну и здесь находится Джергаланский разрез, по полноте выделяемых фаунистических комплексов имеющий стратотипическое значение для всего Северного Тянь-Шаня [20, 16, 8].

Геохронологическая изученность

Биостратиграфия. В 1930-1932 годах В.В.Шумов, при геолого-геоморфологических исследованиях впервые обратил внимание геологов на остатки крупных млекопитающих в долине р.Джергалан. В озерно-дельтовых мергелисто-суглинистых отложениях террасы р.Джергалан им были найдены зубы шерстистого носорога *Rhinoceros tychorhinus* [28].

Важными являются находки за пределами Джергаланского разреза, оказавшие большое влияние на разработку стратиграфических схем 1960-80-х

гг и не теряющие своей актуальности в современных построениях. В 1953 г в юго-западной части Иссык-Кульской впадины в отложениях, относимых к джуукинской свите (поздний плиоцен), на западном берегу залива Ордекучар при геологосъёмочных работах (геологи О.С.Корнев и др.) найдены остатки **южного слона** *Archidiscodon meridionalis* Nesti, по определению В.С.Бажанова, характеризующего фауну хапрковского фаунистического комплекса (в стратиграфических схемах В.И.Громова и др. 1969 – 1982 гг - средний виллафранк) [15, 20, 8, 7].

С конца 1950-х гг проводились совместные тематические исследования МГУ (Курдюков К.В., Костенко Н.П. и др.) и Кыргызским геологическим Управлением (Турбин Л.И. и др.) по изучению геоморфологии, неотектоники и четвертичных отложений. В 1957-59 гг группой К.В.Курдюкова в горах Джилгындыкоо (Ю-3 часть Иссык-Кульской впадины) были собраны остатки **корнезубых полёвок** *Mimomys*, **двух видов пищух** *eximia* – *gigas*, а также часть черепа **газели**, обломок зуба животного из семейства Equidae, возраст которых был установлен не моложе позднего плиоцена (виллафранк) [15]. На востоке впадины в горах Ичке-Тосма, ими были найдены также виллафранкские остатки **лошади** *Equus stenonis* Coschi и часть бивня слона. Сразу отметим, что позднее, при геологосъёмочных работах (1972-1973 гг), в тех же слоях, Е.А.Стрельцов и Е.А.Степанов обнаружили костные остатки **носорога** *Chilotherium* sp., фрагменты зубов представителя отряда Artiodactyla, и костные остатки представителя рода *Megaloceros* и рода *Bison* [19]. По заключению специалистов Института зоологии АН Казахстана возраст найденной фауны определен как верхний плиоцен (виллафранк). В нижних слоях горы Тепке (Джергалан) также группой К.В.Курдюкова, при участии М.А.Талипова, были собраны костные остатки **оленья-марала**, а в 15 км западнее, в отложениях верхне-неоплейстоценовой террасы найден почти целый скелет **шерстистого носорога**.

Л.И. Турбинным и его сотрудниками основное внимание уделялось изучению микрофауны и палинологии, на которые, помимо палеонтологических, геоморфологических и неотектонических данных, опирались детальные полигляциалистические построения автора. По фауне моллюсков и палинологическим данным в разрезах Тепке и Орлиное были выделены ледниковые и межледниковые горизонты [11].

Были разработаны региональные схемы стратиграфии четвертичных (антропогеновых) отложений по Северной (Курдюков, 1962) и Северо-Западной Киргизии (Турбин, 1964). Нижнюю границу четвертичной системы, которая, согласно рекомендациям МГК (1948), INQUA (1957, 1961), должна сопоставляться с подошвой яруса калабрий верхнего плиоцена Италии (1,8 млн лет), Курдюков К.В. предлагал относить к подошве, выделяемой им улахольской свиты, геологически четко выраженной и характеризующейся вышеуказанной фауной виллафранка [15].

С 1964 г географический факультет МГУ совместно с Тянь-Шаньской физико-географической станцией АН Кирг.ССР под руководством академика

К.К.Маркова и Р.Д.Забирова проводили комплексные исследования четвертичных отложений Иссык-Кульской впадины [16]. Впервые применялись минералого-литологические методы, особое внимание уделялось палинологическим, диатомовым, палеоботаническим исследованиям, создавшим основу палеогеографических реконструкций и позволившим в дальнейшем использовать климатостратиграфический метод стратификации. Детально изучены разрезы Тепке, Орлиное, Николаевка. В районе горы Тепке были собраны костные остатки *ископаемой лошади* *Equus caballus* L., на востоке, в озерных конгломератах - кости *верблюда* *Camelus* sp.

В целом, к середине 1960-х при проведении геолого-съёмочных и тематических работ в долине р.Джержалан и на соседних участках Прииссыккулья были собраны костные остатки **шерстистого носорога** *Coelodonta antiquitatis* Blum; **мамонта** *Mammuthus primigenius* (Blum.) – ранняя форма; **степного или трогонтериева слона** *Mammuthus trogontherii* Pohlig.; **древнего длиннорого бизона** *Bison priscus longicornis* V.Gromova; **большерого оленя** (гигантский) *Megaceros giganteus ruffi*. Nehr.; **оленья-марала** (благородного) *Cervus elaphus* L.; *ископаемой лошади* *Equus caballus* L.; *кулана* *Equus hemionus* Pall. [8, 18, 20, 21, 16]. Определения выполнялись ведущими учеными ГИН АН СССР и Института зоологии АН Казахстана В.И.Громовым, Е.И.Беляевой, В.Е.Гарутта, В.С.Бажановым, Б.С.Кожамкуловой и др. [8, 18].

В 1960-х гг в Институте геологии АН Киргизской ССР также проводились исследования по изучению четвертичных отложений Иссык-Кульской впадины для создания биостратиграфической основы их расчленения и корреляции. Большое внимание уделялось поискам палеофауны [20]. В нижних слоях горы Тепке М.А.Талипов и В.Г.Королев [21] нашли остатки **этрусского носорога** *Dicerorhinus etruscus* (Falc.), а в древних озёрных отложениях по левобережью р.Тюп – зубы **лесного слона**, выделенного К.Ж.Жылкибаевым как новая форма *Palaeoloxodon dzhergalanicus* sp. nov. [14]. В конце 1960-х, благодаря обобщению палеонтологических данных (13 местонахождений), геоморфологическим, палинологическим и археологическим данным, Джержаланский разрез был обоснован как **сводный стратотипический разрез четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня** [20, 21]. В соответствии с принятыми в СССР фаунистическими комплексами, были выделены возрастные комплексы четвертичных отложений: тепкинский или чолпонатинский (тираспольский) (Q_I); джержаланский (хазарский) (Q_{II}); тургенъаксуйский (верхнепалеолитический) (Q_{III}) и каракольский (Q_{IV}), залегающие на отложениях шарпылдакской свиты (N₂³). Отложения верхней джуукинской подсвиты (N₂²⁻³) были охарактеризованы палеофауной хапрковского комплекса [20, 4]. Разработанная схема стратиграфии (П.Г.Григоренко, М.А.Талипов) вошла в корреляционные схемы стратиграфии Средней Азии и Казахстана.

В начале 1970-х группой О.К.Чедия (О.К.Чедия и др., 1973) в нижне- и средне-плейстоценовых озерных террасах Кокмойнокской впадины,

коррелируемых с Джергаланским разрезом, обнаружены кости **большерогого оленя** *Megaceros* (?) sp.; **ископаемой лошади** *Equus caballus*; **слона (Вюста?)** *Archidiscodon* cf. *Wusti* (?); **бизона древнего длиннорогого** *Bison priscus longicornis* V. Grom. [18].

На рубеже 1960-1970-х годов стали составляться первые стратиграфические схемы (в основном в Европе) с включением подразделений магнитохронологической шкалы. В 1974-1984 гг в СССР и других странах выполнялся проект №41 «Граница между неогеном и четвертичной системой» в рамках Международной программы геологической корреляции (МПГК). Основные задачи проекта – изучение стратотипа границы N/Q, глобальная корреляция морских и континентальных отложений на основе комплексного изучения биостратиграфии, магнитостратиграфии, радиометрических возрастов [7,12].

В 1970-80х выполнялись палеомагнитные исследования по стратотипическим разрезам Шарпылдак и Джергалан. По данным [1] в отложениях горы Тепке до глубины 25 м была установлена зона прямой намагниченности, в интервале 43-58 м - обратной. Интервал 25-43 м, представленный рыхлыми песками и конгломератами, охарактеризовать не удалось. С учетом размытости и углового несогласия с подстилающими толщами, граница Матуяма/Брюнес была установлена в интервале 43–50 м. При проведении работ З.В.Алешинской, О.А.Куликовым и др. [1], на глубине 51,5 м были найдены костные остатки **волка** *Canis* cf. *lupus* L., **китайской гиены** *Hyæna* cf. *sinensis* Owen., **саньменской лошади** *Equus* ex gr. *sanmeniensis* Teilh. et Riv., и большое количество остатков **бизона** *Bison* sp., Cervidae gen. Палеомагнитные данные и фауна, соответствующая хапровскому комплексу, позволили авторам нижнюю красно-бурую толщу разреза отнести к шарпылдакской свите с переходным (N₂ – Q₁) возрастом. Более поздние данные, полученные А.Е.Додоновым [12], подтвердили прямую и обратную полярность отложений в вышеприведенных возрастных комплексах схемы П.Г.Григоренко, М.А.Талипова [20]. Граница Матуяма/Брюнес (0,780 млн. лет) установлена в кровле тепкинских слоёв, образующих основание разреза, на границе с джергаланским комплексом, что позволяло обосновать его возраст уже как (Q₁₋₂).

В эти же годы термолюминесцентным методом получено 11 геохронологических датировок, характеризующих комплексы отложений по разрезам Шарпылдак, Тепке, Орлиное с возрастом от 220 до 590 тыс. лет, а в верхней части джуужинской свиты (N₂) – 1500, 2000 (1300) тыс. лет [23, 10]. Эти датировки значительно затрудняли интерпретацию геологических, палеонтологических и палинологических данных, их корреляцию с другими разрезами и явились причиной многовариантных стратиграфических построений и бурных дискуссий [10, 23, 24, 25, 26]. Позднее было установлено, что из-за методических ошибок при термолюминесцентных определениях, многие даты, полученные в 1970-80-х гг как в Европейских регионах, так и в Средней Азии, могут быть значительно заниженными [12 и др.], а

использованный метод дает надежные результаты только в пределах до 100-150 тыс. лет.

Выполнялись климатостратиграфические (палинологические) исследования [16, 1, 9, 11, 10, 23 и др.]. На основе детального геологического изучения 8-и опорных разрезов, полученных палинологических, а также имеющихся палеонтологических, палеомагнитных и др. данных А.К.Трофимовым и О.М.Григиной шарпылдакское время рассматривается как крупная эпоха похолодания. В сводном разрезе шарпылдакской свиты выделяется 5 палинзон, соответствующих 3-м фазам похолодания и 2-м фазам потепления. На основании принципов климатостратиграфии и практических подходов к картированию отложений, границу плиоцен/квартер¹ (1,8 млн. лет) они предлагали проводить по подошве оттуцкого горизонта, выделенного ими в средней части шарпылдакской свиты. По установленным признакам похолодания, палеонтологическим и геологическим данным, этот горизонт они сопоставляли с континентальными аналогами калабрийского яруса южной Италии [9]. В более поздних построениях авторов границу плиоцен/квартер предложено отнести к верхам джуукинской свиты (N₂), при этом указывается, что некоторое относительное похолодание и аридизация климата фиксируется и в нижележащих слоях [9, 10, 23, 24]. Отметим, что этот факт (относительно верхнеплиоценовой свиты (N₂)) в свое время также отмечен и в работах Л.И.Турбина (Турбин, 1957; Турбин, Сабдюшев и др., 1966).

Более поздние находки палеофауны также связаны с разрезом горы Тепке. В 1983 г группой А.К.Трофимова (Институт сейсмологии) в средней части выделенной ими промежуточной пачки (20 м) между тепкинскими слоями и джергаланской песчаной толщей была найдена челюсть **саньменской лошади** *Equus ex. gr. sanmeniensis* (определение В.И.Жегалло) [23].

В 1984 г в совместной экспедиции ГИН, ПИН и при участии сотрудников Института геологии были собраны остатки мелких млекопитающих: *Sorex* sp.; **степной пищухи** *Ochotona* sp.; **рыжей полевки** *Clethrionomys* sp.; **узкочерепной полевки** *Microtus ex. gr. gregaloides* и **серой полевки** *Microtus* sp. Эти **зайцеобразные и грызуны** характеризуют вмещающие отложения концом раннего - началом среднего неоплейстоцена. Они находились в 20 м ниже кровли горы Тепке в озерно-аллювиальных супесчано-алевритовых слоях верхней пачки джергаланского комплекса. В этих же слоях был найден фрагмент рога **оленья** *Cervus sf. acoronatus*, находки которого связаны с отложениями не моложе нижнего неоплейстоцена [12]. В 6 м ниже был найден фрагмент зуба **степного трогонтериева слона** *Mammuthus trogontheirii trogontheirii*, также характерного для нижнего

¹ В 1998 г Межведомственный Стратиграфический Комитет утвердил термин **квартер** (от английского Quaternary – четвертичный) в качестве официального сокращенного названия четвертичной системы

неоплейстоцена. Эти находки позволили А.Е.Додонову выделить в верхней части тепкинского разреза новый костеносный горизонт Тепке-2 (Т-2) и, с учетом полученных палеомагнитных данных, обосновать возраст джергаланского комплекса как нижний-средний неоплейстоцен (Q₁₋₂). Тепкинские слои были отнесены к шарпылдакской свите – эоплейстоцен по общей стратиграфической шкале (ОСШ) 1985г. Полученные данные использованы при корреляции региональных стратиграфических схем Средней Азии.

В последние десятилетия на территории Кыргызстана практически не уделялось внимания изучению и стратификации четвертичных отложений, за исключением единичных радиоизотопных определений абсолютного возраста при реализации международных проектов по геодинاميке и палеогляциологии. В Республике не осталось ни одного подразделения, целенаправленно занимающегося изучением четвертичных отложений, нет специалистов-четвертичников - литологов, палинологов, палеонтологов. Хотя именно в этот период произошли значительные изменения в построениях стратиграфических схем – менялись и, по мере совершенствования методов и накопления данных, вводились новые таксономические ранги подразделений, обязательным стало введение в схемы магнитохронологической и кислородно-изотопной шкалы [7, 5, 13]. Дважды была изменена нижняя граница четвертичной системы.

Новая находка Elephantidae

В марте 2016 г жителями села Орлиное, расположенного в 5 км восточнее горы Тепке, были обнаружены ископаемые остатки древнего слона. На месте произошедшего небольшого оползня в уступе 40-метровой правобережной террасы р. Джергалан, молодые люди раскопали фрагмент черепа, с хорошо сохранившимися бивнями и зубами верхней челюсти. К сожалению, в течение первых же дней зубы и один бивень были вырваны и унесены неизвестными людьми. Позже, благодаря содействию местной администрации, зубы, в несколько пострадавшем виде, были возвращены. Сложившаяся ситуация и плохие погодные условия требовали принятия быстрых решений. По инициативе главного научного сотрудника Института истории и культурного наследия Ташбаевой К.И. группа сотрудников НАН КР (К.И.Ташбаева, А.А.Бакиров, Э.Султанов), выехала к месту находки. Извлечение ископаемых остатков было выполнено в ускоренном режиме, после консервации они были доставлены в г.Бишкек.

В сентябре 2016 г Институт геологии смог организовать ещё одну краткосрочную экспедицию к месту находки. Было выполнено детальное описание разреза, с отбором проб, собраны небольшие остатки костей черепа в россыпи обвалившихся пород. Местные жители помогли найти небольшой фрагмент второго (правый) бивня, но он уже был полностью разрушен. Нижняя челюсть и скелет ископаемого животного или их фрагменты на месте

находки пока не обнаружены. Также были выполнены обзорные маршруты по некоторым, ранее известным участкам нахождения палеофауны (Тепке, Тогузбай и др.). Даже при краткосрочности маршрутов, на поверхности склонов и в конусах выноса были собраны фрагменты костей, вымытых и снесенных тальми и дождевыми водами, что ещё раз свидетельствует о высокой фаунистической представительности четвертичных отложений Восточного Приисыккуля.

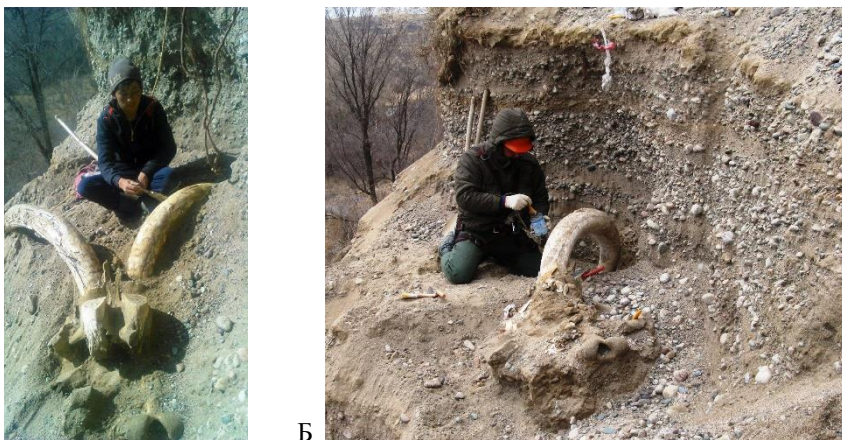


Рис. 1. Фрагмент черепа древнего слона в первоначальном залегании (А) и его состоянии перед извлечением (Б) сотрудниками НАН КР. *Фото Э. Кулетова и Э.Султанова, март, 2016г.*

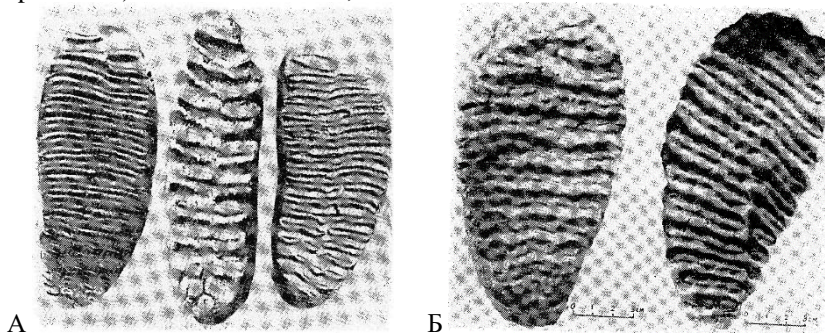
Ископаемые остатки находились на глубине 15 м ниже бровки террасы (высота террасы над урезом реки около 40 м), в толще переслаивающихся гравийно-галечников, песков и прослоев (0,2-0,3 м) плотных глинистых пород [17, 29]. Эти глинистые прослои образуют в песчано-галечной толще относительно устойчивые карнизы, с одним из которых и связано местоположение найденных остатков. В целом, слагающие террасу отложения, характеризуются высокой изменчивостью состава, цвета, отсутствием выраженной ритмичности [16]. В разрезе прослеживаются отложения пойменной и русловой фаций, озерные мелководные, пляжные и дельтовые фации, представленные слоями песчано-галечника и гравия, разнозернистым песками с небольшими включениями и прослоями гравия и гальки, глинами. Разрез насыщен органикой - остатки растительности и торфов, моллюски. В средней (с глубины 16-17 м) и в нижней части разреза нами прослежены линзы и прослои чёрных, как бы сажистых галечников и песков, что обусловлено концентрацией органических примесей и марганца (?), обволакивающих обломки пород. Пески и гравийно-галечники также поинтервально сильно ожелезнены, часто косослоисты. Возраст отложений определяется как средний неоплейстоцен, верхняя небольшая часть может

быть позднеплейстоценовой. В целом, отложения были сформированы в условиях наземной и подводной дельты палео-Джержалана, палео-Аксу и палео-Иссык-Куля при периодически изменяющемся уровне озера.

Найденные остатки ископаемого слона имеют хорошую сохранность, относительная целостность фрагмента черепа, его размеры, сохранность зубов и бивней, свидетельствуют в пользу естественного залегания остатков – *in situ*. Генезис вмещающих остатки отложений, вероятно, связан с пойменными и старичными фациями – т.е. это могли быть низкие террасы с заливными лугами и небольшими кустарниками.

Остатки ископаемого животного, принадлежат роду мамонтовых. В соответствии с современными стратиграфическими схемами [7 и др.] зона *Mammuthus trogontherii trogontherii* охватывает звено - нижний неоплейстоцен – 781 – 427 тыс. лет. Зона хазарских мамонтов *Mammuthus trogontherii chozaricus* связана с отложениями нижней половины среднего неоплейстоцена – хазарский фаунистический комплекс: примерно 427 – 270 тыс. лет. Мамонты *Mammuthus primigenius* ранней формы характерны для отложений верхней части среднего неоплейстоцена: 270 – 127 тысяч лет назад. Более поздние формы *Mammuthus primigenius* характеризуют отложения верхнего неоплейстоцена - 126–11.7 тыс. лет. Находки этих ископаемых уже известны в Джержаланском разрезе и на соседних территориях.

Систематическое положение ископаемых слонов, эволюционные изменения внутри родов и видов основываются на изучении особенностей строения зубов и строения черепа [3, 4, 7, 14]. Зубы являются одним из основных критериев в определении вида и подвида у всех млекопитающих. Форма черепа, характер лобовой части (выпуклости) также отличаются у разных подвидов (*Elephantidae*). Строение жевательной и боковой поверхности зубов у некоторых видов и подвидов, а также вновь найденного (*Elephantidae*) показано на Рис. 2, 3.



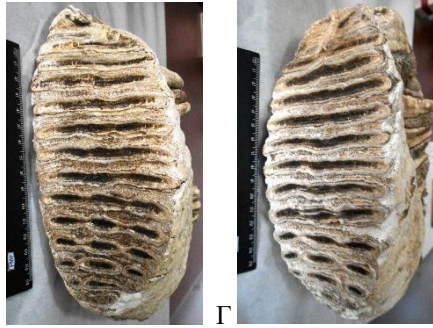


Рис.2. Жевательная поверхность коренных зубов (слева направо): А - мамонта, лесного слона, трогонтериевого слона [4]; Б – трогонтериевого (хазарского) мамонта [4]; В - левого и Г - правого верхних зубов из новой находки у с.Орлиное.

Были выполнены замеры основных параметров зубов, предварительные результаты которых приводятся в таблице 1. Длина сохранившегося левого бивня составляет 183 см. Предварительно, по форме, параметрам, характеру жевательной поверхности зубов, конфигурации и размерам бивней, на основе литературных данных [3, 4, 14, 6 и др.], мы полагаем, что ископаемые остатки с большей вероятностью могут принадлежать **степному хазарскому слону** *Mammuthus trogontherii chozaricus* - одному из подвидов *M. trogontherii*. Детальная обработка зубов и черепа позволит в дальнейшем получить уточненные, статистически обработанные параметры и, возможно, уточнить определения. По данным Б.С.Кожамкуловой, хазарские слоны были широко распространены на территории соседнего Казахстана.

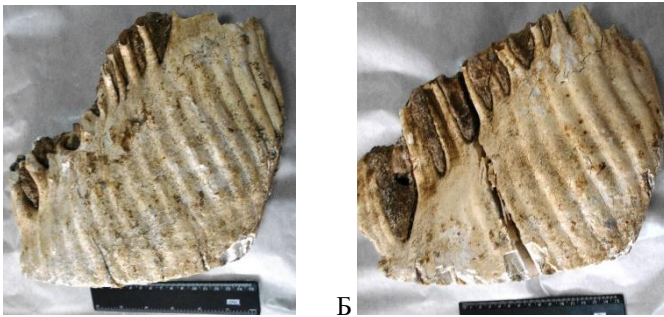


Рис. 3 Боковая внешняя поверхность левого (фото А) и внутренняя поверхность правого (фото Б) верхних коренных зубов у найденного (Elephantidae). Зона хазарского фаунистического комплекса, в стратиграфической схеме Э.А.Вангенгейм, предложенной в 2010г [7], соответствует нижней половине среднего звена неоплейстоцена.

Табл.1

| Параметры | Правый верхнечелюстной зуб (с трещиной) | Левый верхнечелюстной зуб |
|--|--|---|
| Полная длина коронки, мм | 281 - (внутр. где трещина) 275 - (по внешн. поверхн.) | 263 (по внутр. поверхности) 265 - (по внешн. поверхн.) |
| Высота коронки: максимальная, мм минимальная, мм | 158 (с учетом боковой кривизны) 32 | 150 (с учетом боковой кривизны) 27 |
| Длина жевательной поверхности, мм | 212 | 217 |
| Ширина коронки (жевательной поверхности), мм | 96 | 98 |
| Количество пластин жевательной поверхности | 16 | 15 |
| Количество пластин жевательной поверхности на 10 см | 6,5 | 6,35 |
| Толщина эмали, мм | 2 - 4 | 2 - 3 |

Первоочередные задачи дальнейших исследований по Орловскому и Джергаланскому разрезу определены в работах [17, 29]. Более масштабные задачи связаны с разработкой новой стратиграфической шкалы квартера для Кыргызстана и сопредельных территорий.

Нижняя граница четвертичной системы в 780 тыс. лет, установленная по следам первых покровных оледенений в средних широтах, под бакинскими (миндельскими) отложениями и их аналогами, использовалась практически до 1980-х годов [7]. Но, как указывалось, ещё в 1948 г на Международном геологическом конгрессе было рекомендовано нижнюю границу плейстоцена отнести к подошве яруса калабрий (1,8 млн.лет) верхнего плиоцена (Италия), по установленным изменениям морской фауны и признаками похолодания. Было рекомендовано отнести к аналогам этого яруса морские эквиваленты других регионов и континентальные отложения виллафранка. Эти рекомендации послужили огромным импульсом в проведении исследований. Но только в 1982 г решением рабочей группы Международной программы геологической корреляции (МПКГ) и подкомиссии ИНКВА эти рекомендации были включены в Международную шкалу (МСШ) и в Общие шкалы разных стран (ОСШ) [7].

Как видно из геохронологической изученности Джергаланского разреза, в период 1930-80-х гг был собран значительный фактический материал по фауне квартера. Основные результаты по Джергаланскому разрезу сводятся к следующим: выделены фаунистически обоснованные возрастные комплексы неоплейстоцена; с использованием палеомагнитных и палинологических данных установлена граница неоплейстоцен/эоплейстоцен (кровля красновато-бурых отложений тепкинского комплекса).

В целом, по Иссык-Кульской впадине и другим регионам, положение нижней границы (1,8 млн.лет) между кварталом и плиоценом точно не было определено и связывалось либо с геологически выраженной улахольской свитой [15], либо по палинологическим данным относилась к средней части шарпылдакской свиты (отгукский горизонт) [9, 10, 23, 24] или к верхам джукинкой свиты. Эта неопределенность в значительной степени связана с режимом осадконакопления, обусловившим отсутствие четкой геологической выраженности (один из основных критериев при картировании) между верхним плиоценом и слоями, относимыми к эоплейстоцену.

В 2009 г Исполнительный комитет Международного союза геологических наук (IUGS) утвердил границу между неогеном и кварталом в основании гелазия с возрастом 2.588 млн. лет [5, 7, 13]. В предложенной Международной стратиграфической шкале (МСШ) основные подразделения, используемые в предыдущей шкале (ОСШ) 1985 года с нижней границей на уровне подошвы калабрийского яруса (1,8 млн. лет) сохраняются (Рис. 4). Сохраняются и, благодаря привязке к кислородно-изотопной шкале, уточняются возрастные границы между подотделами - голоценом, неоплейстоценом и эоплейстоценом и между звеньями и ступенями.

Кислородно-изотопная шкала Ф.Бассино помимо возрастных характеристик, отражает палеоклиматические условия чередования оледенений и межледниковий. Неоплейстоцен (ярусы ионий и тарантий в МСШ) остается в прежнем объеме, с нижней границей (0,787 млн. лет) на уровне палеомагнитной инверсии Матуяма/Брюнес, установленной в Северном Кыргызстане вблизи кровли шарпылдакских конгломератов. То есть это не отразится на уже обоснованных, в том числе фаунистически, подразделениях звеньев и на геологическом картировании. В эоплейстоцене выделение стадий по кислородно-изотопной шкале затруднено и его подразделение должно основываться на биостратиграфических и климатостратиграфических данных.

Определенный потенциал для разработки новых стратиграфических схем имеется. Как показано выше, в Иссык-Кульской впадине имеются находки **южного слона** *Archidiscodon meridionalis* Nesti, **слона** *Вюста* *Archidiscodon cf. wusti* М. Pavłowa, мелких млекопитающих [15, 12]. Работами [9, 10, 11, 12 и др.] доказана правомочность использования палинологического метода (в комплексе с другими) для стратификации эоплейстоценовых отложений на территории Кыргызстана. Для расчленения голоцена имеется

основа, созданная в последние десятилетия палинологами (работы А.И.Мельниковой, Г.Н.Бердовской и др.), радиоуглеродными датировками.

Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы, сопоставленная с Международной стратиграфической шкалой и Кислородно-изотопной шкалой

| Международная стратиграфическая шкала четвертичной системы | | | | Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы (проект) | | | | | Кислородно-изотопная шкала [Bassinot et al., 1994] | | |
|--|--------------|------------|--------------------------------|---|---------|----------|----------------|----------------|--|------------------|---|
| Система | Отдел | Ярус | Возраст границ ярусов, млн лет | Система | Отдел | Подотдел | Ярус | Звено | Ступень | Изотопная стадия | Возраст границ изотопных стадий, тыс. лет |
| Четвертичная | Голоцен | Голоцен * | 0,011784 | Четвертичная | Голоцен | | Голоцен | | | 1 | 11 (12) ** |
| | | Плейстоцен | Тарангий | | | | 0,126 | Плейстоцен | Неоплейстоцен | Тарангий | Верхнее |
| | 3 | | | | 3 | 57 | | | | | |
| | Ионий | | Среднее | | 2 | 4 | | | | 71 | |
| | | | | | 1 | 5 | | | | 127 (126) ** | |
| | | | | | 6 | 6 | | | | 186 | |
| | | | | | 5 | 7 | | | | 242 | |
| | | | | | 4 | 8 | | | | 301 | |
| | | | | | 3 | 9 | | | | 334 | |
| | | | | | 2 | 10 | | | | 364 | |
| | | | | | 1 | 11 | | | | 427 | |
| | Эоплейстоцен | Нижнее | 8 | | 12 | 474 | | | | | |
| | | | 7 | | 13 | 528 | | | | | |
| | | | 6 | | 14 | 568 | | | | | |
| | | | 5 | | 15 | 621 | | | | | |
| 4 | | | 16 | 659 | | | | | | | |
| 3 | | | 17 | 712 | | | | | | | |
| 2 | | | 18 | 760 | | | | | | | |
| 1 | 19 | 787 | | | | | | | | | |
| | Калабрий * | 0,781 | Эоплейстоцен | Калабрий | Верхнее | | 20–35 | 1240 | | | |
| Среднее | | | | | | 36–63 | 1800 (1806) ** | | | | |
| | Гелазий * | 1,806 | Эоплейстоцен | Гелазий | Нижнее | | 64–103 | 2580 (2588) ** | | | |
| | | | | | | 2,588 | | | | | |

* Ярусы, ратифицированные МСГН.

** Предлагаемые изменения (уточнения) возраста.

Рис.4. Один из проектов Общей Стратиграфической шкалы (ОСШ) квартера по территории России [Борисов, 2010]. Границы между ярусами и между звеньями обоснованы палеомагнитной и кислородно-изотопной шкалой.

Новая находка Elephantidae у с.Орлиное, несомненно, представляет большой научный интерес. Академик В.И.Громов указывал, что «именно представители семейства слоновых (Elephantidae) мамонтовой линии имеют руководящее значение при выделении и определении последовательности фаунистических комплексов, как одного из важнейших элементов стратиграфии» [7]. Точное определение остатков ископаемого животного

позволит уточнить возраст вмещающих отложений, сопоставить их с отложениями Джергаланского комплекса в разрезе горы Тепке, возраст которого по последним данным [12] установлен как нижний-средний неоплейстоцен (Q₁₋₂). Также это позволит дополнить имеющиеся данные о составе палеофауны Джергаланского опорного разреза, а возможно и проследить эволюцию подвида, отражающую характеристики древних биоценозов [3, 14] данной территории, что может использоваться при биостратиграфических и палеогеографических построениях.

Литература

- 1.Алешинская З.В., Куликов О.А., Мотузко А.Н., Шумова Г.М. К палеогеографии и стратиграфии новейших отложений Иссык-кульской впадины. // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. МГУ, 1976, с. 211-225.
- 2.Алешинская З.В., Бондарев Л.Г., Чигарев Н.В., Куликов О.А., Мотузко А.Н., Фаустов С.С., Шумова Г.М. О тектонике, климате и оледенении Тянь-Шаня в плейстоцене. // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. МГУ, 1976, с. 198 -210.
- 3.Байгушева В.С., Титов В.В. Проблемы валидности таксона *Archidiscodon meridionalis Gromovi*: уточнение диагноза, стратиграфическое распространение, палеоэкология. // Труды Зоологического института РАН, т. 322, № 3, 2018, с. 222-240.
- 4.Бажанов В.С., Костенко Н.Н. Атлас руководящих форм млекопитающих антропогена Казахстана. Изд. АН Каз. ССР, А-Ата, 1962, 110 с.
- 5.Борисов Б.А. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста границ ее основных подразделений. Ж. Региональная геология и металлогения. 2010, № 41, с. 26-28.
- 6.Боуэн Д. Четвертичная геология. Изд. «Мир» М., 1981, 272 с.
- 7.Вангенгейм Э.В. Эволюция взглядов на стратиграфические схемы квартера по работам Геологического института РАН. // ж. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010 Т.18, № 6 с. 118-128.
- 8.Геология СССР. Т. XXV Киргизская ССР. Геологическое описание. Кн. 1. Под ред. К.Д. Помазкова. М. «Недра», 1972, 314 с.
- 9.Григина О.М. Стратиграфия и палинология верхнего плиоцена Северного Тянь-Шаня. // Северный Тянь-Шань в кайнозое. Ф. Илим, 1979 с. 48-78.
10. Григина О.М., Трофимов А.К. Верхний плиоцен Северного Тянь-Шаня. ж. Известия АН Киргизской ССР, 1985, № 2, с. 24-29
11. Григина О.М., Фортуна А.Б. Палеогеография Северного Тянь-Шаня в кайнозоеу Фр., «Илим», 1981, 194 с.
12. Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии. Труды ГИН РАН. Вып. 546. М. ГЕОС. 2002, 249 с.
13. Жамойда А.И. Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР-России. Её значение, назначение и совершенствование. СПб: Изд. ВСЕГЕИ, 2013, 24 с.
14. Жылкибаев К.Ж. Древние слоны Казахстана. Изд. «Наука Казахск. ССР, Алма-Ата, 1975, 132 с.
15. Курдюков К.В. К вопросу о границе неогена и антропогена в Северной Киргизии // Труды комиссии по изучению четвертичного периода., М. Изд АН СССР, Вып. XX, 1962, с. 126-131

16. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. Колл. авторов. Под ред. Акад. К.К. Маркова, МГУ, 1971, 164 с.
17. Санькова В.П., Бакиров А.А., Ташбаева К.И., Султанов Э. Отчет на тему: К находке ископаемых остатков млекопитающего семейства Elephantidae у села Орлиное (март, 2016 г.) // Фонды Института геологии НАН КР, 2016, 37 с.
18. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Кн. 1. Под ред. Осмонбетова К.О., Кнауфа В.И., Королева В. Г. и др. Фр., «Илим», 1982, 370 с.
19. Стрельцов Е.А., Степанов Е.А. О находке ископаемых остатков млекопитающих в горах Ичке-Тосма // Северный Тянь-Шань в кайнозое. Ф. Илим, 1979 с, 17-20.
20. Талипов М.А. Геология четвертичных отложений Иссык-Кульской впадины (на примере ее восточной части). Автореферат диссертации на соискание ученой степени к.г.-м.н. Ташкент, 1969, 24 с.
21. Талипов М.А., Королев В.Г. Джергаланский разрез как стратотип четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня. //Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Ф. «Илим» 1970, с. 72-89.
22. Талипов М.А., при участии Саньковой В.П., Черновой Л.И., редактор Королёв В.Г. Карта четвертичных отложений Киргизской ССР, М 1: 1 500 000 //Атлас Киргизской ССР, М., ГУГК, 1987, с. 48-49.
23. Трофимов А.К. Четвертичные отложения. // Детальное сейсмическое районирование Восточной Киргизии. Фр., «Илим», 1988, с. 52- 59.
24. Трофимов А.К., Григина О.М. Четвертичные отложения. // Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины. «Илим», Бишкек, 1998, с.15-17.
25. Уткина Н.Г. К вопросу о возрасте шарпылдакской свиты Северного Тянь-Шаня. ж. Известия АН Киргизской ССР, 1988, №3, с.81-87.
26. Уткина Н.Г. О положении нижней границы плейстоцена в Среднеазиатско-Каспийском регионе // Тянь-Шань в новейшем этапе геологического развития. Фр., «Илим», 1989, с. 14-40.
27. Шульц С.С. Третичные отложения Северной Киргизии (Иссык-Кульская впадина). // Геология СССР, т. XXV ч. I, Госгеолтехиздат, М. 1954, с. 503-507.
28. Эпштейн С.В. Четвертичные отложения (раздел «Иссык-Кульская котловина») // Геология СССР, т. XXV ч. I, Госгеолтехиздат, М. 1954, с. 553-562.
29. Sankova V.P., Bakirov A.A., Tashbaeva K.I., Sultanov E. «To new finding of fossil Mammal of Elephantidae in Dzhergalan stratotype section (Kyrgyzstan)» // Abstracts of the 3rd International Workshop – 2017 «Eco-Environment Safety along the Silk-Road», Boz-Beshik, 2017, p. 109-113.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭКЛОГИТОВ СРЕДИ КОНГЛОМЕРАТОВ, АТБАШИНСКИЙ КОМПЛЕКС, ЮЖНЫЙ ТЯНЬ- ШАНЬ

Сатыбаев М.М., Орозбаев Р.Т., Баслакунов Ж.У.,
Бакиров А.Б., Сакиев К.С., Такасу А.

*Институт геологии им. М.М. Адышева НАН КР,
г. Бишкек, бульвар Эркиндик 30
Университет Шимане, г. Матсуе, Япония*

Введение. Атбашинский хребет расположен к югу от Атбашинильчского разлома с протяженностью более 130 км в СВ-ЮЗ направлении и с шириной до 15 км, который в основном состоит из карбонатных, терригенных, вулканогенно-кремнистых отложений и пелитовых сланцев, и разделен по разлому на северный и южный склоны, которые покрыты кайнозойскими рыхлыми отложениями. Северный склон хребта, главным образом, представлен пелитовыми сланцами Атбашинской свиты, верхнепалеозойскими молассаами и вулканическими породами, нижнепалеозойскими гранитными интрузивами (457-417 млн. лет, Glorie et al., 2011) и офиолитовыми породами. Пелитовые и эклогитовые породы Чолокторской свиты также имеют место на северном склоне Атбашинского хребта вместе с молассаами и кислыми вулканитами (верхний палеозой), палеозойскими гранитами, офиолитами и серпентинитами. Южный склон хребта состоит из карбонатных отложений верхнего силура-нижнего карбона, терригенных отложений верхнего силура-нижнего карбона, вулканогенно-кремнистых отложений верхнего силура-нижнего карбона и офиолитовых пород верхнего силура-девона. На южном склоне хребта присутствуют интрузивные породы верхнего палеозоя (286-282 млн. лет, Glorie et al., 2011).

В Атбашинском хребте эклогитоносный комплекс представлен метаморфическими породами высоких (НР) и сверхвысоких (УНР) давлений Чолокторской свиты (рис. 1). Чолокторская свита выходит на поверхность на северо-западном склоне Атбашинского хребта и простирается в СВ-ЮЗ направлении примерно на 10-15 км, шириной 1-1,5 км. Чолокторская свита состоит в основном из эклогитов, гранат-глаукофановых сланцев, пелитовых сланцев и хлоритовых сланцев с редкими прослоями мрамора (Бакиров и др., 1998; Tagiri et al., 1995). В юго-восточной части граничит с метаморфическими породами Атбашинской свиты (рис. 1) (Бакиров и др., 1984), которая состоит из пелитовых сланцев, в том числе серпентинитовых и кварц-альбитовых слюдяных сланцев. *P-T* условия для эклогитов чолокторской свиты демонстрируют прогрессивную эволюцию от фации эпидот-амфиболитовых сланцев (17-21 кбар и 450-515 °С) до пиковой стадии в эклогитовой фации

(UHP) (26-29 кбар и 545-615 °С) с последующими ретроградными стадиями в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Пелитовые сланцы чолокторской свиты также испытали метаморфизм от эпидот-глаукофановой фации, через пиковой эклогитовой фации (21-23 кбар и 530-580 °С) до ретроградных стадий эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Пелитовые породы Атбашинской свиты испытали наивысший уровень метаморфизма в условиях только эпидот-амфиболитовой фации (10-12 кбар и 515-565 °С) (Бакиров, 1978; Сатыбаев и др. 2019, Satybaev et al., 2018), что указывает на высшую степень регионального метаморфизма в Атбашинском хребте.

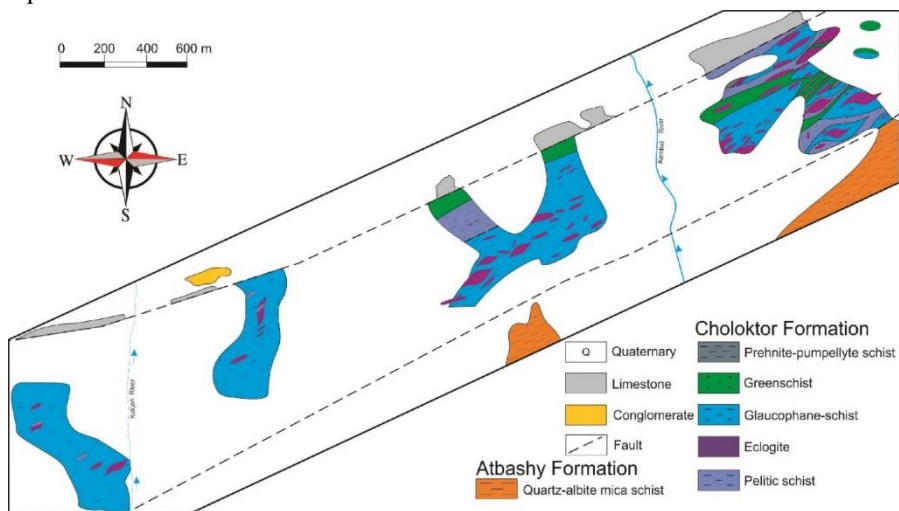


Рис. 1. Геологическая карта метаморфических пород Атбашинского комплекса (Бакиров и др., 1984).

Терригенное отложение, простирающееся в южном направлении, рядом с Атбаш-Инильчекским разломом, называется Кембельской толщей (Христов, 1969; Бискэ и др., 1985). На самом северном склоне хребта расположен огромный офиолитовый комплекс, который состоит из самого большого массива серпентинитового меланжа с реликтами гарцбургитовых и габбровых блоков (Куренков, 1983). Вокруг этих офиолитов и терригенных отложений Кембельская толща испытала метаморфизм фациальной серии андалузит-силлиманитового типа (Бакиров, 1978). В западной части северного склона Атбашинского хребта имеется тектоническое окно, которое обнажает известняки Чакташской свиты Южного склона (Христов и Колесников, 1966).

Неоавтохтонные породы от позднего карбона до ранней перми, состоящие из конгломерата; в основном составляют обломочный материал

метаморфических пород верхнего аллохтона, что указывает на то, что тектоническая активность произошла после метаморфизма Атбашинского метаморфического комплекса. В результате полевых исследований были обнаружены эклогитовые породы среди конгломератов (рис. 1). В данной статье приводятся первые данные по петрографическому описанию и химическому составу минералов из эклогитов, отобранных среди конгломератов.

Петрографическое описание эклогитов среди конгломератов.

Эклогиты состоят в основном из граната (20-30%), клинопироксена (40-60%), эпидота, глаукофана, хлорита, белой слюды, кварца и акцессорных минералов кальцита, апатита, титанита, гематита и рудных минералов. Эклогиты имеют крупно- и среднезернистую текстуру с порфиробластами граната.

Гранат в эклогитах имеет форму от гипидиоморфной до ксеноморфной, порфиробластовый, размером до 1,6 мм в диаметре (рис. 2a,b). Частично он замещается хлоритом вдоль трещин и на краях зерен. Некоторые гранаты показывают оптическую зональность от бледно-красного ядра до бесцветного края. Гранат обычно встречается в виде ксеноморфных кристаллов, и лишь некоторые из них имеют гипидиоморфную форму. Гранаты содержат включения омфацита, эпидота, кварца, рутила и рудных минералов. Омфацит в матриксе встречается в виде ксеноморфных и идиоморфных форм, размером до 0,7 мм в длину (рис. 2c). Омфацит имеет включения эпидота, кварца, рутила и рудных минералов. (рис. 2b).

Глаукофан занимает 3-8% породы и встречается в виде призматических кристаллов в матриксе, размером около 4 мм в длину. Он имеет бледно-синие таблитчатые и ромбические агрегаты. Большинство включений в глаукофане – это рутил, эпидот, титанит и рудные минералы. Иногда глаукофан показывает зональность от темно-синего ядра до бледно-голубоватого края, а некоторые кристаллы глаукофана замещаются хлоритом (Рис. 2d).

Белая слюда встречается в виде таблитчатых кристаллов размером до 0,7 мм в длину, а также слюды наблюдаются в виде включений в гранате, эпидоте, амфиболе и кварце. Сама белая слюда содержит включения кварца, титанита и эпидота.

Хлорит проявляется в матриксе в виде таблитчатых кристаллов, размером до 0,3 мм. Кристаллы хлорита развиваются в трещинах зерён граната, клинопироксена и глаукофана (Рис. 2d). Эпидоты имеют два вида обнаружения, первый – в виде от гипидиоморфного до ксеноморфного призматического кристалла размером до 1,2 мм в матриксе, второй - в виде включений в гранатах и клинопироксене. Титанит и рудные минералы встречаются как включения в гранате, амфиболе и эпидоте. Кроме того, в данном эклогите присутствует апатит.

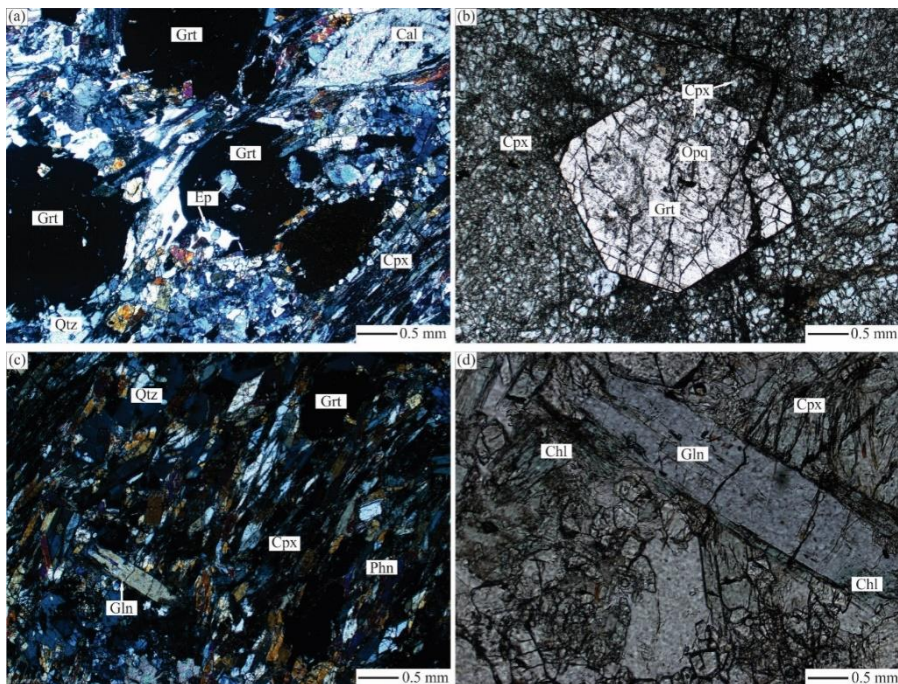


Рис. 2. Микрофотографии эклогита среди конгломератов. а) и б) порфиробластовый гранат с включениями кварца и эпидота. Клинопироксен в матриксе; в) кристалл клинопироксена, содержащий включения глаукофана, фенгита и эпидота; д) крупный кристалл глаукофана в матриксе с хлоритом.

Химический состав минералов был определён электронным микронзондом (JEOL JXA-8800M), установленный на “Кафедре наук о Земле” университета Шимане, Япония. Результаты анализов представлены на рисунках 3, 4 и 5.

Гранаты в эклогитах показывают богатые альмандином разновидности (рис. 3), и имеют химический состав $Fe^{2+} = 1.50-1.99$ p.f.u., $Mn = 0.02-0.16$ p.f.u., $Mg = 0.10-0.74$ p.f.u. и $Ca = 0.71-1.12$ p.f.u. Гранаты показывают зональность, где Fe^{2+} и Mn уменьшаются от ядра ($Fe^{2+} = 1.99$ p.f.u.; $Mn = 0.15$ p.f.u.) к краю ($Fe^{2+} = 1.71$ p.f.u.; $Mn = 0.04$ p.f.u.), а Ca и Mg наоборот увеличиваются от ядра ($Ca = 0,71$ p.f.u.; $Mg = 0,16$ p.f.u.) к краю ($Ca = 1,02$ p.f.u.; $Mg = 0,22$ p.f.u.) (рис. 3).

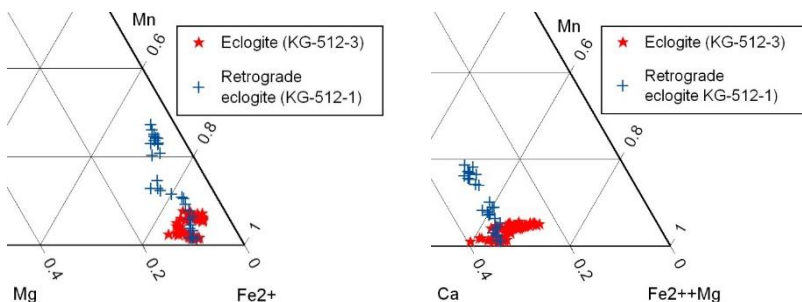


Рис. 3. Химический состав граната. Mn-Fe²⁺-Mg и Mn-(Fe²⁺+Mg)-Ca диаграммы.

Клинопироксены в эклогитах представлены омфацитом (рис. 4), которые имеют содержание следующих компонентов жадеита 30-49 mol.%, эгирина 1-28 mol.%, авгита 38-55 mol.% и соотношение $Mg/(Fe^{2+} + Mg) = 0,48-0,87$. Включения омфацита в гранате и эпидоте имеют жадеит 26-49 mol.%, эгирин 1-28 mol.% и авгит 38-55 mol.%, что аналогично омфациту в матриксе. Иногда омфацит имеет зональность с увеличением жадеитового компонента от ядра (32 mol.%) к краю (46 mol.%).

Амфиболы в эклогитах классифицируются как натриевые, натрий-кальциевые и кальциевые амфиболы, и по химическому составу определены как глаукофан, актинолит, винчит, роговая обманка и барроизит. Зерна амфибола имеют зональность от глаукофан-винчит в ядре к актинолит-роговая обманка в периферии (рис. 5).

Слюды в эклогитах представлены фенгитом, парагонитом и мусковитом. Si фенгита находится в диапазоне от 6,41 до 6,53 p.f.u. и значение $Na/(Na + K)$ между 0,01 и 0,03. Фенгитовые включения в амфиболе имеют более высокий Si= 7,12-7,31 p.f.u., чем в матриксе. Парагонит показывает Si= 5,80-6,32 p.f.u. и $Na/(Na + K) = 0,80-0,98$. Включение парагонита в гранате имеет Si= 5,65 p.f.u. и $Na/(Na + K) = 0,95$. Мусковит обнаружен только как включения в гранате и эпидоте с Si = 6,02-6,21 и $Na/(Na + K) = 0,04-0,15$ p.f.u.

Р-Т условия эклогитов среди конгломератов. Основываясь на текстуру и химический состав минералов, предложена три стадии метаморфизма для эклогитов. В гранате, минеральная ассоциация состоит из следующих минеральных включений: эпидот, альбит (An_{<8}), парагонит, мусковит, хлорит и кварц, которые описаны в ядрах и редко в краях гранатов. Эта группа представляет собой первую прогрессивную стадию эклогитового этапа метаморфизма в условиях эпидот-глаукофансланцевой фации. Вторая стадия, пиковые условия метаморфизма эклогитов, характеризуются сосуществованием граната и омфацита с включениями кварца и рутила, встречающимися в периферии гранатов, что свидетельствует об устойчивости

их в пиковых условиях вместе с омфацитом и гранатом. Согласно этим текстурам и минеральной ассоциации гранат + омфацит + кварц + рутил, эклогиты испытали пиковый метаморфизм в условиях эклогитовой фации. Применение геотермобарометров (Ellis & Green, 1979; Powell, 1985) для ассоциации гранат-омфацит показало $T = 490\text{--}590\text{ }^{\circ}\text{C}$ при давлении 15 кбар. После пиковой стадии эклогиты испытали ретроградную стадию в фации зеленых сланцев, которые определены замещением граната хлоритом и зональностью амфибола от глаукофана к актинолиту.

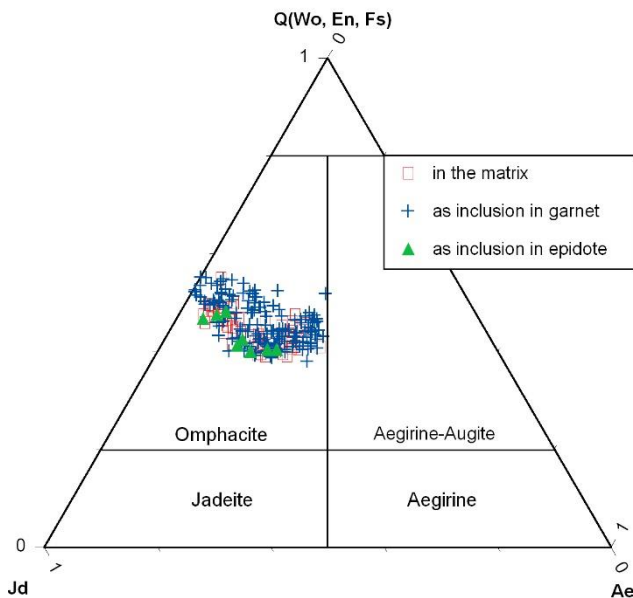


Рис. 4. Химический состав клинопироксена в треугольной диаграмме Quad-Jadeite-Aegirine по (Morimoto, 1988).

Полученные результаты P - T вычислений условий формирования для эклогитов среди конгломератов указывают, что они испытали метаморфизм высоких давлений ($T = 490\text{--}590\text{ }^{\circ}\text{C}$; $P = 15$ кбар), в то время как эклогиты чолоторской свиты показывают метаморфизм в условиях сверхвысоких давлений ($T = 545\text{--}615\text{ }^{\circ}\text{C}$; $P = 26\text{--}29$ кбар). Необходимо более детальные геохимические и геохронологические исследования для выяснения их отличий и условий образования.

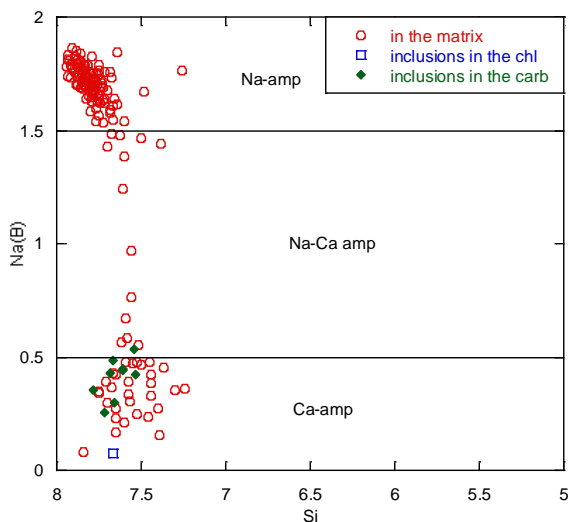


Рис. 5. Химический состав амфиболов в эклогитах.

Литература

Бакиров А.Б., 1978. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 261 с.

Бакиров А.Б., Балбачан А.Р., Котова Л.С., 1984. Геологическая карта Центральной части Атбашинского хребта, М-ба: 1:50 000. Институт геологии АН Киргизской ССР.

Бакиров А.Б., Тагири М., Сакиев К.С., 1998. Породы метаморфических фаций сверхвысоких давлений в Тянь-Шане // Геология и геофизика, Т. 39, № 12, С. 1722–1732.

Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С., Зубцов С.Е., 1985. Герциниды Атбаши – Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: ЛГУ, 190 с.

Куренков С.А., 1983. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 90 с.

Сатыбаев, М.М., Орозбаев, Р.Т., Бакиров, А.Б., Такасу, А., Сакиев, К., 2019. Метаморфизм пелитовых сланцев атбашинского и чолкаторского комплексов, Южный Тянь-Шань. Известия НАН КР, №3.

Христов, Е.В. & Колесников, В.А., 1966. О возрасте Атбашинской свиты и ее положение в региональной структуре Тянь-Шаня. Геол. сб. Львовского геол. о-ва, №10.

Христов Е.В., 1969. Структурно-формационные соотношения среднего и верхнего палеозоя в зоне «Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня». Известия АН Киргиз. ССР, №2.

Ellis, E. & Green, D., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **71**, 13-22.

Glorie, S., De Grave, J., Buslov, M.M., Zhimulev, F.I., Stockli, D.F., Batalev, V.Y., Izmer, A., Van den haute, P., Vanhaecke, F. & Elburg, M.A., 2011. Tectonic history of the

Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: The role of inherited structures during deformation-propagation. *Tectonics*, 30, TC6016, doi: 6010.1029/2011TC002949.

Powell, R., 1985. Regression diagnostic and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, 3, 231-243

Satybaev M., Ding L., Takasu A., Bakirov A.B., Sakiev K., Cai F., Orozbaev R., Bakirov A.A., Baslakunov J., 2018. Petrology of metamorphic rocks from the Atbashi Complex, southern Tien-Shan, Kyrgyzstan. *Geoscience Frontiers*, Vol. 9, P. 1795-1807.

Tagiri, M., Yano, T., Bakirov, A.B., Nakajima, T. & Uchiumi, S., 1995. Mineral parageneses and metamorphic P-T path of ultrahigh-pressure eclogites from Kyrgyzstan, Tien-Shan. *The Island Arc*, 4, .280-292.

УДК (550.93 +551.24+552.4) (575.2)

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ВОЗРАСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ БАССЕЙНА Р. САРЫДЖАЗ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

**Тербишалиева Б.^{1,2}, Миколайчук А.², Сеитказиев Н.¹,
Sobel E.³, Timmerman M.³, Sláma J.⁴**

¹ *Институт геологии НАН КР,
Бишкек, Кыргызстан*

² *Кыргызский Государственный Университет геологии,
горного дела и освоения природных ресурсов
Бишкек, Кыргызстан.*

³ *Институт геологических наук, Потсдамского Университета,
Германия*

⁴ *Институт геологии, Чешская Академия наук,
Чешская Республика*

Аннотация. В поле развития вулканитов основного и среднего состава хр. Куйлю-Тоо, относившихся ранее к позднему докембрию, U/Pb датировкой установлен их раннекаменноугольный возраст. Геохимическая корреляция этого разреза со смежными разрезами р. Сарыджаз, документированных среднепалеозойской фауной, позволила установить, что здесь в позднем девоне - раннем карбоне получили развитие дифференцированная известково-щелочная серия внутриплитных вулканитов (OIB тип), которая к северу сменяется щелочной высококалиевой серией, формировавшейся в обстановке континентального рифта. Известково-щелочная серия с размывом перекрывается красноцветными песчаниками,

в которых наиболее молодой кластер детритовых цирконов по U/Pb отношениям отвечает ранней перми.

Ключевые слова: *Срединный Тянь-Шань, р. Сарыджаз, среднепалеозойские вулканы известково-щелочной и щелочной серий, U/Pb датировки.*

Введение

В среднем течении р. Сарыджаз (хр. Куйлю-Тоо) в середине прошлого столетия Е.И. Зубцовым (Зубцов, Зубцова, 1966; Зубцов, 1972) описан разрез рифей-вендского тиллитового комплекса, включающий горизонты вулканогенных отложений. Будучи приведенным в монографии по тиллитам Тянь-Шаня (Королев, Максумова, 1984), сарыджазский разрез стал известным для широкой научной аудитории и упоминается в межрегиональных сводках, как один из опорных разрезов докембрийской эпохи оледенения (Чумаков, 2011).

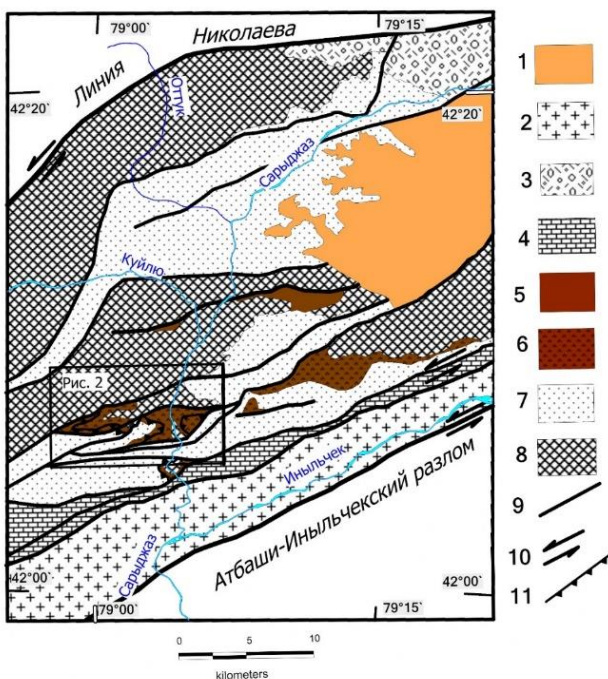


Рисунок 1. Геологическая схема Сарыджазского сегмента Срединного Тянь-Шаня. 1 – Сарыджазская внутригорная впадина, кайнозой; 2 – Гранитоиды Теректинского массива, ранняя пермь; 3 – Турукский прогиб, ранний карбон; 4 – Каратау–Нарынская карбонатная платформа, средний палеозой; 5-6 - Среднепалеозойские вулканы: 5 – поле развития арпатакьской свиты, 6 – поле развития чонталдысуйской свиты; 7 – Венд – раннепалеозойские отложения; 8 – Докембрийский кристаллический фундамент, метаморфиты, гранитоиды; 9 – разломы крутопадающие и взбросы; 10 – сдвиги; 11 – надвиги.

Рассматриваемые отложения развиты в междуречье Кичи Талдысу - Чон Талдысу (рис.1,2), где с размывом залегают на позднерифейских гранитоидах сарыджазского комплекса с U/Pb возрастом 820 ± 20 млн. лет (Киселев и др.1993; Kröner et al., 2011). В обобщающих публикациях по региону они описаны как кичиталдысуйская свита, имеющая трехчленное строение. Непосредственно на гранитоидах залегают аркозовые песчаники, которые вверх по разрезу сменяются горизонтом «нижних тиллитов», а завершают разрез вулканиты и туфы среднего и основного состава. На кичиталдысуйской свите трансгрессивно залегают «верхние тиллиты» джегымтауской свиты (Геологическая...,1980; Киселев, 1999; Королев, Максумова, 1984; Стратифицированные..., 1982). По итогам среднемасштабных геологических съемок андезиты, базальты и их туфы выделены из состава кичиталдысуйской свиты в самостоятельную чонталдысуйскую свиту (Геологическая..., 2008; Дженчураева и др., 2015).

Первоначально интерес к разрезу в междуречье Кичи Талдысу - Чон Талдысу был обусловлен надеждой установить U/Pb датировку вулканитов, и тем самым сориентироваться в возрасте «нижних и верхних тиллитов». Но уже при первых полевых наблюдениях наше внимание привлёк необычный облик «нижних тиллитов» - полное отсутствие сортировки и стратификации при обилии угловатых обломков исключительно гранитного состава. Петрографическое изучение цементирующей массы показало, что она представлена ксенотуфами риодацитов. В вышележащих вулканитах чонталдысуйской свиты были обнаружены единичные прослои кремней и криноидных известняков, что однозначно свидетельствует об их палеозойском возрасте. Этот вывод был подтверждён U/Pb датировкой, полученной из андезито-базальтов чонталдысуйской свиты (проба MAV 55/16, U/Pb 321.3 ± 2.9 млн. лет), отвечающей границе нижнего и верхнего карбона. Полученные данные повлекли за собой необходимость в детальном картировании и полной ревизии геологического строения междуречья Кичи Талдысу - Чон Талдысу. Результаты этих исследований приведены в (Миколайчук и др., 2019).

Среднепалеозойские вулканогенные разрезы бассейна р. Сарыджаз

Каким бы неожиданным не показался перевод докембрийских вулканитов в средний палеозой, при более внимательном анализе геологии района мы убеждаемся, что данный вывод не является сенсационным. К северо-западу, северу и востоку от междуречья Кичи Талдысу и Чон Талдысу известна серия небольших изолированных выходов среднепалеозойских вулканитов, описанных под различными названиями (талдысуйская, арпатактырская, караколотская толщи), и в разной степени охарактеризованных среднепалеозойской фауной. Среди них по петрографическому составу выделяются разрезы с вулканитами как нормального, так и щелочного ряда (Дженчураева и др., 2015; Захаров, Мозолев, 1971; Малыгина, Додонова, 1972; Шендерович, Макаров, 1965; Mikolaichuk et al., 2008).

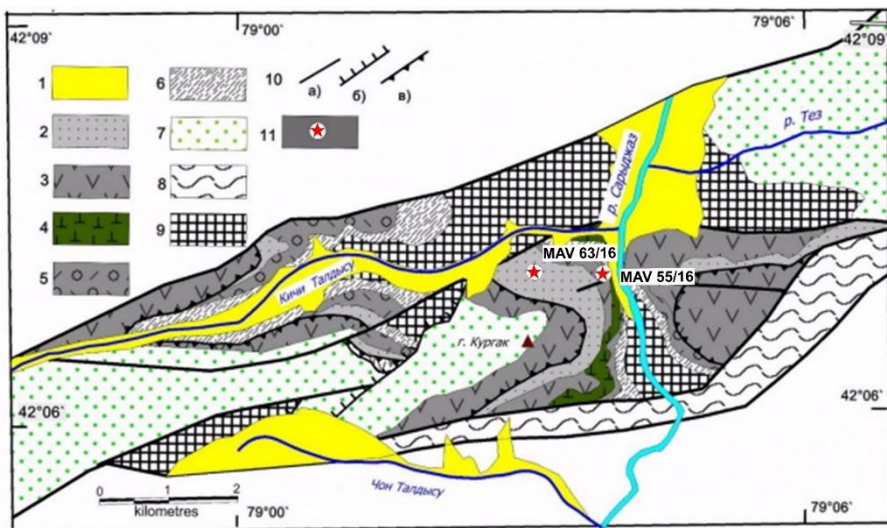


Рисунок 2. Геологическая схема Сарыдžазского сегмента Срединного Тянь-Шаня. 1 - четвертичное отложение; 2 - кургакская толща поздняя пермь; красноцветные песчаники, алевролиты, прослой доломитов; 3 - 5 – чонталдысуйская свита, поздний девон-раний карбон: 3- верхняя подсвита, туфы, реже эффузивы базальт-андезитового состава., 4 - силлы габбро, габбро-долеритов, 5 - нижняя подсвита, ксенотуфы

Вулканиты нормального ряда, включая отложения междуречья Кичи Талдысу и Чон Талысу составляют южную полосу, за которой мы сохраняем название «чонталдысуйская свита». Для северной полосы, где развиты андезиты и базальты щелочного ряда, вслед за (Дженчурева и др., 2015) описываем как «арпатакырскую свиту» (см. рис.1). Детальное картирование в междуречья Кичи Талдысу и Чон Талысу позволило выявить более сложную тектоническую структуру участка, чем это представлялось ранее. В частности, в поле развития вулканитов установлены надвиги и сопряженные с ними опрокинутые складки (Миколайчук и др., 2019). Здесь же мы ограничимся описанием типовых стратиграфических разрезов.

Поле развития чонталдысуйской свиты. Наиболее полный разрез среднепалеозойских отложений южной полосы среднепалеозойских вулканитов вскрывается на восточном склоне г. Кургак (рис. 2). Здесь на гранитах сарыдžазского комплекса с глубоким размывом залегает кичиталдысуйская свита, сложенная в своем основании неотсортированными конгло-брекчиями и песчаниками, состоящими преимущественно из продуктов разрушения подстилающих гранитов. Основной разрез свиты, мощностью до 120-150 м представлен светлыми аркозовыми и кварцевыми песчаниками массивными, параллельно-слоистыми, реже косослоистыми.

На различных горизонтах кичиталдысуйской свиты залегает горизонт риодацитовых ксенотуфов, чужеродный обломочный материал в которых представлен исключительно гранитами сарыджазского комплекса. Порода характеризуется полным отсутствием сортировки. Ксенокласты слагают не менее 30% объема породы, их размер варьирует от обломков крупнопсаммитовой размерности и до 1 м в поперечнике (рис.3). Туфы чередуются в разрезе с прослоями осадочных пород, представленными аркозами гравийной размерности с плавающей галькой гранитов (перемытыми туфами) и желтыми известковыми песчаниками или глинистыми известняками мощностью от 3-4 и до 15 метров. Описанный горизонт ксенотуфов мы выделяем в качестве нижней подсвиты вулканогенной чонталдысуйской свиты. Максимальной мощности до 200 м эти туфы достигают по левобережью р. Кичи-Талдысу.

Верхняя подсвиты чонталдысуйской свиты сложена агломератовыми, псефитовыми и псаммитовыми туфами базальтов и андезитов. Встречаются ксенотуфы с обломками гранитоидов. Толща грубослоистая, мощность слоев колеблется от 3 до 25 м. В подчиненных количествах в разрезе присутствуют потоки миндалекаменных базальтов и андезитов. Верхи подсвиты сложены туфоалевролитами, среди которых в одном случае встречен слой серых тонкослоистых кремней. Мощность верхней подсвиты в изученном разрезе не превышает 200-220 м, но по простирацию на восток, уже по левобережью р. Сарыджаз достигает 375 м.

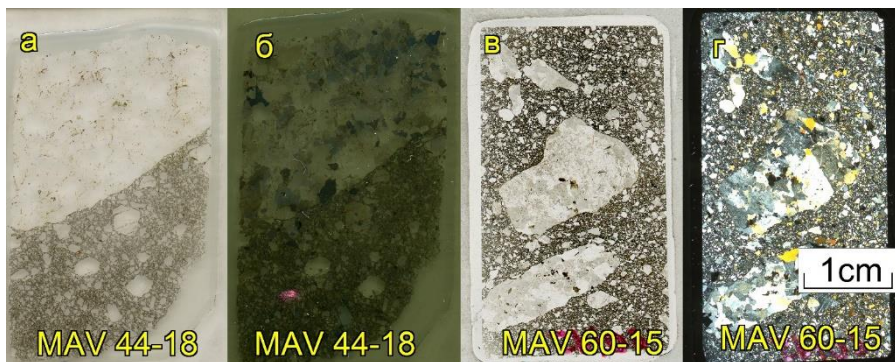


Рисунок 3. С лева на права показано сканированные шлифы в прозрачном (а и в) и поляризационном (б и г) свете, шлиф (г) светлее из-за полировки до 2 микрон. В шлифе MAV 44-18 наблюдается контакт крупного ксенокласта гранитов с вмещающим риолитовым туфом. В шлифе MAV 60-15 фиксируется изменение ксенокластов до 1,5 см до первых мм.

Органические остатки среди отложений верхней подсвиты выявлены только в верховье р. Тез, левого притока р. Сарыджаз. Здесь в пакке

переслаивания туфов и терригенно-карбонатных отложений собраны водоросли *Parachaetetes sp.* и фораминиферы *Parathurammina suleimanovi Lip; Tournaisian* позднего девона – турне. Определения С.Б. Гущина, А.В. Дженчураевой (Mikolaichuk et al., 2008). Упомянутый выше криноидные известняки ассоциируют с базальтами, слагающими аллохтонную пластину вблизи вершины г. Кургак. Принимая во внимание, что U/Pb датировка MAV 55/16 фиксирует границу нижнего и верхнего карбона, возраст чонталдысуйской свиты оценивается как поздний девон-раннекаменноугольный.

Силлы габбро (рис.5б) и габбро-долеритов, широко развитые среди песчаников кичиталдысуйской свиты и перекрывающих их ксенотуфов слагают одно пластовое тело мощностью не менее 70-80 м, кровля которого в верхних 3-5 м сложена тёмно-зелеными миндалекаменными базальтами (см. рис. 2 и 5а). Вероятно, они являются комагматичными андезитами и базальтами верхней подсвиты чонталдысуйской свиты.

Средняя часть склонов горы Кургак сложена красноцветными терригенными отложениями, залегающих с размывом и несогласием до 5-7° на туфопесчаниках чонкаиндинской свиты. В разрезе кургакской толщи преобладают бурые и бордовые алевролиты, тонкослоистые песчаники, часто косослоистые. Им подчинены серо-зеленые разновидности того же состава. В верхах разреза присутствует горизонт глинистых известняков и доломитов, мощностью до 6 -10 м. Мощность толщи до 350 м. В пробе красных тонкослоистых песчаников MAV 63/16 (см. рис. 2, 4б; 10, Приложение-II) самые молодые детритовые цирконы имеют возраст 292 ± 4 млн лет. Следовательно, нижняя возрастная граница кургакской толщи не древнее поздней перми.

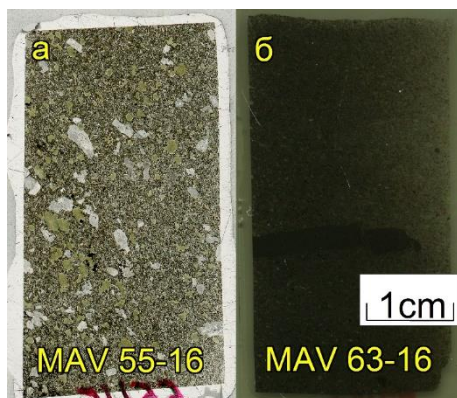


Рисунок 4. Сканированные шлифы в прозрачном свете, шлиф, а) светлее из-за полировки до 2 микрон. Шлиф MAV 55/16 андези-базальт; цирконы из этой пробы анализировались на U/Pb возраст (Миколайчук и др., 2019). б) Шлиф MAV 63/16 - тонкослоистый песчаник, цирконы из этой пробы анализировались на U/Pb возраст (Рис.9 и10, Приложение-II).

Поле развития арпатакырской свиты слагает узкую прерывистую полосу протяженностью до 15 км, прослеживающуюся в широтном направлении в 2 км выше слияния рек Сарыджаза и Куйлю (рис.1). Стратотипичный разрез находится на правом берегу р. Куйлю, у южного склона плато Арпатакыр (левый борт р. Курсай). Здесь на выветрелой поверхности гранитов сарыджазского комплекса залегают серые массивные известняки мощностью до 10 м, охарактеризованные фораминиферами позднего девона *Gribrosphaeroides simplex Beittl.*, *Archaesphaera grandis Lip.* (Малыгина, Додонова, 1972). Выше залегают лиловые, бурые, реже зелено-серые щелочные базальты, и андезиты, которые в верхней части разреза сменяются красными агломератовыми туфами, вулканические бомбы в которых представлены щелочными базальтами и составляют от 25 до 75 % объема породы. По нашим наблюдениям видимая мощность арпатакырской свиты по левому борту р. Курсай достигает 600 м.

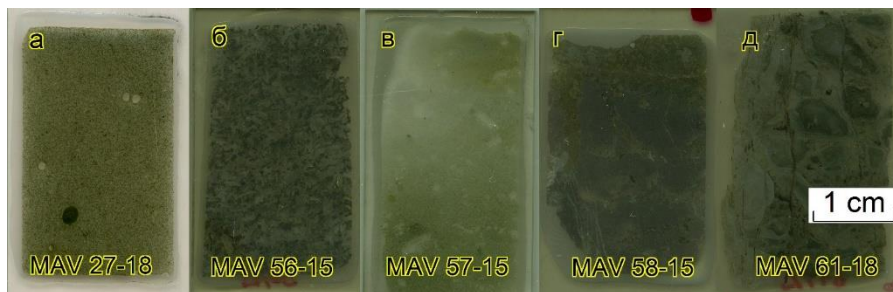


Рисунок 5. С лева на права показано сканированные шлифы в прозрачном свете, шлифы тёмные из-за не покрытия шлифов стеклом. В серии шлифов (а) до (д) приведены разновидности базальтов и габбро чонталдысуйской свиты, отличающиеся текстурой основной массы и размерностью порфировых включений: а) В этом шлифе беспорядочно распределены большие субсферические газовые полости в базальте, везикулярные газовые шарики составляют -10% породы. б) Габбро среднезернистая, а некоторые части более мелкозернистые, содержанием плагиоклаза, ортопироксена, авгита и магнетита: некоторые кристаллы ортопироксена (основной материал с низким двулучепреломлением) содержат узкие лейсты авгита. в) Крупнозернистое габбро с трахитоидной текстурой. г) Толентовидный базальт; по трещинам серпентинизация. д) Брекчированный туф базальтов.

Более полный разрез арпатакырской свиты описан В.А. Грищенко (1985) в долине р. Мукачи по левобережью Сарыджаза. В нижней части разреза развиты бурые туфы базальтов с прослоями алевролитов и потоками миндалекаменных трахибазальтов или лавобрекчий мощностью 3-8 м. Выше по разрезу преобладают лавы. Они представлены миндалекаменными щелочными базальтами (рис.6б), афировыми базальтами, трахиандезитами (рис.6а и в), андезито-дацитами (рис.6д) и их кластолавами. Подчиненную

роль играют агломератовые и лапиллиевые туфы. Преобладают коричневые или бурые оттенки пород, реже встречаются зелено-серые. Видимая мощность разреза составляет 855 м (Mikolaichuk et al., 2008). Верхняя возрастная граница для арпатакырской свиты не установлена, но у нас нет оснований допускать, что она выходит за пределы нижнего карбона.

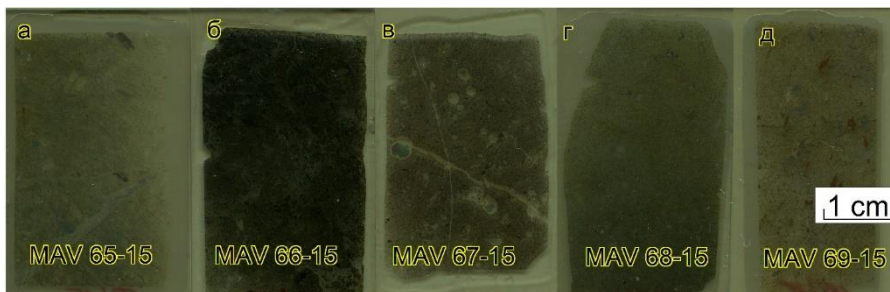


Рисунок 6. С лева на права, от (а) и до (д) показаны сканированные шлифы в прозрачном свете из разреза по р. Мукачи: а) крупнозернистые андезиты с трещинами заполненными карбонатами. б) щелочной базальт с преобладанием Ti содержащих минералов и карбонатов. в) миндалекаменный андезит. г) базальт трахитоидный. д) андези-дацит с порфировидным фельдшпатоидами и трахитоидной текстурой.

Геохимия основных элементов (петрогенные окислы)

Концентрации основных элементов указаны в Приложении I. а,б,в и с. Рис.7 и 8 были построены с использованием программного обеспечения GCDkit (версия 3.0) Janoušek, (2013) и для идентификации первоначальной тектонической обстановки магматических пород использовалось справочник Rollinson, (1993).

На рисунке-7а, диаграмме TAS эффузивы чонталысуйской свиты расположены ниже линии разграничения щелочных и известково-щелочных вулканитов, и их принадлежность к дифференцированной известково-щелочной серии не вызывает сомнения, но также есть пробы, которые попадают в поле щелочной серии, в основном это sillы габбро. Эффузивные породы арпатакырской свиты принадлежит щелочной серии и отличаются высоким содержанием K_2O , хотя в большей части образцов натрий доминирует над калием.

Рассматриваемые вулканиты надежно различаются на диаграмме AFM (рис.7б). В породах чонталдысуйской свиты содержание Fe_2O_3 составляет 12Wt. % и выше (Приложение Ia,б и в,с), тогда как в арпатакырской свиты всегда $Fe_2O_3 < 11Wt. \%$. В то же время, в арпатакырской свите содержанием Al_2O_3 всегда будет выше, чем в чонталдысуйской.

В диаграмме (рис.7с) показаны только анализы проб с $L.O.I. > 3,5\%$ и содержание SiO_2 от 48 до 75%, т.е. пробы базальтов с содержанием SiO_2 менее

45% были исключены. Практически полное отсутствие средних и кислых пород в чонталдысуйской свите, и сопряженных с ними силлов габброидов, а также значительный разброс по содержанию калия, не дает возможности однозначно определить их сериальную принадлежность, но несомненно они не принадлежат к толеитовой серии. Суммируя данные по всем трем диаграммам, приходим к заключению, что чонталдысуйская свита принадлежит к известково-щелочной серии. Более четко представлен кластер образцов арпатакырской свиты, расположенный в поле щелочной серии и демонстрируя устойчивый тренд к повышению содержания K_2O , вплоть до шошинитовой серии, что может являться следствием увеличения количества вкрапленников щелочного полевого шпата в исходной породе.

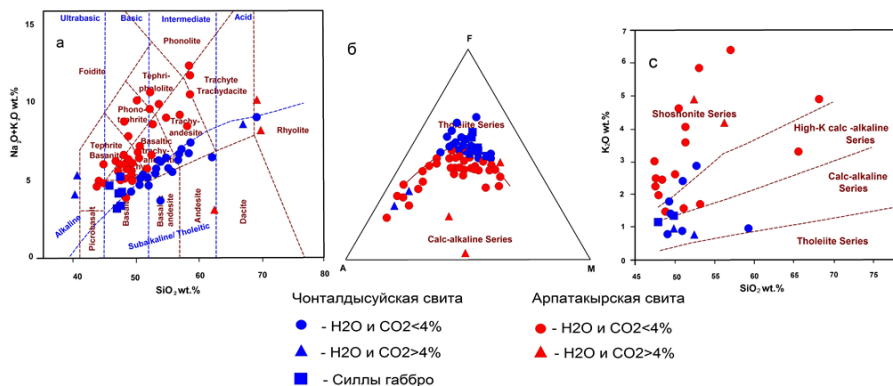


Рисунок 7. Положение чонталдысуйской и арпатакырской свит на петрохимических диаграммах. а) TAS диаграмма, в координатах SiO_2/Na_2O+K_2O (Le Bas et al. 1986). б) диаграмма AFM по Irvine & Baraggar (1971) в) график SiO_2 - K_2O по Peccerillo & Taylor, 1976. Положение чонталдысуйской и арпатакырской свит на петрохимических диаграммах.

На геотектонической диаграмме Verma et al. (2006), использовалось только 54 анализа с $SiO_2 < 52$ wt. % (Рис.8). Следуя рекомендации Verma et al. (2006), перед построением графика было выполнено регулировка степени окисления железа, предложенная в «FeMiddlemost» Middlemost (1989), для соотношений $Fe_2O_3 = FeO$, для отдельных типов пород. Каждая диаграмма представляет собой график двух дискриминантных функций, **DF1** и **DF2**, соответственно в оси **X** и **Y**. По диаграмме видно, что все породы из двух свит локализованы в поле континентальных рифтов **CRB**. Но, породы из чонталдысуйской свиты тяготеют к **OIB** типу.

Лазерная абляция масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS) U/Pb датирование циркона

Для оценки возраста кургакской толщи, изучались детритовые цирконы, извлеченные из красноцветных песчаников (проба MAV 63/16, см. Рис.9 и 10). Дробление пробы и извлечение тяжелой и электромагнитной фракций осуществлялось в Кыргызстане. Разделение цирконов осуществлялось с помощью тяжелых жидкостей в лабораториях Потсдамского университета, Институте геологических наук. Монтаж в эпоксидной смоле вручную, полировка, получение изображений методом катодolumинесценции (CL) и измерение Pb / U и Pb выбранных цирконов были выполнены в Чешской Академии наук, в Праге. Измеренные данные U/Pb соотношений циркона и изображения CL полностью представлены на (Рис. 9) и в дополнительном материале (Приложение II). Для измерения изотопных отношений Pb / U и Pb в цирконах использовался секторный ИСП-МС Thermo Scientific Element 2, соединенный с эксимерным лазером ArF с длиной волны 193 нм. Анализ проводился с использованием стандартных процедур. Остаточное элементное фракционирование и инструментальная погрешность массы были скорректированы путем нормализации к природному (Приложение II) цирконному эталонному материалу Plešovice (Sláma et al. 2008). Все конкордии (Рис. 10а,б) были иллюстрированы при помощи программы Ludwig, (2009) Isoplot/Ex version 4.0.

Цирконы в образце MAV 63/16 варьируются от идиоморфных до субидиоморфных, с большим количеством битых кристаллов. Размер кристаллов циркона колеблется от 250 до 950 мкм. Отношение идиоморфных зерен к субидиоморфным очень низкое, эудральные зерна редкие. Индекс округления составляет ок. 30%. Кристаллические формы хорошие (65%) с зональностью, сердцевинами и краями легко узнаваемыми, а количество метамиктных зерен ограничено тремя зёрнами (207,213, 214 см. Рис. 9). Более мелкие зерна циркона идиоморфны с округло-призматическим габитусом (234, 212, 238 и др.). Более крупные и округлые цирконы имеют внутреннюю структуру с ядрами и зональными каймами (231, 228, 207 и др.). Сердечники и ободки различимы по разнице в цвете на изображениях CL. Ядра варьируют от темно-серого до черного, а каймы от светло-серого до серого (Рис. 9). На диаграмме (рис.10а) линии конкордии, где показаны двадцать восемь анализа циркона пробы 63-16 с 88% до 112% показывают относительно широкий разброс возраста от 1453 ± 16 до 288 ± 4 млн лет. Также на диаграмме относительной распределение значение U-Pb возрастов (рис.10б), показывает 6 пиков из них древние пики — это единичные детритовые цирконы как 1453 ± 16 и 1078 ± 12 млн. лет (они свою очередь везде показаны красным цветом (рис.9 и 10) соответствии цветом в приложение-II). Основной кластер пиков детритовых цирконов приходится 675 ± 8 млн. лет, но еще есть единичные пики цирконов с 570 ± 12 до 549 ± 7 млн. лет, которые свою очередь выделены желтым цветом. Среди молодых кластеров, находится единичный циркон с возрастом 314 ± 4 млн. лет, но она в линии конкордии является дискордантным

зерном (рис.10а, показано красным четырехугольником). Основной, молодой кластер пиков приходится с 288 ± 4 до 292 ± 4 млн лет, которые показаны зеленые цветом.

Geotectonic diagrams for (ultra-)basic rocks

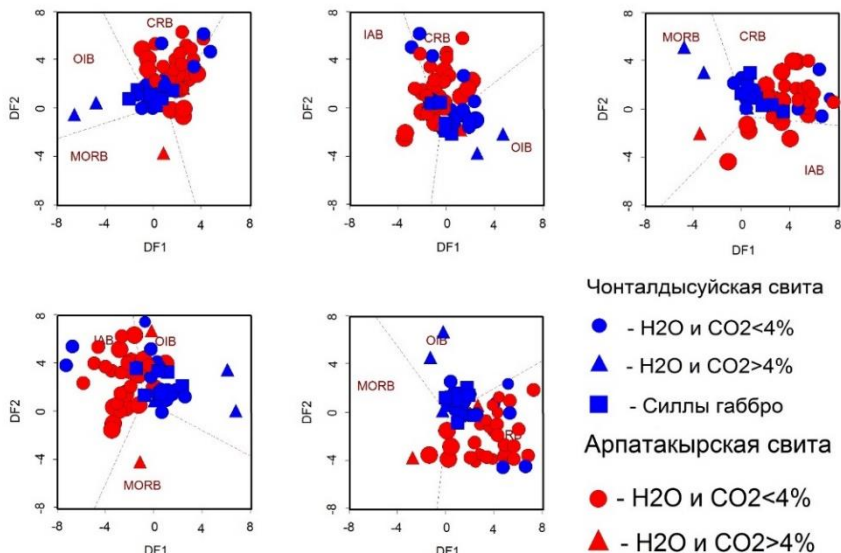


Рисунок 8. Геотектоническая диаграмма Verma et al. (2006) на базе основных элементов. Набор из пяти диаграмм на основе логарифмически преобразованных соотношений концентраций оксидов основных элементов. Используемое сокращение. Основные породы островной дуги **IAB**. Основные породы континентального рифта **CRB**. Базовые породы океанического острова **OIB**. Основные породы срединно-океанического хребта **MORB**. На диаграмме видно, что все породы принадлежат к CRB типу в целом, но породы из чонталдысуйской свиты тяготеют к OIB. Породы из арпатакырской свиты в основном показывают принадлежность к CRB.

Возраст молодых детритовых цирконов приходится 292 ± 1.9 млн лет (Рис.10б), что отвечает ранней перми. Следовательно, нижняя возрастная граница кургакской толщи красноцветных песчаников принимается как верхнепермская.

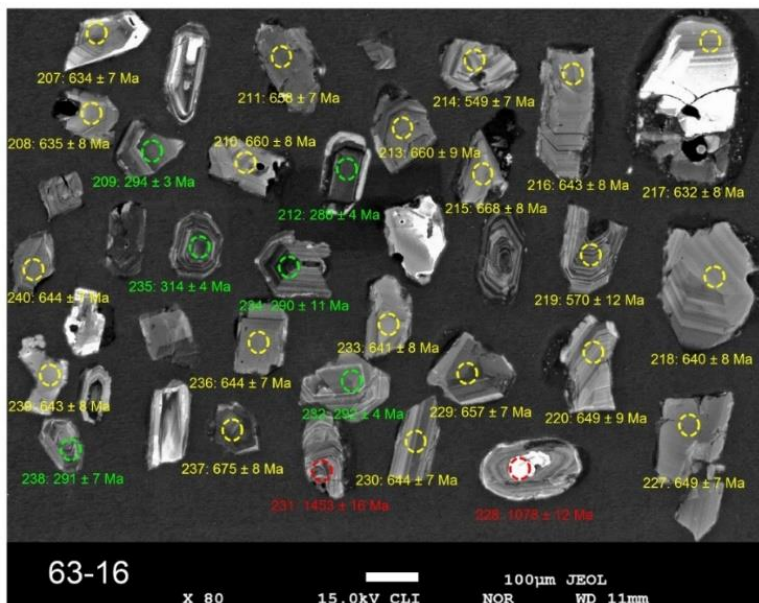


Рисунок 9. Катодоллюминесцентные изображения датированных цирконов из песчаника образца MAV 63/16. Участки, в которых проводился лазерно-абляционный анализ, обозначены кружками. Различная цветовая кодировка показывает изменение возраста от сердцевины кристалла к его краям. Красные кружки - ядра с возрастом от 1453 ± 16 до 1078 ± 12 млн. лет, желтые кружки - ядра с возрастом от 570 ± 12 до 675 ± 8 млн. лет, зеленые кружки - это внешние края или оторочка возрастом от 288 ± 4 до 314 ± 4 млн. лет, и внешними кайма цирконы возрастом от 290 ± 11 до 292 ± 4 млн. лет.

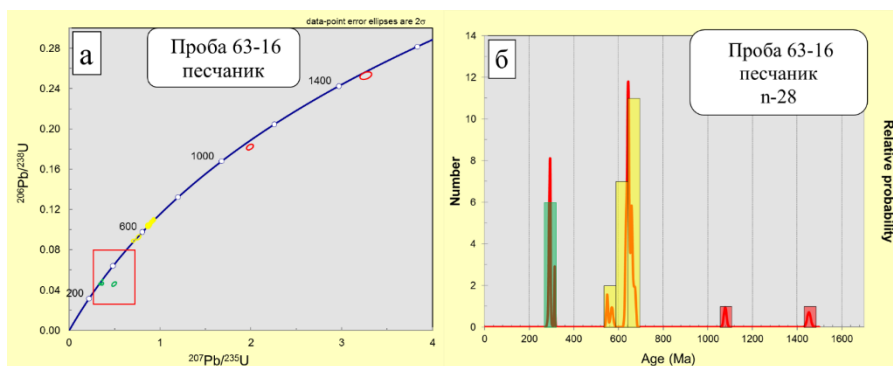


Рисунок 10. а) Линия конкордии для цирконов красноцветных песчаников пробы 63-16. б) Распределение значений U-Pb возрастов детритовых цирконов основной, молодой кластер пиков приходится 292 ± 4 млн лет, которые показаны зеленые цветом.

Заклучение

1. Проведенные петрохимические исследования среднепалеозойских вулканитов р. Сарыджаз свидетельствуют, что чонталдысуйская свита представлена вулканитами известково-щелочной серии, значительно обогащенной железом, что сближает с внутриплитыми базальтами ОIВ типа.

2. Эффузивы арапаткырской свиты принадлежат к высококалийевой щелочной серии, сформировавшейся в обстановке континентального рифта.

3. Силлы габбро занимают промежуточное положение между указанными сериями, и поскольку они внедрены в ксенотуфы нижней подбиты чонталдысуйской свиты, то скорее всего проявились на завершающих этапах вулканической активности этого района.

4. Изучение детритовых цирконов из красноцветных песчаников кургакской толщи свидетельствует, что самый молодой кластер пиков составляет по U/Pb соотношению 292 ± 1.9 млн лет, что соответствует ранней перми. Следовательно, возраст вмещающих пород кургакской толщи не может быть древнее поздней перми.

Литература

Геологическая карта Кыргызской Республики. Масштаб 1: 500000 / Б.Т. Турсунгазиев, О.В. Петров (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ. 2008

Геологическая карта Киргизской ССР. Масштаб 1:500 000/ С.А. Игембердиев (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, Мингео СССР, 6 листов. 1980.

Дженчураева А.В., Захаров И.Л., Жуков Ю.В., Гетман О.Ф., Максумова Р.А., Неевин А.В., Ногаева Л.П., Риненберг Р.Е. Стратифицированные образования Кыргызстана. Бишкек: КРСУ, 2015. 338 с.

Захаров И.Л., Мозолев Л.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Северо-Тяньшанская. Лист К-44-ХIV. – М.: Недра, 1971.

Зубцов Е.И., Зубцова Е.И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня//Докл. АН СССР. 1966.Т.169. N 1. – С. 173-176.

Зубцов Е.И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение// Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологии. Т. LXXVII (1). 1972. – С. 42-56.

Киселев В.В., Апаяров Ф.Х., Комарцев В.Т., Цыганок Э.Н., Лукашова Е.М. Изотопный возраст цирконов кристаллических комплексов Тянь-Шаня // Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса / И.К. Козаков(ред.). СПб: Наука, 1993. С. 99–115

Королев В.Г., Максумова Р.А. Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 190 с.

Мальгина А.А., Додонова Т.А. (1972). Девонская система // Геология СССР. Том XXV. Киргизская ССР. – М.: Недра, 1972.кн.1. – С. 126-148.

Миколайчук А.В., Крёнер А., Сейитказиев Н.О. Среднепалеозойский вулканический пояс Срединного Тянь-Шаня (бассейн р. Сарыджаз) //Известия НАН КР, 2019, № 3. С.53-59.

Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии / К.О. Осмонбетов, В.И. Кнауф (ред.), В.И. Фрунзе: Илим, 1982. Кн. 1. 371 с.

Чумаков Н.М. (2011) Африканская ледниковая эра позднего протерозоя. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т.19, N 1. С.3-23.

Шендерович Д.М., Макаров В.А. (1965) Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Северо-Тяньшанская. Лист К-44-ХIII. – М: Недра. 1965. Дженчураева А.В., Захаров И.Л., Жуков Ю.В., Гетман О.Ф., Максумова Р.А., Неевин А.В., Ногаева Л.П., Риненберг Р.Е. Стратифицированные образования Кыргызстана. Бишкек: КРСУ, 2015. С. 338.

Janoušek, V. Farrow, C. M. & Erban, V. 2013. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47(6):1255-1259.

Kröner A., Alexeiev D.V, Rojas-Agramonte Y., Wong J., Hegner E., Mikolaichuk A., Kiselev V.V., Liu D., Sun M. (2011) New single zircon ages and Hf isotopic systematics for igneous and metamorphic rocks of the Kyrgyz Tianshan and tectonic implications //Modern Problems of Geodynamics and Geocology of Intracontinental Orogens. Abstracts Fifth International Symposium, Bishkek, 19-24 June 2011. Volume 2. P. 207-208. ISBN 978-9967-26-317-8.

Ludwig, K.R. 2009. Isoplot/Ex version 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center Special Publication.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.

Middlemost E A K (1989). Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem Geol* 77: 19-26. doi: 10.1016/0009-2541(89)90011-9.

Mikolaichuk A.V., Apayarov F.Kh., Buchroithner M.F., Chernavskaja Z.I., Skrinnik L.I., Ghes M.D., Esmintsev A.N., Neyevin A.V., and Charimov T.A 2008. Digital Geological Map of the Khan Tengri Massif (Kyrgyzstan), ISTC Project No KR-920, <http://www.kyrgyzstan.ethz.ch/other-projects/istc-project-no-kr-920/>

Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.

Rollinson, Hugh R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation* (Longman Geochemistry). Singapore, 1993, Pearson Education Asia (Pte) Ltd. ISBN 0 582 06701 4.

Sláma, J. Kosler, J. Condon, D. J. Crowley, J. L. Gerdes, A. Hanchar, J. M. Horstwood, M. S. A. Morris, G. A. Nasdala, L. Norberg, N. Schaltegger, U. Schoene, B. Tubrett, M. N. Whitehouse, M. J. 2008. Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. - *Chemical Geology*, 249, 1-2, 1-35. Doi: <http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

Verma S P, Torres-Alvarado I S, Sotelo-Rodriguez Z T (2002) SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rock classification

Verma S P, Guevara M, Agrawal S (2006). Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data. *Journal of Earth System Science* 115, 485–528.

АКТУАЛЬНОСТЬ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Умаров¹ Ш.А., Хабибуллаев¹ С.С., Умарова² Ш.А.

¹ *Институт геологии и разведки нефтяных
и газовых месторождений (АО «ИГИРНИГМ»),
Ташкент, Узбекистан,
shakumarov@gmail.com saidoas@yandex.com*

² *Филиал Российского экономического университета (РЭУ)
Ташкент, Узбекистан,*

Аннотация. В статье рассматриваются актуальные вопросы научных исследований по поиску и разведке углеводородов, которые как сырьё топливно-энергетического комплекса, являются основой развития экономики Республики Узбекистан. С этой целью выполнен подробный анализ литературных данных исследований по геодинамической обстановке Сурхандарьинской мегасинклинали и глубоких горизонтов геофизическими методами на территории Сурхандарьинского региона.

В целом, Сурхандарьинская мегасинклиналь является перспективным объектом для изучения глубокого строения и фундаментальной модели складчатого пояса между горными сооружениями Тянь-Шаня и Памира. Проведен анализ научных работ ведущих ученых Узбекистана, обобщены и систематизированы имеющиеся геолого-геофизические данные, а также анализ схем геодинамического районирования Сурхандарьинского региона.

В статье рассмотрена схема формирования Афгано-Таджикской межгорной впадины, как площадь земной коры, которая первоначально сократилась здесь за счет увеличения ее толщины в результате активной деятельности систем надвиговых и поддвиговых зон.

Отмечены современные достижения ведущих научно-исследовательских центров в области моделирования глубокого строения территорий. Геодинамическая модель служит основой для более точного и полного отображения региональных, локальных объектов нефтегазовой геологии, образование которых должно обосновываться действием конкретных механических сил литосферы.

Ключевые слова: *нефтегазоносность, мегасинклиналь, геолого-геофизические данные, флюид, геодинамическое районирование, модель, углеводородное сырьё (УВ-сырьё), месторождение палеогеодинамика, Афгано-Таджикская межгорная впадина, отложения, земная кора, разломы, литосферные блоки, надвиговые и поддвиговые зоны.*

В Республике Узбекистан, как и во многих странах мира, ведутся научные исследования по поиску и разведке полезных ископаемых, в том числе углеводородов. Полезные ископаемые, как сырьё топливно-энергетического комплекса, являются основой развития экономики республики. Их поиск и разведка, в особенности нефтяных залежей обходится государству очень дорого с вложением больших финансовых средств. Поэтому проведение научно-исследовательских работ в этом направлении является актуальной задачей.

Вкладываемые инвестиции требуют наиболее точного определения всех возможных параметров залежей полезных ископаемых. Исследования по геодинамической обстановке Сурхандарьинской мегасинклинали проводились начиная с геолого-съёмочных работ по региону. За прошедшие десятилетия, в период первых исследований глубоких горизонтов геофизическими методами на территории Сурхандарьинского региона, были созданы несколько версий геодинамических напряжений и тектонических моделей. Задача состоит в том, чтобы продолжить исследования в этом направлении.

Обсуждая тему тектонических моделей на основе геодинамических характеристик складчатого пояса, можем констатировать следующее. Сурхандарьинский регион в тектоническом отношении владеет двумя типами складок: узкие протяженные антиклинали и синклинали, часть которых протягивается через всю мегасинклиналь, а также более мелкие непротяженные и пологие, приуроченные к прогибам, в боковых частях узких складках [3].

В части обнаружения нефтегазо-перспективности структур в Сурхандарьинском регионе рассматривается весь стратиграфический разрез вплоть до палеозойских отложений. Наиболее перспективными по продуктивным горизонтам в каждом из геодинамических напряженных тектонических элементов подразделяются по разному. Обобщенно можно констатировать то, что отложения палеогена, мела и в малом количестве юры являются продуктивными повсеместно [2, 4, 5].

Многими отмечен факт того, тектонические модели должны строиться для подсолевых отложений, данный подход является ошибочным. В особенности для Сурхандарьинской мегасинклинали, так как часто встречаются территории, где проявляются несогласное залегание разновозрастных отложений через тектоническое окно. Глубокие и мелкие разломы имеют значимость для этой территории первостепенной, именно

поэтому регион становится перспективным для изучения глубокого строения и фундаментальной модели складчатого пояса между горными сооружениями Тянь-Шаня и Памира [6].

На основе обобщения и систематизации имеющихся геолого-геофизических данных А.А.Абидовым, Т.Л.Бабаджановым, Б.Б.Таль-Вирским и др. была разработаны схемы геодинамического районирования Сурхандарьинского региона, где были использованы в качестве основы схема геодинамического районирования Центральной Азии (последняя карта тектонического районирования Юго-Западных отрогов Гиссара и Сурхандарьинской мегасинклинали в масштабе 1:500000, а также геолого-геофизические данные, отражающие глубинное строение земной коры). Согласно этой схеме геодинамического районирования Сурхандарьинского региона, в качестве СТРУКТУР I порядка выделяются фрагменты четырех литосферных блоков Центральной Азии. Их взаимодействия, в основном, определяются ДВУМЯ внешними динамическими силами, действующими в северо-восточном и северо-западном направлениях. При этом интенсивность сил северо-западного направления имеет явно преобладающее значение, которые на севере упираются выступающему упору Южно-Тянь-Шаньского литосферного блока. Согласно схеме формирования Афгано-Таджикской межгорной впадины, как площадь земной коры первоначально сократилась здесь за счет увеличения ее толщины в результате активной деятельности систем надвиговых и поддвиговых зон. Их определение позволило выделить по территории четыре блока земной коры. Векторы напряжений перпендикулярны линии простирания указанных зон. Подобная механическая активность геодинамических сил воздействующих на осадочный чехол сформировало положительные структуры II порядка [1].

Таким образом, схема геодинамического районирования с достаточной полнотой и точностью отражает региональные структуры осадочного чехла. Отдельно отмечена роль образования вызванных движением конкретных литосферных блоков. Контролирующие размещения месторождений нефти и газа в локальных складках волочения и тектонически экранированных ловушках отмечены расшифровка внутреннего строения межгорных впадин, моделирование в поднадвиговых поясах или прибортовых пологозалегающих разрывных нарушениях. Оценка важности этих исследований и результатов работ для определения перспектив территории Сурхандарьинской мегасинклинали не получили должного отклика в прогнозных нефтегазогеологических построениях. Поэтому в этом случае необходимо отметить современные достижения ведущих научно-исследовательских центров в области моделирования глубокого строения территорий.

Отдельно необходимо отметить всемирную проблему отсутствия обучения и квалифицированной стажировки специалистов по геодинамическим исследованиям, в особенности базирующихся на системном подходе и численном математическом моделировании. Специалистами, ведущими свою деятельность в области геодинамических исследований,

становятся немногие из поступающих в распоряжение геолого-геофизических и производственных организаций геологической отрасли всех стран.

Достигнутый уровень геодинамических исследований к концу первого десятилетия XXI века в Узбекистане, а также накопленные материалы в пределах Центральной Азии позволил разработать геодинамическую карту Сурхандарьинского нефтегазоносного региона с приложением в масштабе 1:500000. Разработка основывается на расшифровке закономерностей формирования систем сквозь коровых надвигов и поддвигов. Отдельно отмечена роль в пределах Афгано-Таджикской депрессии воздействие горизонтальных перемещений литосферных блоков. По характеру распределения внешних сил геодинамический режим рассматриваемой территории относится к типу неравномерного трехстороннего сжатия [1, 6]. При этом, территория Сурхандарьинского нефтегазоносного региона испытывает преимущественно двухстороннее сжатие северо-западного направления. Первоначальная площадь земной коры сократилась здесь за счет увеличения ее толщины в результате формирования системы надвиговых и поддвиговых зон.

Геодинамическая модель до сегодняшнего дня служит основой для более точного, полного отображения региональных, локальных объектов нефтегазовой геологии, образование которых должно обосновываться действием конкретных механических сил литосферы. Исходя из этого, можно отметить то, что данная геодинамическая модель является принципиальной основой в прогнозных нефтегазогеологических построениях, включая методы численных математических расчетов [2, 6].

Самые крупные структурные элементы, изображенные на геодинамической модели являлись фрагменты Каракумского, Южно-Тянь-Шаньского, Байсунского и Афгано-Таджикского литосферных блоков Центральной Азии. В пределах западной части Афгано-Таджикского блока, на территории Сурхандарьинского региона, выделяются четыре более мелких блока земной коры, которые ограничены наклонными разрывными нарушениями. Соподчиненность структурных элементов регионального уровня отражены морфологическими особенностями поверхности палеогеновых отложений в пределах Сурхандарьинской мегасинклинали, а также контуры выходов на дневную поверхность палеозойского комплекса и нерасчлененных донеогеновых отложений по ее бортам. Отдельно отмечено, что в пределах висячих и лежащих крыльев разрывных нарушений возникают узкие протяженные зоны благоприятные для формирования нефтегазовых залежей, как в складках волочения, так и тектонически экранированных ловушек углеводородов. Наблюдаемое пространственное положение и ориентация известных локальных структур и месторождений Сурхандарьинского региона хорошо коррелируется с принятой схемой построений. Они также показывают, что на исследуемой территории еще существует некоторый резерв неопискованных участков расположенных в

пределах лежащих крыльев поддвиговых зон, где прогнозируется выделение небольшого числа новых ловушек.

Ещё одним важным составляющим геодинамической модели стало обоснование каналов глубинного теплопереноса, этот фактор однозначно является источником нефтегазопроявлений. Эти каналы являются основными источниками флюидов, водородов, метана, воды и других элементов, способствующих процессу преобразования органического вещества в углеводороды метанового ряда. Теплоперенос осуществляется с помощью каналов, разломов, трещин и зон трещиноватости, представляющих собой проницаемые зоны пересечения глубинных разломов. Данные о распределении плотности теплового потока показывают степень воздействия глубинного теплопереноса на осадочную толщу Сурхандарьинского нефтегазосносного региона и прилегающих территорий.

Геодинамическая модель обосновывает наличие трех обнаруженных каналов. Один из них расположен в пределах площади Боянгора. Он связан с зоной пересечения наклонного разрывного нарушения и вертикального разлома в земной коре. Вероятно, что формирование газового месторождения Гаджак может быть обусловлено ареалом его воздействия. Главным диагностическим признаком наличия каналов глубинного теплопереноса под осадочной толщей являются аномалии плотности теплового потока. Их конвективная составляющая по данным различных исследователей может достигать 60%, а в некоторых случаях вдвое превышать стационарный поток. Конвективный теплоперенос прекращается на уровне подошвы осадочного чехла, который характеризуется экранирующим эффектом в результате действия гидрогеологических систем, характеризующегося. Далее, к поверхности Земли, тепловая энергия передается кондуктивным способом [1].

Глубинный разрез показывает на необходимость продолжения геолого-геофизических исследований на подобии достигнутых результатов Российского Института земной коры СО РАН, г.Иркутск. В особенности хотелось бы отметить их достижения по изучению глубинного строения и палеогеодинамики Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса. Этим занимаются две специализированные лаборатории: лаборатория комплексной геофизики и лаборатория палеогеодинамики.

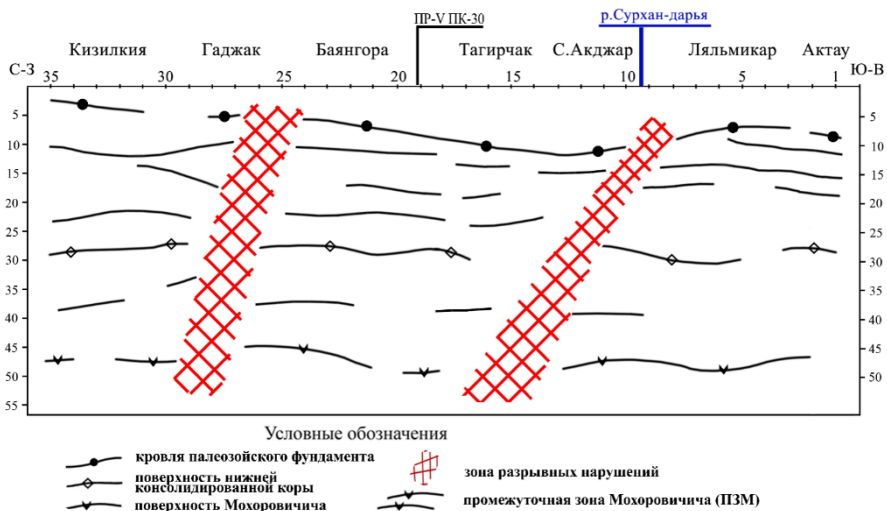
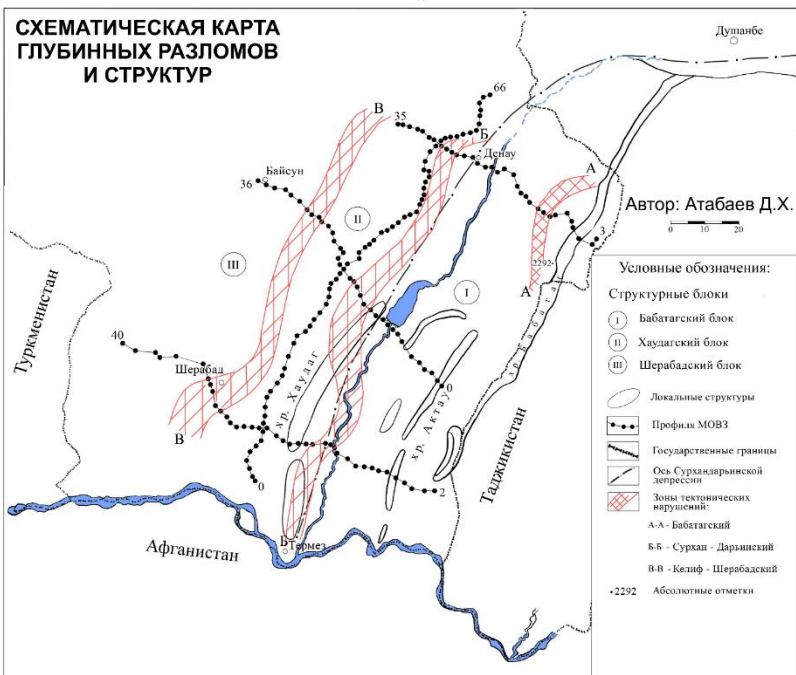


Рисунок 1. Схематическая карта глубинных разломов и структур Афгано-Таджикской депрессии (автор Атабаев Д.Х.).

Литература

1. Отчеты «Исследование геодинамических условий формирования региональных нефтегазоперспективных структур с применением элементов математического моделирования и разработкой геодинамических карт Бухаро-Хивинского и Сурхандарьинского регионов в масштабе 1:500 000». // В двух томах. ОАО «УзНИПИнефтегаз». 1999.
2. Байкаловедение: Учебник для студентов естественнонаучных специальностей университетов в 2 книгах. // Наука. 2012. Новосибирск. Кн. 1. 468 с.
3. Бямба Ж., Арвисбаатар Н., Турутанов Е.Х. Глубинное строение Монголии. Геология Монголии. // Т. IV. Тектоника литосферных плит. Издательство АДМОН. Улаанбаатар. 2009.
4. Имаева Л.П., Мельникова В.И., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Мельников А.И., Гриб Н.Н. Эволюция сеймотектонических процессов северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. // Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2012. 232с.
5. Никольский Ф.В., Анисимова С.А., Титоренко Т.Н., Гелетий Н.К. Региональная тектоника. Морфология и генезис складчатой структуры Байкало--Патомского нагорья и Приленского плато. // Учебное пособие. Иркутск. Издательство Иркутского государственного университета. 2013г. 72 с.
6. Складьяров Е.В., Дорофеева Р.П. Институт земной коры: люди, события, даты, 1949-2009. Иркутск. ИЗК СО РАН. 2009. 672с.

УДК 551.11: 624.131: 621.3

НООСФЕРНАЯ ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОНОМИЯ ФОРМИРОВАНИЙ УДАРНОЙ ПАЛЕОПРОЧНОСТИ ГИБРИДНОЙ ЗЕМЛИ

Ш.Э. Усупаев

*Центрально Азиатский институт
прикладных исследований Земли;
Бишкек, Кыргызстан
sh.usupaev@caiag.kg*

Аннотация. Науки о Земле достигла максимума развития концепции фиксизма в 20 веке, затем в конце века произошла массовая перестройка и переход геологии на рельсы мобилизма, и 21 веке продолжает господствовать теория литосферных плит. При этом концепция катастрофизма, ударных столкновений Геодиды с небесными телами в виде подобных планет с формированием планетоблем, и астероидами с астероидоблемами оказались в положении не востребованных геологической общественностью за редкими исключениями: 1. геоконцепция МЦТ – Мегаструктур Центрального типа; 2. космоконцепция астероидно-кометных кольцевых структур

Земли; 3. экзогенная концепция формирования ударной полипрочности небесных тел и Земли. Ноосферная инженерная геонимия позволяет объединить выше приведенные 3 эндогенные и экзогенные процессы формирования Земли, т.к. на спутниковой гравиметрической карте имеются планетарные 5 повышений и 6 понижений в рельефе Геоида. Указанные палеоследы, есть сохранившиеся через миллиарды лет эпи- и антиподальные центры ударного столкновения небесных тел объединившихся с изначально гидридной Землей. На палеопрочность гибридной Земли сформированной ударными столкновениями подобных планет и астероидов, воздействуют гравитационные деформации в планетосферах создаваемые ежегодно орбитальными движениями твердого основного ядра вокруг геометрического Земли. Планета Земля ударно сталкивалась с соразмерными подобными планетами: Бразильской–4 млрд. лет, Канадской–3,5 млрд. лет, Арктической (Северно-Ледовитой)–2,8 млрд. лет, Тетис–1,9 млрд. лет и Тихоокеанской–0,67 млрд. лет тому назад, проявляла всемирные потоки палеоокеанов, металлогенические импульсы рудогенеза, палеооледенения и палеомагнетизм.

Ключевые слова: ударные столкновения, небесные тела, ноосферная инженерная геонимия, Единая теория, палеопрочность, Земля, планетосферы, геориски, рубежи времени, планетоблемы, ядра, астероидоблемы.

Введение. Академик Сергеев Е.М. и горный инженер Друянов В.А. верхние горизонты литосферы и/или тонкий слой в приземном пространстве, названный ноосферой», т.е. сферой разума, изучаемый инженерной геологией (геологией окружающей среды), правомерно именовали геологией ноосферы – сферы разума. Без науки инженерная геология и ее самостоятельных теоретических и прикладных направлений (грунтоведение, инженерная геодинамика, региональная инженерная геология, инженерная геология месторождений полезных ископаемых, инженерно рудничная геология, инженерная сейсмология, техническая мелиорация грунтов, мелиоративное грунтоведение, морская инженерная геология, экологическая геология и геоэкология) ныне работающих непосредственно в ноосфере и преобразующей ее не обходится строительство ни одного ответственного объекта в мире [1 - 17].

Основы ноосферной инженерной геонимии, содержат достижения геологических и смежных дисциплин, синтезирует науки о Земле, Воде и Жизни и имеют экологическую, инженерную и социально-биосферную наукоемкость [1-18].

В науках о Земле в настоящее время предельно развиты историко-геологические, плит-тектонические и геодинамические воззрения и недостаточно полно исследованы концепции катастрофогенеза в формировании Геоида.

Методика исследований. Используются классические эволюционные методы и катастрофоведческие ударные космические столкновения небесных тел с палео-Землей. Используются результаты электромагнитного мониторинга орбитального вращения твердого ядра Земли вокруг геометрического ее центра [1 - 13].

Используются классические эволюционные методы и новые катастрофоведческие ударно экзогенно космические столкновения небесных тел с палео-Землей. Традиционные способы картирования и ГИС методы анализа, обобщения и систематизации, инструментальных наземных данных измерений и дистанционных съемок. Методы электро-магнитного многоканального зондирования твердого ядра Земли и орбитального вращения вокруг геометрического центра. Объемное моделирование, сравнительно-планетологический анализ, картографическое типизирование георисков природного, техногенного и экологического характера [1 - 21].

О методологии ноосферной инженерной геонии (далее НИГ). Геонии (Геос–Земля, номос-закон) по Белоусову В.В., наука симбиоза «геологии-геодинамики-геохимии-геофизики» на высоком ранге обобщений наука о Земле [1].

По Круть И.В. геонии, комплексная наука о Земле и ее компонентах, охватывающая все отрасли знания о нашей планете обобщающей естественной системы с компонентами от физических полей и частиц до биосферы и планеты в целом, что много шире представления В.В. Белоусова [1, 2].

Общую Теорию Земли (ОТЗ) Круть И.В. включая эмпирические и методические компоненты, относит к теоретической составляющей геонии [2].

Результаты исследований. Академик Сергеев Е.М и инженер Друян В.А. в книге «Человек и окружающая среда» 1986 году относят исследуемые верхние горизонты литосферы к основанию, т.е. части сферы разума, а инженерную геологию (геологию окружающей среды) предложили именовать в будущем геологией ноосферы–сферы разума. Это приземное пространство где господствует человек перестраивая природную среду соответственно своим потребностям [3, 4].

Ноосферная инженерная геонии, научное интегрирующее направление наук о Земле, изучающая закономерности формирования и особенности природы круговорота вещества в планетосферах, генезисе полезных ископаемых и георисков (катастроф, стихийных бедствий, опасных процессов и явлений, чрезвычайных ситуаций) изначально гидридной и гибридной сформированной в результате 5 ударных столкновений с подобными и соразмерными палео-планетами объединенные между собой в современный геоид [1 -17].

Основы НИГ изложены в инженерно-геологическом, эколого-геологическом и геоэкологическом трудах академиков Сергеева Е.М., Осипова В.И., Трофимова В.Т. и радиологических исследованиях академика Лаверова Н.П. [3, 4, 6-8].

Первые основы элементов НИГ представлена в междисциплинарном 4-х томном труде научной школы инженер-геологов академика Сергеева Е.М. «Теоретические основы инженерной геологии» и экологическом понятии «охрана окружающей геологической среды» охватывающей приповерхностную часть и кровлю литосферы [12, 13].

В развитие идеи академика Сергеева Е.М. на кафедре инженерной геологии МГУ академик Трофимов В.Т. создал научное направление экологическая геология, в «Теории и прикладных основ экологических функций литосферы» [12, 14].

Лаверов Н.П. представил ноосферологический доклад «Великий мыслитель и естествоиспытатель»: на конференции АН Республики Кыргызстан, посвященной 125-летию со дня рождения В.И. Вернадского, 25.03.1988 г. Бишкек: 1991. [9].

В трудах академика Бакирова А.Б. «Ноосферология» (2006) «Философские проблемы наук о Земле. Избранные труды» (2014) существенно развиты и дополнены области знаний по ноосфере в т.ч. в связи с науками о Земле [2, 3].

На картах спутниковой высокоточной гравиметрической съемки показаны изолинии возвышений и понижений на Геоиде, которые являются гео-деформационными следами древних ударных столкновений Земли с планетоблемами. В сравнительно-планетологическом аспекте идентифицированы 5 палео-следов ударных столкновений с подобными небесными телами, приводивших к скачкообразному увеличению объемов и масс Геоида: 1. Б - Бразильская 4 млрд. лет тому назад (архей I), 2. К - Канадская 3,5 млрд. лет (архей II), 3. А - Арктическая 2,8 млрд. лет (афебий), 4. Те - Тетис 1,9 млрд. лет. (рифей) 5. Ти - Тихоокеанская от 0,67 0 млрд. лет (венд-фанерозой), приводившими к всемирным потопам, металлогеническим импульсам рудогенеза, георискам (Рис. 1) [9, 11-13].

На рисунке 1 разработана и представлена впервые составленная «Ноосферная инженерно-геономическая карта многоядерной и гибридной изначально гидридной планеты Земля», где: 1- ареалы наибольшей концентрации оруденений и полезных ископаемых; 2- особые активные географо-геофизические центры икосаэдро-додекаэдрической квазикристаллической фигуры Земли; 3. Контуры сосредоточения месторождений углеводородного сырья; 4. эпицентр расположения центрального твердого ядра Земли; 5. антиподальный центр грави-инертной реакции центрального твердого ядра Земли; 6.). синусоидальные зоны развития планетарных сколов с внутренними территориями полюсобежного сжатия и внешними экваторобежного растяжения планетосфер Геоида; 7. эпицентр расположения твердого ядра Тихоокеанской планетблемы возрастом 0, 67 млрд. лет; 8.

антиподальный центр грави-инертной природы от воздействия Тихоокеанского твердого ядра Земли; 9. эпицентры разрушительных землетрясений; 10. сейсмические кольцевые мегаструктуры центрального типа; 11-12 месторождения углей каменных и бурых залиты цветом 1; 13. месторождения урана; 14. границы расположения планетарных сколов; 15. границы бессточных бассейнов стока рек в океаны; 16. нулевые изолинии рельефа фигуры Геоида. Стрелками черного цвета показаны направления движения литосферных плит контролируемые центробежным движением основного твердого ядра, подталкиваемого ядром Тихоокеанской планетоблемы [9, 11-13].

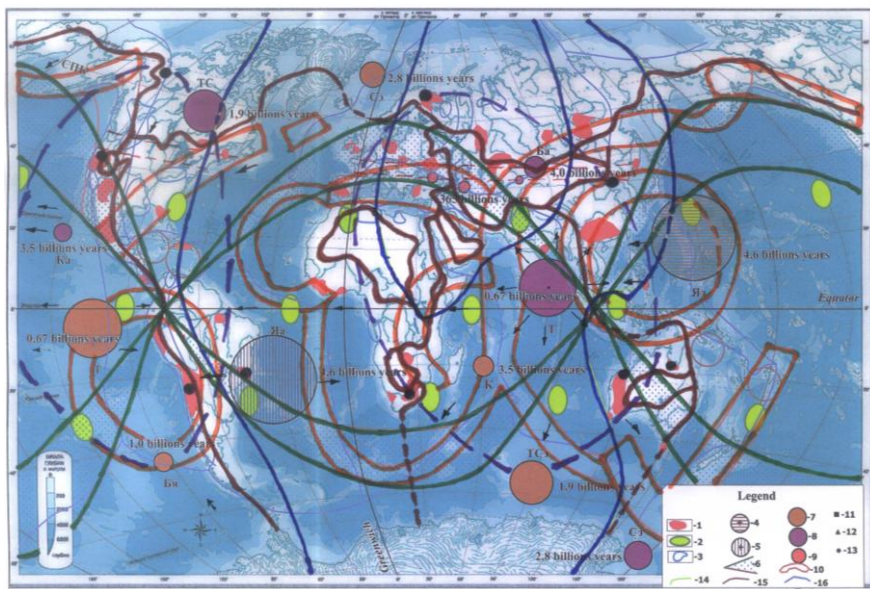


Рис. 1. Ноосферная инженерно-геономическая карта многоядерной и гибридной изначально гидридной планеты Земля

Взаимодействие реализуется только через поле. Масса частиц есть сгусток поля. Инерция есть самоиндукция, с ростом скорости тел инерциальность увеличивается. В поле палеопрочности от 200 до 2000 элементарных частиц трансформируются друг в друга. Понятие поля палеопрочности (РП-П) вводится автором для оценки устойчивости, податливости, деформационных, трансформационных свойств от элементарных частиц, атомов, надатомных блочных структур, кристаллов, минералов, горных пород формаций, планетосфер до Земли и небесных тел Мира [6, 14, 19].

Оси Солнца, планет, системы Земля-Луна и небесных тел, совершают прецессии и проявляются как гироскопы, т.е. совершают прецессии где силы инерции и магнитных сил едины. Движущееся тело имеет поле Ньютона и

вихревое поле с инертной массой. На планеты и вращение ее орбиты, действуют 3 силы: ньютонская, спин-спиновая, спин-орбитальная. В районе афелия движения Солнца, планет и небесных тел параллельно и сила инерции направлена наружу против сил Ньютона. В перигелии силы инерции и Ньютона, направлены к центру и магнитные силы действуют по радиусу [6, 14, 19].

При увеличении скорости вращения Земли, растет инертная масса и в целом статическая масса планеты, сжимая планету и вызывая землетрясения и вулканические извержения. Аномальное электромагнитное излучение является предвестником землетрясения. Изменяется максимально скорость вращения Земли в июле и планета расширяется, а в январе из-за минимальной скорости облета сжимается, т.е. Земля пульсирует. Земля совершает колебательные движения и орбита планеты волнообразна. Прочностные свойства материальных тел, в т.ч. Земли устойчивость ее к разрушению возникла в пространстве в изначальном прошлом, которая поныне подвергается трансформации и преобразуется в поле палеопрочности P 1-п. [12, 13, 19].

На данной карте (Рис.1) выделен красным кругом в правой части выше экватора – эпицентр ядра Земли, который движет кровлю и поверхность литосферы на юг к экватору. Восточнее Южной Америки красным кругом выделен антиподальный центр ядра Земли совпадающий с желтым ромбом, т.е активным узлом Земли – геокристалла. Регион Высокой и Центральной Азии на данной карте находится в узле пересечения планетарных сейсмических мегаструктур центрального типа, здесь расположен желтый ромб активного узла Земли пересекаемый планетарным разломом меридионального простирания [1, 15, 16].

Под нижней мантией гидрид-металлическое твердое ядро вращается по орбите внутри жидкой планетосферы под углом 45 градусов вокруг геометрического центра на расстоянии от 500 км и грави-инертно выполняет функции ротора геодеформации, а мантия и 5 твердых ядер столкнувшихся с Землей иных планет играют роль статора образуя электромагнитные поля и их экскурсы перемагничивая центральное ядро.

На Рис. 2. разработана и представлена составленная впервые «Ноосферная инженерно-геономическая модель разрез гибридного геоида Земли», где выделены: а). геометрический эпицентр Земли диаметром до 400-500 км серым кружочком, вокруг вращается твердое ядро Земли; б). ежемесячные круглогодичные орбитальные (красные стрелки направления) вращения твердого ядра вокруг геометрического центра планеты показаны красными кружочками; в). внутри светло-желтого круга римские цифры указывают месяцы, а круг на глубине в 4 тыс. км серого цвета максимальное значение силы тяжести в 1 тыс. Гал. На данной глубине с позиций НИГ палеопрочности полигрунтов планетосфер процессы миграции и круговорота вещества контролируются данным грави-инертным барьером Земли; г). на глубине 3,5 тыс. км выделена красным по цвету кругом 3-ья ДОЗ Земли, где

происходит круговорот сверхглубинных планетосферных трансформаций на основе термо-барических вымываний компонент полигрантов соединением HgH , приводящим к дегазации водорода и гидрид металлическим конвекциям [11]; д). гипоцентры расположений твердых ядер ударно столкнувшихся с палео-Землей подобных небесных тел сформировавший современную гибридный Геоид выделены желтыми по цвету кругом. Выделенное фиолетовой пунктирной с точками круг очечивает границу гравиинертного равновесия Земли и Луны на глубине 1593 км; е). границы нижней мантии Земли выделены косой широкой штриховкой розового цвета; и). границы верхней мантии Земли выделены косой широкой штриховкой оранжевого цвета; к). на глубинах от 250 до 300 км в недрах планеты выделена кругом закрашенным оранжевым цветом с стрелками черного цвета вторая дренажная оболочка (ДО2) представленная соединениями SH приводящими дегазации серы, водорода и к круговороту компонент полигрантов, трансформирующими георисками от глубокофокусных землетрясений в зонах субдукции [11]; л). на глубинах от 60 км до 250 км закрашена в красный цвет астеносфера, которая окружена снизу дренажной оболочкой ДО2 оранжевый цвет с циркуляцией SH , а сверху дренажной оболочкой ДО1 из H_2O которая между границами Конрада и Голицина формирует граниты и базальты Земли [11]; н). выделены светло-коричневым цветом по разломам, где как правило в горных областях происходит (стрелки черного цвета) проникновение воды в дренажную оболочку ДО1 вымывание тяжелых химических элементов и образование гранитов, а вынесенные тяжелые химические элементы под ложем океанов формируют базальты; о). темно-зеленым цветом закрашены поверхности Земли на континентах и дне океанов, где гравиинертно представлены антиподальные центры твердых ядер ударно столкнувшихся с геоидом подобных небесных тел сформировавших современную гибридную Землю; п). светло-зеленым цветом выделены Мегаструктуры Центрального типа, пробитые ядрами ударно столкнувшихся с Землей подобных планет, масса которых составляла Бразильской 4,0 млрд. лет тому назад–0,4; Канадской 3,5 млрд. лет – 0,8; Северно- Ледовитой (Арктической) 2,8 млрд. лет – 0,1,; Тетиса 1,9 млрд. лет – 0,30 и Тихоокеанской 0,67 млрд. лет – 0,59 [9 - 13].

Экспериментально установлен впервые Малышковым Ю.П. и др. (2000) явление несимметричного вращения твердого ядра Земли вокруг геометрического центра планеты с наибольшими приближениями весной в апреле и осенью сентябре месяцах, и удалениями с максимумами орбитального смещения летом июле-августе и зимой в феврале месяцах. Орбитальное движение твердого ядра внутри жидкой планетосферы то импульсно-ускоряется, затем замедляется, в декабре месяце поднимается в северное, а в июле месяце опускается в южное полушария планеты, вызывая ритмичность и сезонность землетрясений, дегазации, дефлюдизации недр и реализации остаточных напряжений и проявления георисков [1, 8, 15, 16].

полушарии Земли. В НИГ модели указаны точные координаты широт максимальной трансформации геоида землетрясениями на Суше и в акваториях планеты [15-16].

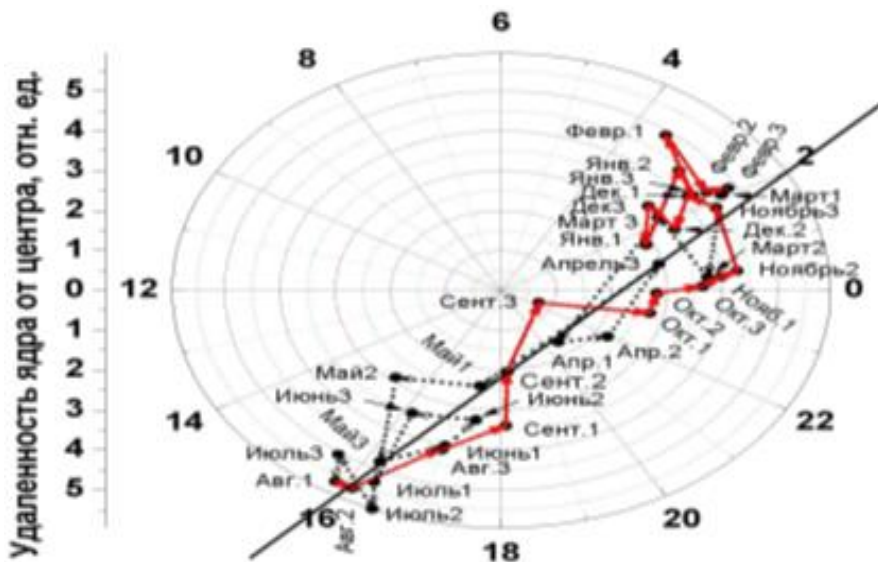


Рис. 3. Орбитальное годовое вращение и облет твердого ядра Земли внутри жидкой планетосферы инструментально зафиксированное МГР -02-С (Малышков Ю.П.) [1]

На Рис.5 представлена «Ноосферная инженерно-геономическая модель латеральной по-долготной закономерности распределения, типизации и прогноза землетрясений Геоида», где выделены разными цветами закономерности распределения сейсмичности (закрашены в оранжевый и красный цвета) в зависимости от распределения горных сооружений на Суше (закрашены в светло-коричневый северополушарный-3 и коричневый южнополушарный-4 цвета), а горы акваторий (закрашены в голубой северное полушарие -5 и синий южнополушарные -6 цвета) Земли. Показанные по широтные закономерности распределения землетрясений на НИГ модели (Рис.4), а на Рис. 5 рассматриваются в латеральном подолготном отношении, где сильные землетрясения полюсобежного и экваторобежного направлений образуют максимальные пики их проявлений ведущих к трансформации геосфер на долготах от 100 до 185 град в.д., затем меньшие по количеству сейсмособытий, на долготах 15 град до 230 град западной долготы, и от 18 град. до 115 град. в.д. [15-16].

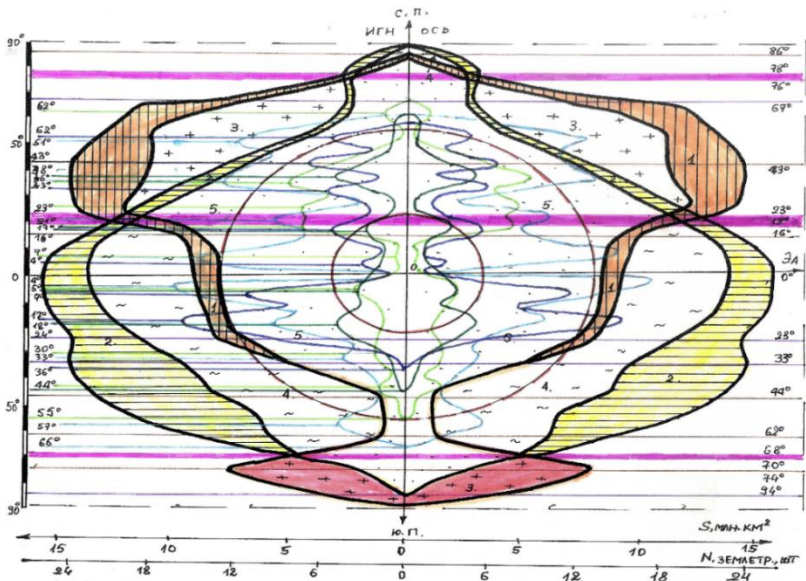


Рис. 4 Ноосферная инженерно-геономическая модель латеральной по-широтной закономерности распределения, типизации и прогноза землетрясений Геоида.

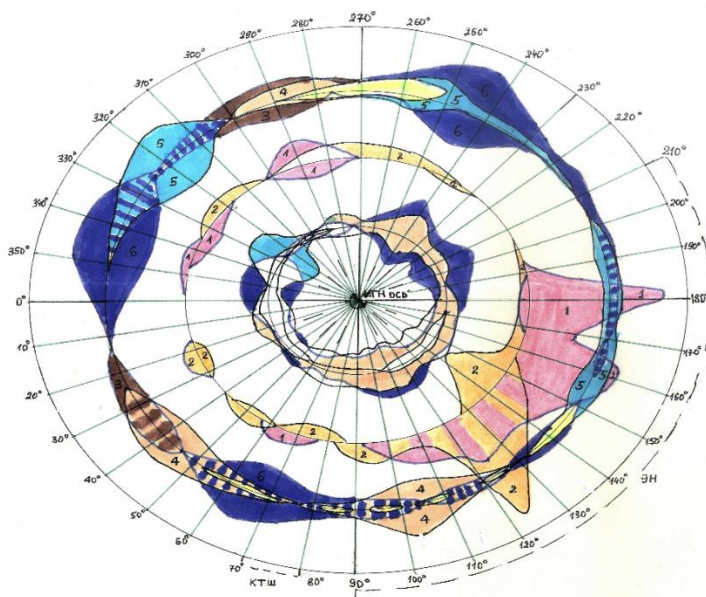


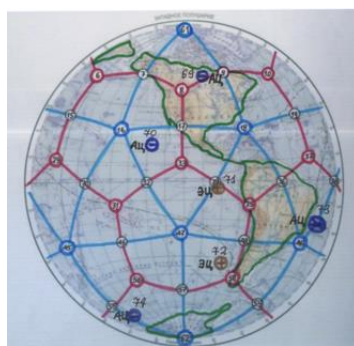
Рис. 5. НИГ модель латеральной по-долготной закономерности распределения и типизации сейсмоопасных территорий для прогноза землетрясений на Земле

В сейсмопланетосфере наибольшим трансформациям землетрясения подвергают южное полушарие Земли в долготах от 115 град, до 185 град. в.д. с экваторобежными пиками (1) 180 град и 160 град. в.д. Одновременно интенсивно трансформируются (2) долготы от 90 град до 160 град в.д, с экваторобежным пиком 124 град в.д. и полюсобежным пиком 144 град в.д. Именно на вышеуказанных координатах получило развитие климатическое глобальное планетарное явление Эль-Нинью. Вследствие трансформации землетрясениями тектоносфера концентрирует максимальные площади развития срединно-океанических хребтов (СОХ) северополушарных (5) и южнополушарных (6) на экваторобежных и полюсобежных долготах от 10 град до 35 град. з.д. с пиком на 35 град. в южном полушарии и 25 град северном полушарии, которые расположены антиподально максимальным проявлениям землетрясений планеты [15-16].

Количество полюсо- и экваторо-бежных землетрясений развито на широтах от 10 град до 130 град з.д., они связаны с гасящим эффектом сформированных горных сооружений на Суше и дне океанов. Землетрясения на территории Кыргызстана являются полюсобежно-северополушарными [15-16].



а. восточное,



б. западное

Рис.6. НИГ карты-модели создания единой сети и системы мониторинга орбитального движения твердого ядра для прогноза современных движений кровли литосферы и разрушительных землетрясений в Мире.

Предлагается для инструментального мониторинга орбитального вращения твердого ядра внутри жидкой планетосферы (Рис. 6) использовать карту-модель каркаса икосаэдро-додекаэдрической структуры Земли Гончарова Н.Ф., Макарова В.А. и Морозова В.С. (1970-гг.) представляющего Землю как гигантский геокристалл. Установка многоканальных регистраторов МГР 02С по указанной сети позволит повысить потенциал прогнозирования георисков от георисков, стихийных бедствий и катастроф, цунами и разрушительных землетрясений активизирующиеся на гранях – противоположностях, ребрах – переходах и вершинах – отрицаниях

геокристалла. Создание мировой сети мониторинга рекомендуется проводить на основе 74 единиц регистраторов МГР 02 С для их размещения в Мировом масштабе необходимо изыскать 400 тыс. долл. США [17].

Выводы

1. Представлены первые результаты синтезирующей науки о Земле направления основы ноосферной инженерной геонии с построением НИГ карты и модели.
2. Земля в сравнительно-планетологическом отношении сформирована ударными столкновениями инопланетных небесных тел и является гибридным образованием.
3. Ежегодные орбитальные вращения твердого ядра вокруг геометрического центра Земли трансформируют поле палеопрочности планетосфер Земли.
4. Разработанные и составленные серии карт ноосферной инженерной геонии и катастрофоведения позволяют выявить закономерности распространения полезных ископаемых, типизировать и прогнозировать геориски для снижения уязвимости населения от ЧС в Мире и его субчастях.
5. Предлагается создание создания Мировой сети мониторинга орбитального вращения твердого ядра вокруг геометрического центра планеты, для прогноза современных геодинамических движений и разрушительных землетрясений.
6. Общая теория Земли, получила развитие ноосферной инженерной геонией и катастрофоведением, что позволяет создать основы Единой Теории Земли.

Литература

1. Ачкасов П. В., Усупаев Ш. Э. Гипотеза ударного преобразования планет солнечной системы на примере Земли. //Материалы международной конференции: Подготовка к чрезвычайным ситуациям и реагирование на риски экологической безопасности в Центральном-Азиатском регионе. Бишкек: Изд-во МЧС КР, 2004. С. 138 – 145.
2. Бакиров А.Б. Ноосферология. – Бишкек, 2006 - 412 с.
3. Бакиров А.Б. Философские проблемы наук о Земле. Избранные труды. Бишкек: Илим, 2014. 222 с.
4. Белоусов В.В., Вихерт А.В. (под. ред.) Вопросы геонии (Кора и верхняя мантия). Изд. МГУ, 1972, 240 с.
5. Григорьев С.М., Емцев Е.Т. Скульптор лика Земли. Изд-во «Мысль» М., 1977. 192 с.
6. Ежов Б. В. Морфоструктуры центрального типа Азии. М.: Изд-во “Наука”, 1986. 134 с.
7. Круть И.В. Введение в общую теорию Земли. М.: Мысль, 1978. 368 с.
8. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движением ядра Земли. // Геология и геофизика, 2009, т. 50, №2, с.152-172
9. Лавров Н.П. [Ред.] Великий мыслитель и естествоиспытатель: Докл. науч. конф. АН Респ. Кыргызстан, посвящ. 125-летию со дня рождения В.И. Вернадского, 25 марта 1988 г. Бишкек: Илим, 1991. 41.

10. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Изд-во “Недра”, 1980. 216 с.
11. Осипов В.И., Шойгу С.К., Владимиров В.А., Воробьев Ю.Л. Природные опасности и общество. М.: Издательская фирма «КРУК», 2002. - 248 с.
12. Сергеев Е.М. и др. Теоретические основы инженерной геологии. В 4-ех томах. Том. Геологические основы М.: Недра, 1985, 332 с.
13. Сергеев Е.М., Друян В.А. Человек и геологическая среда. М.: Сов. Россия, 1986. 80 с.
14. Трофимов В.Т. “Экологические функции литосферы” М.:1997, 432 с.
15. Усупаев Ш. Э. Инженерная геомомия – новый путь развития геологии и инженерной геологии. //Материалы 8-ой межреспубликанской научной конференции молодых ученых. Фрунзе: Изд-во “Илим”, 1986. С. 143 – 147
16. Усупаев Ш.Э. Единая ноосферно-инженерно-геономическая теория Земли. Научно-теоретический Журнал: Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана №11, 2015. С. 24-38.
- 17.<http://www.happyplanetindex.org/>;<http://hdr.undp.org/>;<http://reports.weforum.org/global-competitiveness-index/>; WJP Rule of Law Index

ФОРМООБРАЗОВАНИЕ В ПРИРОДЕ

Чарский В.П.

Кыргызстан
taga_21@rambler.ru

“... В явлениях природы есть формы и ритмы, недоступные глазу созерцателя, но открытые глазу аналитика. Эти формы и ритмы мы называем физическими законами”

“Узоры симметрии”, [6]

Примеров влияния характера изменения вмещающей среды на форму вещества в природе множество. Большое значение вопросу геометрии формообразования придавал еще И. Кеплер [1; 2; 3]. Безудержной игрой его воображения и глубокой идеей можно поражаться и сегодня. Задавшись вопросом, почему зерна в гранате имеют форму многогранника, он объяснял это следующим образом: “... пока зернышки в гранате малы и им хватает места внутри кожуры, они круглые. Затем кожура затвердевает, а зернышки продолжают расти, тесня и сдавливая, друг друга. Поэтому зерна граната и принимают форму многогранника.... ”[6].

Собственно, наше представление об этом процессе мало, с тех пор, чем изменилось. Меняя форму зерен плода граната при их росте и отвердевании мякоти кожуры плода граната, между ними наступает локальное энергетическое равновесие. Чем более “плотная” упаковка зерен в плоде граната, тем выше их энергетическое состояние.

Насколько большую роль играет изменение формы вещества (при одном и том же объеме) на изменение его физических свойств отмечал еще В.Л. Таусон [4; 5]. Им было введено в минералогии такое понятие как Фазовые Размерные Эффекты (ФРЭ).

Сущность ФРЭ заключается в том, что в микрокристаллах должна наблюдаться зависимость фазовых переходов от их размера и формы. И это характерно для широкого круга веществ различной химической природы. Фазовые Размерные Эффекты в самом широком смысле представляют собой явления, включающие в себя изменения физических, термодинамических и кинетических свойств вещества в результате возрастания вклада поверхностных процессов или поверхностных свойств по сравнению с объемными [4;5].

Что касается макрокристаллов минералов (пирита), формирующихся в рудных залежах и др., то основным фактором, определяющим их морфологию (помимо конституционных особенностей – сингонии и др.), является энергетическое состояние минералообразующей среды (контактирующих минеральных ассоциаций, минералов, породы и др.).

В природе в основном встречаются два вида кристаллов минералов – это метакристаллы (кристаллы, сформировавшиеся метасоматическим путем) и кристаллы, формирующиеся из гидротермальных растворов и др...

Для кристаллов минералов образующихся из растворов, согласно положению, Дж. Гиббса, та форма кристаллов минерала является равновесной, у которых суммарная поверхностная энергия граней кристалла стремится к минимуму при $V=const$.

Для метакристаллов же положение Дж. Гиббса не применимо. Более общее положение, которое отражает равновесность как метакристаллов, так и кристаллов, образующихся из растворов, является тождество (1):

$$T_{m.c.p.} \Delta S_{m.c.p.} + \sigma_{m.c.p.} \Delta C_{m.c.p.} + \dots = T_k \Delta S_k + \sigma_k \Delta C_k + \dots \quad (1)$$

где

$T_{m.c.p.}$ – температура минералообразующей среды (минеральной ассоциации), $\Delta S_{m.c.p.}$ – энтропия минералообразующей среды (минеральной ассоциации), $\sigma_{m.c.p.}$ – поверхностное потенциал минералообразующей среды (минеральной ассоциации), $\Delta C_{m.c.p.}$ – площадь поверхности минералообразующей среды (минеральной ассоциации, контактирующей с гранью кристалла), T_k – температура кристалла, ΔS_k – энтропия кристалла, σ_k – поверхностный потенциал граней кристалла, ΔC_k – суммарная площадь поверхности граней кристалла.

Чем выше температура, энтропия, минералообразующей среды (контактирующей минеральной ассоциации), тем выше поверхностный потенциал, поверхностная энергия у образующегося минерала (при $V=const$). Особенно это хорошо видно на примере гомологов-карбонатов.

Разные виды карбонатов в парагенезисе с пиритом, по-разному видоизменяют форму кристаллов пирита.

В таблице №1 видно, что с изменением стандартной энтропии у различных карбонатов идет изменение морфологии кристаллов пирита. Причем закономерная последовательность увеличения стандартной энтропии у карбонатов совпадает с закономерным увеличением энтропии и увеличением поверхностных потенциалов* у кристаллов пирита.

Примечание. вместо “поверхностного натяжения”, для кристаллических тел, в статье чаще используется термин “поверхностный потенциал”, обоснование которого приводится в статье [7].*

Таб.1 Закономерное изменение морфологии кристаллов пирита в зависимости от парагенезиса с различными карбонатами

| Карбонаты | Кальцит | → | Сидерит | → | Доломит |
|---|---------|---|---------|---|---------|
| Стандартная энтропия карбонатов | 91 | | 96 | | 155 |
| Микро-твердость кг/см ² карбонатов | 230 | | 367 | | 570 |
| | ↓ | | ↓ | | ↓ |
| Габитус кристаллов пирита | {100} | → | {111} | → | {210} |
| Поверхностный потенциал Дж/м ² кристаллов пирита | 0,817 | | 1,189 | | 1,244 |

Литература

1. Белонучкин В.Е. “Кеплер, Ньютон и все – все – все”, Изд-во “Наука”, 1990, с.- 127
2. Берже. М. "Геометрия" Том первый Москва "Мир", 1984, с. 560
3. Евзикова Н.З. Поисковая кристалломорфология Изд-во “Недра”, М.,1984, с. 142
4. Таусон В.Л Поверхностная свободная энергия и формы роста кристаллов пирита и галенита // Минералогический журнал №3, 1989, с. 30 – 39
5. Таусон. В.Л.. Абрамович М.Г Физико-химические превращения реальных кристаллов в минеральных системах Изд-во “Наука”, Новосибирск, 1988, с. 268
6. Узоры симметрии. Изд-во “МИР”, М., 1980 с.-269
7. Чарский В.П. Поверхностный потенциал и эволюция морфологии кристаллов пирита в их термодинамических рядах на месторождении Талдыбулак Левобережный. // Труды конференции Института Горных дел и Горных технологий, посвященных 80летию академика НАН КР Асаналиева. 2014, с. - 184-187

О ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ СЯКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Шакирова Г.С.¹, Байбатша А.Б.², Пак Н.Т.¹

¹*Институт геологии НАН КР,
Бишкек, Кыргызстан raknikolay50@mail.ru*
²*КазНИТУ им. К.Сатпаева,
Алматы, Казахстан.*

Аннотация. В статье описывается металлогения и рудообразование Саякского рудного района в Северо-Восточном Прибалхашье (Казахстан), представленного в основном скарновыми месторождениями. Предложена геолого-генетическая модель оруденения в районе. Скарновые месторождения обычно представлены совокупностью кварцевых жил различного размера и масштаба, штокверкообразными зонами минерализации, метасоматическими зонами окварцевания, наложенными на собственно скарновые породы. Оруденение локализовано в своеобразных геологических структурах, созданных местной тектонической обстановкой, с которой связаны геологические компоненты рудообразования и источник их энергии в районе. Описывается основной источник рудного вещества, а также транспортирующие агенты, их происхождение и область рудоотложения.

Ключевые слова: *скарн, золото, медь, метасоматиты, магматизм, рудное поле, грабен-синклиналь, интрузии.*

Саякский рудный район находится на территории Казахстана в Северо-Восточном Прибалхашье (рис. 1). Геологическое строение района показано на рисунке 2. Вулканогенно-осадочные породы средне-позднепалеозойского возраста слагают крупную Саякскую грабен-синклинальную структуру, местами осложненную тектоническими нарушениями. Верхнепалеозойский комплекс сопровождается гранитоидными интрузиями плюмовой природы (Baibatsha, 2017^{1,2}), которым предшествовал базальтоидный магматизм.

В рудном районе развиты в основном скарновые месторождения, а также более мелкие месторождения и проявления гидротермально-жильного, порфирирового и карстового типов. Оруденение сосредоточено, главным образом в восточной части грабен-синклинали (рис. 3).



Рис. 1. Схема размещения Саякского рудного района

Саякская синклиналь наряду с другими подобными впадинами является одним из грабен-синклинальных прогибов, наложенных на осевую часть и северное крыло восточной субширотной ветви Северо-Балхашского антиклинория. С учетом сказанного можно отметить, что нижним структурным этажом, подстилающим средне- и верхнепалеозойские отложения являются спилитовые, кремнисто-спилитовая и терригенно-андезито-риолитовая формация кембрия и ордовика, включающие древние ультрабазитовые и габброидные интрузии (Бекжанов, 2000; Сейтмуратова, 2011).

Как показали исследования, для всех видов минерализации рудного района основным источником энергии, рудного металлического вещества, и в значительной степени рудотранспортирующих флюидов является гранитоидный магматизм – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты сравнительно крупных интрузивных массивов, а также жильные породы. Частичным, а возможно, и существенным источником минерального вещества могли служить вмещающие вулканогенно-осадочные комплексы средне- и верхнепалеозойских пород, которые были и поставщиками минерализованной воды для рудообразующих флюидов. Средой рудоотложения служило как вулканогенно-осадочное выполнение Саякской грабен-синклинали, так и прорывающие их магматические образования (Байбатша, 2013, 2016).

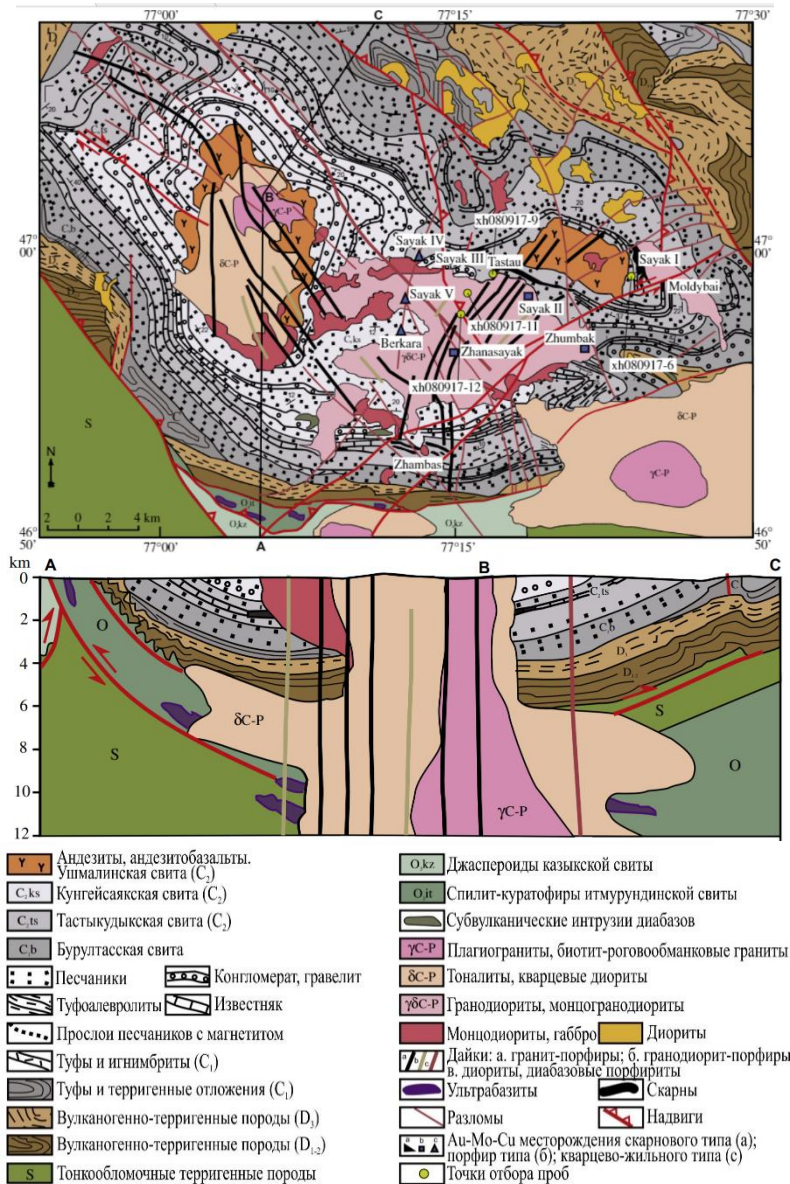


Рис. 2. Геологическая карта Саякского рудного района (Chen et al., 2014) Общая схема расположения структур рудного района и залежи двух основных антиклинальных перегибов, отрисованная приблизительно по выходам на поверхность пород карбонатной толщи, выглядит следующим образом (рис. 3).

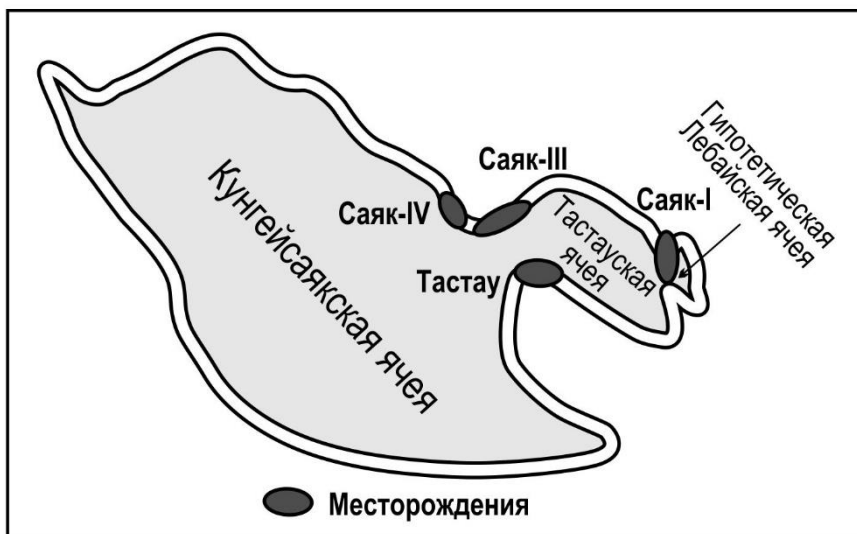


Рис. 3. Общая схема расположения ячеек Саякского рудного поля

Таким образом, в общих чертах установлены четыре главных компонента основных рудообразующих систем Саякского рудного района: источник рудного вещества; транспортирующие агенты и их происхождение; область рудоотложения; источник энергии. Они определены довольно четко и особых сомнений как будто бы не вызывают. Разберем эти четыре компонента несколько подробнее.

Магматизм является основным источником рудного вещества, энергии рудообразования и транспортирующих агентов. Интрузивный магматизм Саякской грабен-синклинали представлен тремя относительно крупными гранитоидными массивами: Умит, Кунгейсайк и Жамбас, одним поменьше (Лебай) и целым рядом небольших массивов (Барак, Шинжирская группа, Архарлы и др.), явно являющихся спутниками более крупных тел на глубине. С Лебайским и Умитским массивами связано пространственно медно-скарновое, а также гидротермально-жильное и медно-порфировое оруденения: месторождения скарнового типа – Саяк-I, Саяк-II, Саяк-III, Тастау и Саяк-IV; гидротермально жильные тела с медно-турмалиновой и золоторудной минерализацией – Саяк-V и др.; а также медно-порфировые участки прожилково-вкрапленных руд – Жумбак, Жанасаяк и др.

Интрузивные породы подразделяются на два комплекса:

1) более ранний гранодиоритовый, в котором выделяются две фазы – ранняя (габбро, габбродиориты и диориты, слагающие краевые части крупных интрузивных массивов) и поздняя (гранодиориты и кварцевые диориты и реже

диориты, слагающие основные объемы крупных интрузивных массивов Умит, Кунгейсаяк, Жамбас и Лебай);

2) более поздний гранитовый, представленный менее распространенными гранитами и адамеллитами. Ими сложены северные части массивов Кунгейсаяк и Жамбас, а также небольшой массив Архарлы.

Оба комплекса сопровождаются своими жильными фациями, которые образуют обширные поля (сотни и даже тысячи) даек. В обоих комплексах ранние дайки отличаются более кислым составом (аплиты и гранит-порфиры) и относительно малым распространением. В основном дайковые поля представлены породами среднего и умеренно кислого состава (диабазовые и диоритовые порфиры, плагиогранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, редко граниты-порфиры).

Жильные породы гранодиоритового комплекса образуют так называемое Северо-Восточное дайковое поле, пересекающее массивы Умит, Лебай и породы экзоконтакта с преобладающим северо-восточным простиранием даек. С гранитовым комплексом связано Северо-Западное поле, распространенное в Кунгейсаякском и Умитском массивах. По отношению к оруденению среди столь многочисленных даек известны и дорудные, синрудные и послерудные.

Эффузивная фация магматизма во времени предшествует интрузивным комплексам и представлена андезитовыми, диабазовыми порфиритами, их пирокластами и реже дацитовыми порфирами.

Субвулканические интрузии диоритовых, диабазовых и кварцево-диоритовых порфиритов широко распространены в Саякском районе, располагаясь среди вулканогенно-осадочных отложений среднего палеозоя и эффузивных пород.

Из всех перечисленных магматических образований основным источником рудного вещества и минерализующих растворов безусловно являются интрузивные породы гранодиоритового комплекса, о чем свидетельствует строгая пространственная и генетическая приуроченность всех разновидностей скарнов и скарноидов, апоскарновых метасоматитов, гидротермально измененных пород, практически всех разновидностей медных, а также молибденовых, золотых, кобальтовых, магнетитовых руд, включая и гидротермально жильные тела с медно-турмалиновым и медно-золотым оруденением, скопления боросиликатных минералов, к зонам контактового воздействия гранитоидов на вмещающие породы и к самим интрузивным массивам. Все сказанное вполне соответствует старой доброй парадигме ортомагматического рудообразования.

В целом соответствуют этой привычной парадигме и наши представления об источнике транспортирующих агентов, то есть об источнике воды гидротермальных и надкритических растворов. Таковым, скорее всего, являются те же интрузивные гранитоиды, хотя в формировании их, без сомнения, принимают участие воды вадозного, а, возможно, иного происхождения. В любом случае, роль ювенильных постмагматических

растворов должна быть, по нашему мнению, весьма значительной и даже преобладающей, особенно, когда речь идет о метасоматическом преобразовании осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Не исключено, что поровые воды вмещающих пород, хотя бы частично, могли быть не вадозными, а морскими, что, вообще-то, маловероятно для условий плутогенного рудообразования.

Областью рудоотложения являлись выполняющие Саякскую грабен-синклиналь морские вулканогенно-осадочные, точнее туфоогенно-осадочные отложения. Они подразделяются на два комплекса формаций: нижний или среднепалеозойский, сложенный флишевыми и аспидными образованиями силура-нижнего визе (S-C_{1v1}), и верхний – позднепалеозойский комплекс (от среднего визе до перми C_{1v2}-P). Последний, в свою очередь, делится на формаций двух видов: морские молассовые и порфириновые базальтоидные, охарактеризованные выше среди магматических образований как эффузивные фации. Возраст их пермский, вероятнее всего, средне-позднепермский (P₂₋₃).

Более ранние молассовые образования относятся к отложениям среднего визе-нижней перми. Они образуют, так называемую, саякскую серию, и именно их большинство исследователей рассматривает в качестве среды или области рудоотложения.

Саякская серия подразделяется на четыре свиты. Общий их разрез представляется в следующем виде:

Самая нижняя свита нижнесаякская (C_{1t3}, мощность до 350 м) представлена граувакковыми и полимиктовыми песчаниками, в своих грубозернистых разностях несколько обогащенные титаномагнетитом, подчиненными горизонтами гравелитов, туффитов, известковистых песчаников и известняков.

Ациозекская свита (C_{1v1-s1}, 650-670 м) – это перемежающиеся пестрые граувакковые, полимиктовые, аркозовые, титаномагнетитовые песчаники, туфопесчаники, туффиты, конгломераты и кислые литокристаллокластические туфы с единичными пачками известняков.

Тастыкудыкская свита (C_{1s}-C_{2b1}, 1300-1500 м) выражена переслаиванием конгломератов, туфопесчаников, часто с титаномагнетитом, туфоалевролитов и туффитов с пластами игнимбритоподобных туфов риолито-дацитового порфира. Самая верхняя часть свиты выделяется как карбонатная толща. Здесь наблюдается сложное переслаивание известняков и известковистых песчаников, а также иных пород с высокой известковистостью (известковистых алевролитов и туфоалевролитов и т.п.) с песчаниками и туфоалевролитами. На западе синклинали количество горизонтов уменьшается до одного, а к востоку возрастает до пяти-семи. К этой карбонатной толще и приурочены практически все скарново-рудные проявления Саякского района.

Мощность отдельных пластов карбонатных пород варьирует в широких пределах – от нескольких (1-5 м) до нескольких десятков метров (обычно не более 40-60 м). Суммарная мощность карбонатной толщи, включая слои и

прослой туфогенных алюмосиликатных пород, как правило, не превышает 150-160 м, чем и ограничивается максимальная мощность линзообразных и пластообразных скарновых и скарноворудных тел (до 100-160 м для линзообразных и несколько десятков метров для пластовых).

Самая верхняя свита – кунгейсаякская с переменной мощностью от первых метров до 1400-1600 м (C₂b) так же представляет собой пестрое чередование полимиктовых песчаников, конгломератов, гравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов с единичными горизонтами пепловых туфов кислого состава и карбонатных пород.

В локализации оруденения в пределах области рудоотложения, то есть среди пород саякской серии, важную роль сыграла структура Саякской грабен-синклинали, ее внутренняя морфология. Последняя обусловлена тектоническими особенностями раннепалеозойского фундамента Саякской и других аналогичных ей наложенных синклинальных структур, которые определяются общим характером дизъюнктивных дислокаций Северо-Балхашского антиклинория, для которого характерно широкое развитие сбросовых и сбросо-сдвиговых разломов Северо-Западного и субширотного простирания при гораздо меньшем проявлении разрывов иной ориентировки. Именно сочетанием крупных сбросо-сдвиговых нарушений с северо-восточным падением и субширотных с северным падением и обусловлен характерный морфологический рисунок конфигурации всей грабен-синклинали, ее внутренних дополнительных синклиналей или «ячей» с почти прямолинейными юго-западными и широтными крыльями с относительно крутым падением (от 25-30° до 45-50° на северо-восток и севере) и очень сложными извилистыми очертаниями северных, северо-восточных и восточных крыльев с пологим (в пределах 0-5°) падением. В самом упрощенном и идеализированном виде разрез Саякской грабен-синклиналь выглядит следующим образом (рис. 4).

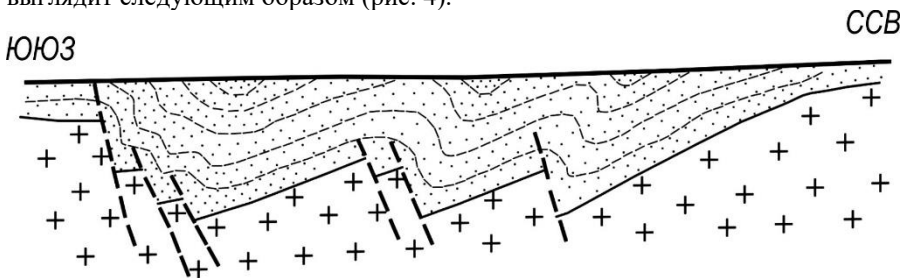


Рис. 4. Разрез Саякской грабен-синклинали

Основное промышленное оруденение Саякского района сосредоточено в его юго-восточной части, пликативная морфология которой определяется наличием трех ячеек. Первая из них может быть названа Кунгейсаякской, она

является основным звеном всей Саякской структуры и прорвана в центре двумя крупными гранитоидными интрузивными массивами – Кунгейсаякским на западе и Умитским – на востоке.

От этой ячеи ответвляется на северо-восток ячея меньших размеров – Тастауская, центральная погруженная часть которой выполнена базальтоидными эффузивами, их можно назвать Восточным полем эффузивов. Аналогичное эффузивное поле имеется и в центре Кунгейсаякской ячеи, но оно, будучи прорванным одноименным гранитоидным массивом, разделено на два больших и несколько мелких разрозненных массивов. Всю их совокупность местные геологи обычно называли Западным полем. Юго-Восточная оконечность Тастауской ячеи рассечена крупным Молдыбайским разломом со значительным сдвиговым смещением на восток-северо-восток, образуя так называемый Молдыбайский клин.

По нашему мнению, от Тастауской ячеи на восток или, точнее, на восток-северо-восток, отчленилась небольшая Лебайская ячея, не выражающаяся на геологических картах и планах, поскольку она практически полностью уничтожена Лебайским гранитоидным интрузивным массивом. Эта малая синклиналичная ячея, а точнее, ее западное крыло прекрасно отрисовывается на разведочных профильных разрезах через месторождение Саяк-1 – основной рудный объект всего рудного района. Также, на разрезах хорошо виден и асимметричный антиклинальный перегиб с пологим западным и крутым восточным крыльями, разделяющий Тастаускую (слева) и Лебайскую (справа) ячеи.

Нами предпринята попытка восстановить первоначальную морфологию Лебайской ячеи, почти полностью уничтоженной внедрением кварцевых диоритов и гранодиоритов Лебайского интрузива, результат которого изображен на рис. 5. Такие антиклинальные перегибы играли очень важную роль в локализации скарново-рудной минерализации Саякского рудного района. Именно структурой описываемого седловидного перегиба определяется морфология и ориентировка в пространстве скарновых рудных тел месторождения Саяк-1.

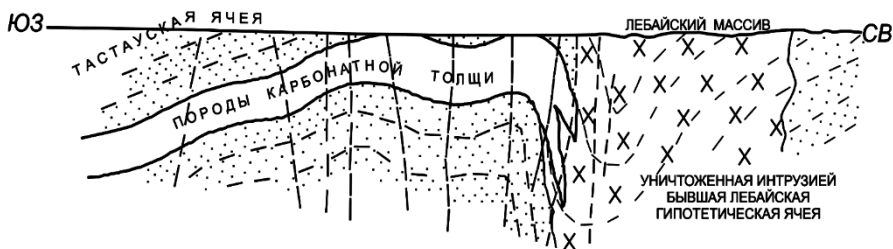


Рис. 5. Схематический геологический разрез месторождения Саяк-1

Важно отметить, что перегиб между Тастауской и Лебайской ячеями отличается гораздо более выраженной крутизной своих крыльев, особенно восточного, падение которого приближается к субвертикальному. Этим данная антиклинальная структура существенно отличается от перегиба, разделяющего Тастаускую и наибольшую – Кунгейсайякскую ячеи, оба крыла которого – и западное (скорее юго-западное), и восточное – характеризуются пологим падением. Поэтому рудоконтролирующее значение этого второго перегиба оказалось гораздо меньшим. Если с Лебайским перегибом связано главное месторождение района Саяк-1, которое содержит около 80% запасов руд, то в Кунгейсайякско-Тастауской перемычке локализованы два второстепенных месторождения – Тастау и Саяк-3.

Выводы

Предложена схематизированная геолого-генетическая модель месторождений медно-скарновой формации саякского типа. Источником рудного вещества и воды рудоносных растворов, в основном, являются интрузивные гранитоиды повышенной основности – главным образом кварцевые диориты и гранодиориты Саякского магматического комплекса. При этом кроме обычной для гранодиоритовых-кварцево-диоритовых магм, зараженных медью, молибденом, золотом и пр., присущих почти для всех мировых аналогов магмы подобного состава, выражена повсеместная связь скарново-медных и особенно медно-порфировых рудных формаций с такими расплавами, генерированными мантийным плюмом (Pirajno, 2000).

Активное действие горячего плюма в рудном районе создало напряженную термодинамическую обстановку, которая выразилась в проявлении анатектически-палингенного процесса и генерировании магмы саякского комплекса. Этому процессу подвергались помимо всего прочего и офиолитовые толщи Северо-Балхашского антиклинория, содержащие в своем составе медноколчеданные и колчеданные-полиметаллические (Тесиктас), а также золото-полиметаллические (Шолькызыл) проявления, что послужило дополнительным фактором особо интенсивного обогащения скарнов Саякского района медью, молибденом, золотом, кобальтом, никелем и т.д. С позиции плюм-тектоники объясняется так же источник рудного вещества, источник энергии транспортирующих агентов в сочетании с наличием благоприятной среды рудоотложения.

Литература:

Байбатша А.Б. Модели месторождений благородных металлов. Монография. - Saarbrücken, Deutschland, LAP LAMBERT Academic Publishing RU, 2016. – 605 с.

Байбатша А.Б. Модели месторождений цветных металлов. – Saarbrücken: Deutschland, LAP LAMBERT Academic Publishing, 2013. – 588 с.

Baibatsha A. Plumtectonics nature forming geological structure of Kazakhstan with large deposits and basins//William Smith Meeting. Plate Tectonics at 50. London, 2017¹. - P. 104.

Baibatsha A. Relationship of Paleozooids and Mineral Deposits of Kazakhstan with the Paleozoic Superplume. 17th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM, 29 June-5 July 2017² Albena, Bulgaria. Vol. 17, Issue 11. - PP. 479-486.

Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др. Геологическое строение Казахстана. Алматы: Академия минеральных ресурсов РК, 2000. – 396 с.

Сейтмуратова Э.Ю. Поздний палеозой Жонгаро-Балхашской складчатой области (Казахстан), Алматы, ТОО «Эверо», 2011.-279 с.

Chen X., Seitmuratova E., Wang Z. et al. SHRIMP U-Pb and Ar-Ar geochronology of major porphyry and skarn Cu deposits in the Balkhash Metallogenic Belt, Central Asia, and geological implications // Journal of Asian Earth Sciences January 2014. 79:723-740.

Pirajno. F. Ore Deposits and Mantle Plumes. ISBN: 978-0-412-81140-1. 2000. - 576 p., 2017.– 85 с.

УДК:553.98:556.314:661.7 (575.13)

ВОДОРАСТВОРЕННЫЕ ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ, КАК ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК И ФОРМА МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ

Шоймуратов Т.Х., Умаров Ш.А.

*Институт геологии и разведки
нефтяных и газовых месторождений,
(АО «ИГИРНИГМ»)
.Ташкент, Республика Узбекистан
shakhumarov@gmail.com*

Аннотация. В статье рассматриваются актуальные вопросы вертикальной зональности распределения водорастворенного органического вещества подземных вод фанерозойского комплекса пород Ферганской впадины. На основе изучения и анализа органических веществ пластовых вод поисковых площадей и месторождений исследуемой территории установлены характер распределения водорастворенных органических веществ в разрезе площадей и их изменение в зависимости от степени гидрогеологической закрытости и наличия углеводородных залежей.

Ключевые слова: *нефтегазоносность, пластовая вода, водорастворенные органические вещества (ВРОВ), флюид, углеводородное сырье (УВ-сырье), залежь, месторождение, Ферганская впадина, отложения, зональность.*

Присутствие водорастворенных органических (ВРОВ) в подземных водах седиментационных бассейнов неразрывно связано с органическими веществами (ОВ) пород. Существование ВРОВ в пластовых водах в геологической истории осадочных бассейнов происходит обычно в процессе образования, миграции углеводородов (УВ), формирования скоплений и их последующего разрушения. Таким образом, геохимические процессы в системе «вода-порода» оказываются, своего рода, прямыми показателями наличия УВ залежей. Следовательно данные состава и концентрации отдельных групп ВРОВ подземных вод (нафтеновые кислоты, фенолы, бензолы, органический углерод и др.) успешно используются в качестве прямых поисковых показателей УВ скоплений [2].

Обобщение имеющихся данных по составу и величинам ВРОВ пластовых вод нефтегазоносных бассейнов показало, что в зависимости от геологических и гидрогеологических условий в каждом регионе существуют свои градации и набор наиболее информативных показателей, которые могут быть использованы при поисках залежей нефти и газа.

В Ферганской впадине, существующие в осадочном разрезе нефтегазопроизводящие породы реализовали свой генетический потенциал, что предопределило формирование многочисленных нефтяных и газовых месторождений. Однако темпы нефтегазодобычи в этом регионе, открытие новых месторождений УВ-сырья, вовлечение в процесс добычи новых территорий и стратиграфических комплексов не удовлетворяют реальной потребности, что в определенной мере связано с существованием ряда не изученных вопросов. В частности, степени реализации нефтегазопроизводящих свойств палеозойских и мезозойских отложений; возможностей нефтегазонакопления в кайнозойских отложениях и т.д.

Фактический материал по ВРОВ Ферганской впадины, полученный в лаборатории «Нефтегазовая гидрогеология» АО «ИГИРНИГМ», дополняет и позволяет внести некоторые уточнения в представления об источниках нефти и газа в этом регионе. Мы считаем, что с учетом наличия и особенностей распространения ВРОВ в пластовых водах Ферганского региона можно охарактеризовать проявления процессов образования и миграции УВ, следовательно и установления перспективных на нефть и газ геологических объектов.

Усредненные данные содержания ВРОВ по разрезу осадочной толщи Ферганского региона приведены в таблице (использованные сокращения расшифрованы в тексте статьи).

Из этих данных видно, что пластовые воды палеозойских отложений характеризуются высоким содержанием компонентов ВРОВ, что косвенно подтверждает происходившие в этих отложениях процессы нефтегазообразования. Битуминологические данные и средние содержания ОВ в палеозойских породах региона составляют 0,2–0,3% [1]. Эти показания свидетельствуют о наличии нефтегазопроизводящих пород в палеозойских отложениях.

Таблица

Средние величины характеристик водорастворенных органических веществ подземных вод Ферганской впадины

| Возраст отложений | Характеристика ВРОВ, мг/л | | | | | | |
|-------------------------------------|---------------------------|------|-------|-------|------|------|--------|
| | Сорг | Норг | Ойод | Оперм | НК | Флет | Бензол |
| Палеозойские (Pz) | 6,60 | - | 30,3 | 7,20 | - | 0,40 | - |
| Юрские(J) | 6,43 | 0,39 | 17,1 | 4,37 | 0,5 | 0,35 | 1,32 |
| Нижнемеловые (K ₁) | 5,60 | 0,29 | 20,6 | 3,60 | - | 0,25 | 0,24 |
| K ₁ (XVIII пласт) | 5,54 | 0,34 | 12,66 | 3,25 | - | 0,20 | 0,23 |
| Верхнемеловые (K ₂) | 5,35 | 0,13 | 12,10 | 2,32 | 1,19 | 0,13 | 0,19 |
| Палеогеновые (P ₁) | 6,38 | 0,25 | 19,10 | 5,16 | 1,00 | 0,86 | 0,23 |
| P ₂ (II-III пласты) | 7,48 | 0,28 | 18,59 | 4,51 | 1,38 | 0,36 | 0,12 |
| Неогеновые (N) | 5,40 | 0,23 | 20,6 | 3,70 | 0,84 | 0,29 | 0,39 |
| N ₁ (ккс-2, Мингбулак-9) | 3,84 | - | - | - | 0,25 | 0,2 | 0,01 |

Нефтегазоперспективность палеозойских образований в Ферганском регионе, в основном, связана с Южной ступенью Ферганской впадины. В этих отложениях установлены многочисленные нефтегазопроявления, вплоть до промышленных притоков нефти на площадях Бостон (скважина №716), Алаш (скважина №11) и Ниязбек-Сев.Каракикум (скважина №81). В зоне Южно-Ферганского глубинного разлома наблюдается широкое развитие остаточных продуктов окисленной и преобразованной нефти в виде керитов и других твердых битумов. Наблюдается также наложение следов ее миграции на древние метаморфизованные кериты. По оценкам А.Х.Нугманова (2011г.) прогнозные ресурсы УВ в возможно продуктивных комплексах палеозоя Южной Ферганы составляют 140 млн.т.у.т. – геологические и 42 млн.т.у.т. – извлекаемые [4]. Следовательно, можно предположить, что возможно большая ее часть сохранилась в погруженной части разреза палеозойских отложений и при наличии благоприятных ловушек в них также могут скапливаться промышленные залежи нефти.

Подземные воды юрского водонапорного комплекса по содержанию органического углерода (Сорг) и летучих фенолов (Флет) практически идентичны с палеозойским, но отличаются от них обогащенностью бензолом, что присуще остаткам наземных растений [3].

Наблюдаемое постепенное увеличение показателя органического азота (Норг) вниз по стратиграфическому разрезу (от 0,23 мг/л в водах неогеновых отложений до 0,39 мг/л в юрских водах) можно связать с общей обогащенностью подземных вод нижних частей водонапорной системы органическими веществами (см. табл.). Указанные особенности ВРОВ юрских отложений подтверждают существующую точку зрения о преимущественно

газопроизводящих свойствах породюрского возраста и согласуются с данными о преобладании в них ОВ гумусового типа.

Для пластовых вод меловых отложений (особенно верхнемеловых отложений) средние величины большинства характеристик ВРОВ минимальны в целом по разрезу. Лишь по содержанию нафтеновых кислот (Нк) и бензола прослеживается некоторое сходство ВРОВ этих отложений с палеогеновыми, что может являться отражением процессов нефтегазообразования в меловых породах, в частности, в отложениях устричной свиты. Вместе с тем, достаточно четко прослеживается увеличение средних значений всех характеристик ВРОВ вниз по разрезу от меловой системы к юрской, что свидетельствует о возможной эпигенетичности залежей УВ в меловых отложениях исследуемой территории.

В подземных водах палеогеновых отложений установлены максимальные по разрезу средние содержания органического углерода, летучих фенолов, нафтеновых кислот и повышенные средние величины йодатной (Ойод) и перманганатовой окисляемостей (Оперм). Некоторое обеднение вод органическим азотом (Nорг) и бензолом объясняется преобладанием в палеогеновых породах сапропелевого ОВ, в котором доля нефтегенерирующих компонентов очень высока. Это подтверждается фактическим присутствием в них нефтяных залежей, в связи с этим палеогеновые отложения оцениваются как главный объект опоискования на нефть и газ в Ферганской впадине.

Подземные воды неогеновых отложений явно обеднены по сравнению с палеогеновыми и юрскими отложениями органическим углеродом, азотом и летучими фенолами. По этим характеристикам и средним величинам окисляемостей они ближе к водам меловых отложений. В подземных водах кирпично-красной свиты (Нккс-2) на месторождении Мингбулак, несмотря на большую глубину (скважина №9, инт. 5253,5-5247,0 м) и застойную гидрогеологическую обстановку, установлены относительно низкие значения ВРОВ (см. табл.). В условиях интенсивного водообмена и широкого распространения инфильтрационных вод это влияние проявляется лишь в виде тенденции возрастания характеристик ВРОВ при наличии нефтегазопроявлений. Отмеченные особенности ВРОВ неогеновых отложений можно рассматривать как доказательство вторичности залегания, обнаруженных в этих отложениях залежей УВ-сырья.

Таким образом, главной особенностью ВРОВ подземных вод Ферганской впадины является прямая зависимость содержания битуминозного углерода и летучих фенолов от нефтегазонасыщенности вод. Кроме того, установлено (в определенной степени), что нефтегазопосковым значением обладают бензол, нафтеновая кислота, перманганатная и йодатная окисляемости и другие характеристики ВРОВ.

Достигнутый уровень изученности распространения ВРОВ в подземных водах Ферганской впадины и их вертикальная зональность свидетельствуют об их существенной роли в процессах формирования и

разрушения УВ залежей. В результате изучения ОБ пластовых вод поисковых площадей и месторождений Ферганской впадины установлены характер распределения ВРОВ в разрезе площадей и его изменение в зависимости от степени гидрогеологической закрытости и наличия УВ-залежей. Выявленное увеличение содержания ОБ в подземных водах вниз по разрезу, может являться критерием наличия залежей в более погруженных частях осадочного разреза Ферганской впадины.

Результаты изучения вертикальной зональности распространения отдельных составляющих ВРОВ в Ферганской впадине согласуются с положениями теории органического происхождения нефти и газа. Они же служат основанием считать отнесения палеозойские, юрские и особенно палеогеновые отложения главными нефтегазопроизводящими толщами в осадочных образованиях Ферганской впадины.

Литература

1. Акрамходжаев А.М., Киршин А.В., Кушниров М.И. Типизации РОВ нефтегазоматеринских пород Узбекистана и пути раздельной оценки количество эмигрировавших из них жидких и газообразных углеводородов. // Узб. геол. журнал. Ташкент. 1978. №2.
2. Карцев А.А., Вагин С.Б., Шугрин В.П. Нефтегазовая гидрогеология. // М.: Недра. 1992. С.30.
3. Каримов А.К. Битуминологические предпосылки нефтетазообразования и нефтегазоносности осадочных отложений Узбекистана. // Ташкент. Фан. 1974.
4. Шоймуратов Т.Х. Некоторые особенности геолого-гидрогеологических условий при прогнозе нефтегазоносности палеозойских отложений Узбекистана. // Геология и минеральные ресурсы. Ташкент. 2013. №4. С. 44-48.

УДК 553.981.041 : 550.832

ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОНЫ ГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БЕРДАХСКОГО ВАЛА СЕВЕРО-УСТЮРТСКОЙ ВПАДИНЫ

Юлдашева М.Г.

*АО «Институт геологии и разведки
нефтяных и газовых месторождений»,
Ташкент, Узбекистан
yuldasheva@ing.uz*

Аннотация. В статье представлены результаты комплексного анализа данных сейсморазведки и глубокого бурения по выделению зоны газонакопления в глубоководных

нижнеюрских отложениях в восточной части Северо-Устьюртской впадины.

Ключевые слова: *структура, сейсморазведка МОГТ, месторождение, залежь, юра, газ, конденсат, перспективы.*

Введение. Поиски и разведка зон развития локальных объектов в пределах нижнеюрского продуктивного комплекса является на сегодняшний день весьма актуальным для наращивания прироста запасов углеводородного сырья в пределах Северо-Устьюртской впадины, что подтверждается открытием за последние годы ряда месторождений углеводородного сырья. Также, при проведении поисковых работ на верхне-среднеюрские отложения, попутно были получены признаки нефтегазоносности в интервалах залегания нижней юры, в виде слабых притоков газа, газопроявлений в процессе бурения.

Нижнеюрские отложения с размывом и угловым несогласием залегают на отложениях различного возраста, заполняя резко расчлененный рельеф доюрской поверхности, что привело к образованию толщ различных по мощности и литологическому составу. Площадная и вертикальная неравномерность нижнеюрских отложений в пределах Северо-Устьюртской впадины объясняется тем, что в начале юрского времени при общем погружении территории произошло поднятие блоков фундамента в районах Центрального Устьюрта и др. Гранитные массивы и вулканогенно-осадочные покровы разрушались с образованием слоев песчаников, прилегающим к выступам доюрского рельефа и ряда последовательно выклинивающихся горизонтов. По результатам глубокого бурения наибольшая мощность нижнеюрских отложений на Бердахском валу составляет более 1700 м.

В связи с этим, по данным проведенной сейсморазведки МОГТ-3Д в пределах Бердахского вала были выявлены и введены в глубокое бурение структуры в интервалах глубин от 3100 до 4500 м, часть из которых располагается под существующими месторождениями в вышезалегающих верхне- и среднеюрских отложениях. В результате проведения поисковых работ из нижнеюрских песчаных пластов были получены промышленные притоки газа с конденсатом на площадях Куйи Сургиль, Арслан, Инам.

Методика и объект исследования. Для данного исследования был использован комплексный анализ и систематизация материалов геофизических работ, глубокого бурения и лабораторных исследований кернового материала, обобщение данных, освещенных в фондовых и опубликованных работах.

Объектом исследования являются нижнеюрские отложения, представленные терригенными континентальными, преимущественно песчаными разномасштабными породами и тонкослоистыми аргиллитами с обуглившимися растительными фрагментарными остатками и линзовидными прослоями углей.

Обсуждение результатов. По геофизическим данным в восточной части Северо-Устюртской впадины по юрским и меловым отложениям выделен Бердахский вал, являющийся инверсионной структурой. Здесь, по глубокопогруженным доюрским образованиям здесь наблюдается глубокий прогиб с погружением кровли палеозойских отложений в северо-западной части до 9 км (рис. 1), который был выделен как палеорифт (Чекалин С.Н., 1990 г.).

В восточной части Бердахского вала выделена зона развития локальных объектов, которые представляют собой структурные и неструктурные ловушки, связанные с выклиниванием, фациальным замещением пород, конусов выносов древних палеорусел и т.д.

В структурном плане нефтегазоперспективная зона представляет собой протяженную линейно вытянутое валоподобное поднятие северо-западного простирания (рис. 1). Наибольшие отметки глубин залегания кровли нижнеюрских отложений зафиксированы в юго-западной части на площади Куйи Шаркий Бердах, где их значения составляют минус 3005 м. С юго-запада на северо-восток наблюдается региональное погружение отражающего горизонта, приуроченного к кровле нижней юры, достигая отметки минус 3164 м на площади Орзу. Почти все структуры развиты вдоль регионального разлома, контролирующего в целом Бердахский вал, и который затухает в отложениях средней юры.

Зона состоит из семи структурных ловушек, отделенных друг от друга небольшими седловинами. Общая протяженность составляет 50 км, ширина колеблется от 8 до 10 км. Скопления газа и конденсата приурочены к пластам разнородных песчаников, где выделяются до 5 продуктивных горизонтов, которые залегают на глубинах минус 3140÷4100 м. Основные типы залежей пластово-сводовые, частично с литологическими экранами (замещение и выклинивание коллекторов непроницаемыми слоями).

В юго-восточной части находится структура Куйи Шаркий Бердах, где нижнеюрские отложения вскрыты на глубине минус 3005 м, представляющая собой антиклинальную складку размерами 4,5x2,5 км, амплитудой около 80 м. В процессе бурения первой поисковой скважины в нижнеюрских отложениях получены повышенные значения газопоказаний 5,67-9%. Далее на север, наблюдается террасовидная площадка, в пределах которой пробурена поисковая скважина Кызылшалы-1, где вскрыта наибольшая мощность нижнеюрских отложений (около 1700 м). В разрезе данной скважины были выделены до 20 песчаных пластов с различными фильтрационно-емкостными свойствами и насыщения и отмечены повышенные газопоказания от 2 до 20 %. Коллектора представлены средне- и крупнозернистыми песчаниками, нередко переходящими в гравелиты, покрывки – алевролитами и плотными черными битуминозными, обогащенными углефицированным растительным детритом, практически непроницаемыми аргиллитами, которые возможно могут являться породами с нефтегазопроизводящими свойствами, учитывая достаточно большую мощность отложений нижней юры.

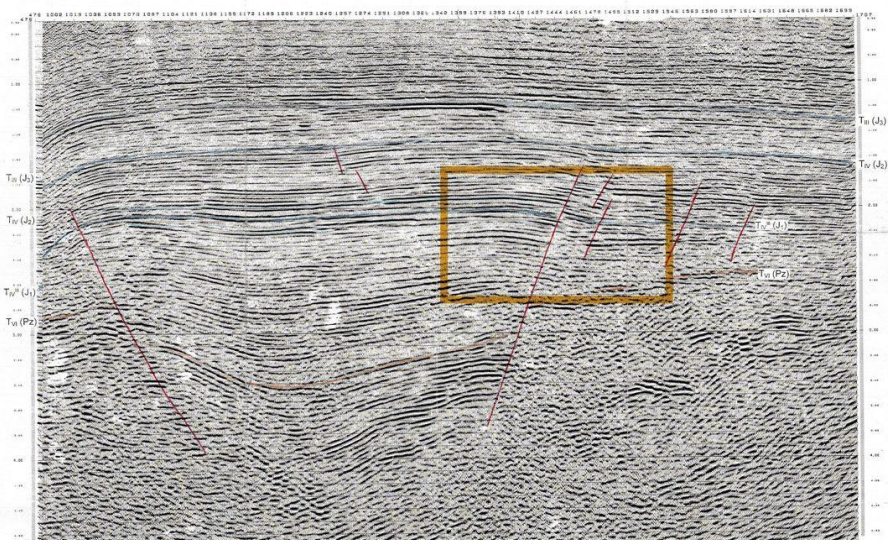


Рис. 1. Фрагмент временного разреза (коричневым цветом разрез Бердахской зоны газонакопления).

В центральной части выделенной зоны локализуются две структуры Куيي Шимолий Бердах и Дарья, на которых проводились поисковые работ, но залежи углеводородов промышленных категорий пока не обнаружены.

Структура Куيي Шимолий Бердах представляет собой антиклинальную складку субширотного простирания на глубине минус 3140 м и амплитудой 90 м, с размерами 8 x4 км. На периклинальных частях структуры были пробурены две поисковые скважины, при бурении которых в разрезе нижнеюрских отложений были выделены более 10 пластов различной мощности от 1,6 до 52 м возможно продуктивных с насыщением 51-79% (рис. 3). По данным лабораторных исследований шлама и керна пласты-коллекторы сложены светло-серыми песчаниками крупно- и среднезернистыми, слабосцементированными, полевошпатовыми, пористыми, местами гравелитистыми. Начиная с глубины 3350-3500 м, отмечается преобладание песчано-гравелитовых пород с хорошими фильтрационно-емкостными свойствами с коэффициентами открытой пористости 0,10-0,12, имелись пласты, представленные конгломератами с включениями хорошо окатанных обломков алевро-аргиллитов и алевролитов. Повышенные суммарные газопоказания были отмечены на глубинах 3700-3800 м от 1,62 до 18,62%.

Одной из возможных геологических причин неполучения промышленных притоков газа на данной площади явилось заложение

поисковых скважин не в оптимальных условиях. Сводовая, возможно, продуктивная, часть, структуры находится между пробуренными скважинами, которые оказались в пределах террасовидного уступа и далекой периклинали структуры, гипсометрически ниже сводовой части на 70-90 м.

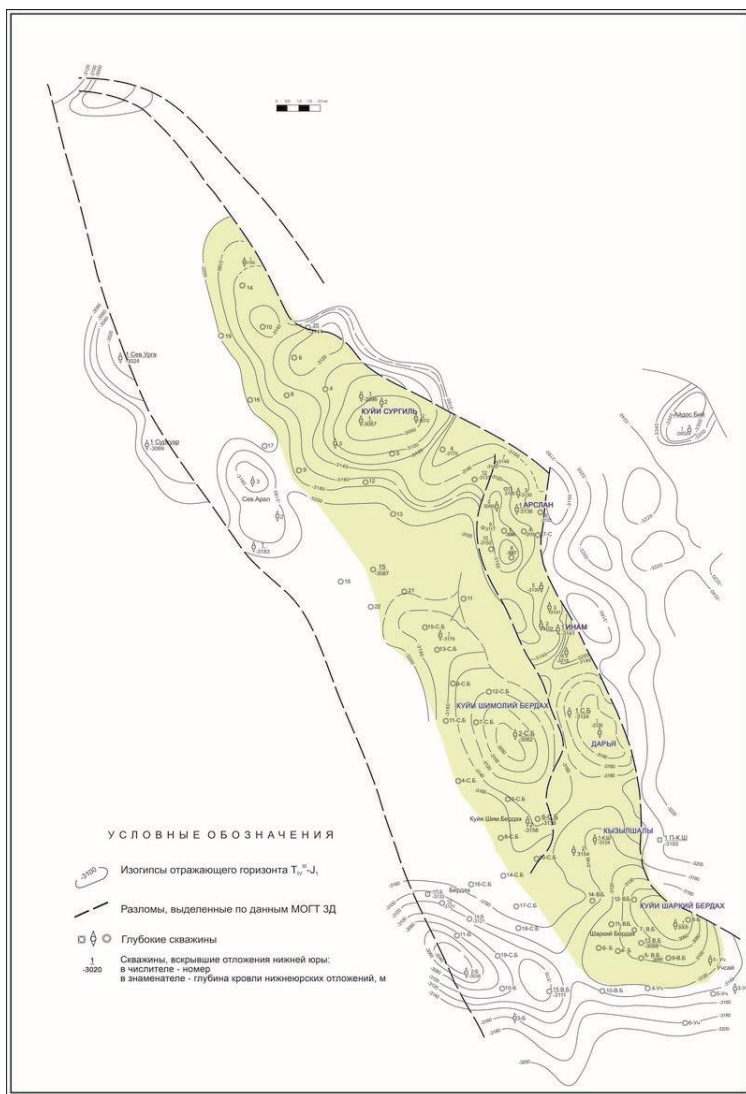


Рис. 2. Структурная карта группы месторождений и площадей Бердахской зоны.

К востоку, находится структура Дарья, также представляющая собой антиклинальную складку 5 x 3 км, оконтуренная изогипсой минус 3180 м, амплитудой более 50 м. Здесь пробурена поисковая скважина, в разрезе которой нижнеюрские отложения представлены песчаными пластами, сложенными разнозернистыми гравийными песчаниками, местами переходящие в гравелиты, из которых получены газопоказания, достигающие значений 8%.

В северном направлении расположены три структуры Инам, Арслан и Куий Сургиль с доказанной промышленной продуктивностью отложений нижней юры, которые вскрыты в интервале глубин минус 3050-4200 м. Максимальное количество залежей до пяти выявлено на месторождении Арслан.

Месторождения Арслан и Инам находятся на склоновой части Бердахского вала, тектонически экранированы с востока и запада, отметки кровли нижней юры здесь колеблются от минус 3060 до минус 3200 м. Близость тектонических нарушений сыграла для данного участка положительную роль. В-первых, образована зона улучшенных коллекторских свойств песчано-алевролитовых осадков ввиду наличия трещиноватости, о чем свидетельствует наличие хороших параметров проницаемости при общей низкой пористости пород (8-9%). Во-вторых, разломы выполняют роль проводников для миграции углеводородов из погруженной части грабена в приподнятые участки (рис.1, 2).

Куий Сургиль является самой северной структурой в выделенной зоне газонакопления, по кровле нижнеюрских отложений представляет собой крупную трехкупольную антиклиналь, тектонически экранированную с северо-востока. При проведении поисковых работ промышленные притоки газа и конденсата получены лишь в центральном куполе, где отметки нижней юры варьируют от минус 3050 м до 3100 м.

Газы месторождений нижнеюрских отложений Бердахского вала относятся к категории сухих, бессероводородных, низкоазотных, низкоуглекислых. Конденсаты легкие, низкосернистые, метано-нафтенного типа. Однако на глубине минус 4900 м в восточной части вала, на месторождении Кызылшалы газы становятся более жирными и обогащены тяжелыми углеводородами C_{2+} высшие (12,1%), а на месторождении Инам на глубине 3370 м отобран тяжелый низкосернистый конденсат, что свидетельствует о возможности обнаружения в бортовых частях углеводородов нефтяного ряда.

Заключение. Результаты поисково-разведочных работ на площадях Куйи Сургиль, Арслан, Инам, Кызылшалы, Куйи Шаркий Бердах доказали продуктивность нижнеюрского комплекса пород и обоснованность выделения зоны газонакопления Бердахского вала. Поисковое бурение, проведенное на площадях Куйи Шимолий Бердах, Дарья с учетом полученных газопоказаний и слабых притоков газа частично это подтверждает. Учитывая, что последние структуры находятся в единой целостной системе, в которой образующие элементы структурно и генетически связаны друг с другом, имеют общее строение, условия нефтегазонакопления, историю геологического развития, т.е. закономерности формирования и развития, необходимо продолжать поисковые работы на площадях Куйи Шимолий Бердах и Дарья с целью открытия залежей углеводородного сырья. Успешное проведение геолого-поисковых работ позволит осуществить прирост запасов углеводородного сырья на значительной территории.

Литература

1. Абдуллаев Г.С., Хегай Д.Р., Юлдашева М.Г. и др. Нижнеюрские отложения – самостоятельный нефтегазоперспективный комплекс Бердахского вала. // Актуальные вопросы развития нефтегазовой отрасли Республики Узбекистан: Республиканская научно-практическая конференция. – Ташкент, 2015. – с. 12-14.
2. Абдуллаев Г.С., Юлдашева М.Г. Литолого-стратиграфические и геохимические особенности нижнеюрского нефтегазоносного комплекса Устюртского региона. // Инновацион технологиялар журналы. – Карши, 2019. – №4. – С. 9-14.
3. Бакиров А.А., Бакиров Э.А., Мелик-Пашаев В.С. и др. Теоретические основы и методы поисков и разведки скоплений нефти и газа. М., Высшая школа. 1987., С. 116-132.
4. Мухутдинов Н.У., Юлдашева М.Г., Акрамова Н.М., Ахмеджанова Л.С. Оценка перспектив нефтегазоносности нижнеюрских отложений центральной части Устюртского региона по геолого-геохимическим данным. Нефтегазовая геология. Теория и практика. – Санкт-Петербург, 2019. – Т.14. - № 1. - http://www.ngtp.ru/rub/2019/8_2019.html.
5. Тухтаев К.М., Абдуллаев Г.С., Сафаров З.Х. и др. Перспективы нефтегазоносности нижнеюрского нефтегазоперспективного комплекса Бердахского вала. // Узбекский журнал нефти и газа – Ташкент, 2017 - № 1. - С.16-19.
6. Юлдашева М.Г., Кароматов Р.Р. Поиски залежей углеводородов в глубокопогруженных горизонтах Устюртского региона (Северный Узбекистан). // Международная научно-практическая конференция «О новой парадигме развития нефтегазовой геологии». - Казань. – 2020. – 2-3 сентября. - С.551-553.
7. Yuldasheva M.G. Dependence of structure of Lower Jurassic sediments of the North Ustyurt depression // International Journal of Geology, Earth & Environmental Sciences. Online International Journal Available at <http://www.cibtech.org/jgee.html>. 2019 Vol. 9 (3) September-December. – P. 31-34.

PALEOHYDROGEOLOGICAL HISTORY OF THE TIEN SHAN AND ADJACENT REGIONS OF CENTRAL ASIA

Lagutin Evgeniy Ivanovich

«Institut vodnih problem i ekologii» Respubliki Kazahstan

080003_RK_g. Taraz_pr.Jambila_9_a_of.25;

Email_ eliktz4065@mail.ru

Tel._ +77262541217; +77059124909.

Annotation. Despite the fact that the stratigraphy, tectonics, magmatism, paleogeography and regional hydrogeological patterns of the Tien Shan territory and adjacent regions of Central Asia have been studied relatively fully coverage of the issues of groundwater formation and paleohydrogeology meets great difficulties. They arise from a lack or complete lack of data on the basis of which it would be possible to judge the composition of the waters of ancient marine basins, features of diagenesis and epigenesis of underground waters, forms of their migration, chemical components contained in them in past geological periods, etc. Therefore, the description given below is in the nature of some preliminary generalizations, based mainly on the history of the geological development of the country, but almost without affecting the issues of paleohydrochemistry of underground waters. However, the description refers mainly to the late stages of paleohydrogeology, starting from the Cimmerian, while the earlier ones-Hercynian, Caledonian and pre-Caledonian-are excluded from detailed consideration, since by the Mesozoic they have largely lost their paleohydrogeological significance. Their traces in the modern hydrogeological environment are practically not detected. An exception is the epicaledon depressions, which may contain relics of hydrogeological basins at the end of the Hercynian stage.

Keyword. The main stages of geological, paleogeographic and paleohydrogeological development of the Tien Shan, structural and tectonic separation of the Northern, Middle and southern parts of the Tien Shan. Special significance of the Alpine orogeny and its litane modern gidrogeologicheskikh conditions.

Article type. Conceptual scientific article.

Introduction. The modern hydrogeological conditions of the Tien Shan mountain system and adjacent systems of a similar type were a natural consequence of the entire geological history of the development of the region, but the Alpine stage, especially the latest, orogenic, is of primary importance for understanding and

assessing these conditions. This is the fundamental difference between the factors of formation of groundwater and, in general, the hydrogeological conditions of mountain-fold, or more precisely, mountain-fold-block regions of Central Asia and many other mountainous regions from platform regions, in particular the European part of the Russian Federation. On the contrary, the ancient stages of their paleohydrogeological development are of primary importance for understanding the modern hydrogeological conditions of platforms and shields, while the alpine stage does not play a significant role in this respect.

Objects and research methods. As a result of the long development of the Tien Shan in the Paleozoic, the Northern Caledonides, the Sredinny Caledonides and Hercynides and the Southern Tien Shan Hercynides, separated by deep faults, were formed. The Northern Tien Shan is separated from the Sredinny by faults, which are called "The most important structural line of the Tien Shan (V. A. Nikolaev line)", Sredinny Tien Shan is bounded from the south by the Chatkal-Naryn fault system (Fig. 1).

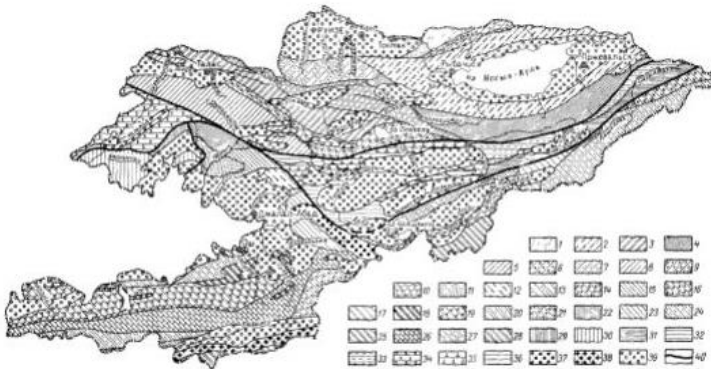


Figure: 1. Scheme of tectonic zoning of the Kyrgyz part of the Tien Shan Orogen (according to V. I. Knauf, V. G. Korolev and G. S. Porshnyakov [7,8])

Caledonians of the Northern Tien Shan. Middle massifs: 1 - Zailiysky, 2 - Issyk-Kul. Fold zones - Early Caledonian: 3 - Makbal, 4 - Burkhanskaya; Middle Caledonian: 5 - Karatau-Talasskaya; Upper Caledonian: 6 - Susamyr, 7 - Central Kirghiz, 8 - Karabaltinskaya, 9 - Chonkeminskaya, 10 - Dzhergalanskaya.

Hercynides of the Southern Tien Shan. Fergana-Kokshaal fold area.
Fold zones - early Hercynian: 11 - Mailisu, 12 - Urumbash, 13 - Atbashin, 14 - Inylchek; Middle Hercynian: 15 - Aksai, 16 - Baubashatinskaya, 17 - Dzhangdzhirskaya, 18 - Aravanskan, 19 - High Alai foothills, 20 - Zeravshanskaya, 21 - East Alai; Late Hertsinskaya 22 - Turdukskaya, 23 - Yassinskaya, 24 - Kokshaalskaya, 25 - Maydantagskaya, 26 - Surmetashskaya, 27 - Karachatyrskaya, 28 - North Pamirskaya.

Chatkal-Kuramga fold area. Middle Hercynian fold zones: 29 - Padshaatinskaya; late Hercynian: 30 - Kassansai.

Caledonides and Hercynides of the Middle Tien Shan. Caledonians: 31 - Sarydzhas mid-massif; Late Caledonian: 32 - Takhtalyk fold zone; 33 - Dzhetymtauskaya fold zone. Hercynian folded zones, Middle Hercynian: 34 - Chatkal, 35 - Kavak; late Hercynian: 36 - Jamandavan.

Mesozoic and Cenozoic structural elements. 37 - Suyak fault-line trough with a significant manifestation of Cimmerian folding, 38 - Trans-Alai fault-line trough with a significant manifestation of Alpine folding; 39 - intermontane depressions - alpine; 40 — main deep faults.

The main result of the long geological development of the Tien Shan was the presence of intensely disturbed fractured pre-Mesozoic formations on the area of the folded regions of the Northern, Middle and Southern Tien Shan. The superposition of the orogenic process on the Paleozoic folded areas of the Tien Shan determined the predominant development in the modern era on the area of the Northern Tien Shan of the Caledonian intrusions, and in the Middle and South - sedimentary rocks, mainly of the Middle and Upper Paleozoic. In the formed alpine structures, the Mesozoic-Cenozoic sediments experienced mainly folded deformations, often complicated by ruptured faults [5,6,7,8,10].

After the end of the Paleozoic folding, the geosynclinal tectonic regime of the Tien Shan was replaced by the platform one. Since the beginning of the Mesozoic, its territory has been part of the vast Ural-Siberian epigercyn platform [27]. The absence or very limited distribution of sediments of the late Paleozoic and early Mesozoic times indicates a weak tectonic differentiation of the relief, the most dramatic manifestation of which occurred in the southeastern part of the territory now occupied by the Fergana Range (Suyak Trough). It is believed that this is one of the traces of the manifestation of the Cimmerian folding in the Kyrgyz Tien Shan, the structures of which were included in the general base. Subsequently, sediments of the platform type formed on them, and even later (from the Oligocene) an orogenic process manifested itself. Throughout the Cretaceous and almost the entire Paleogene, weakly differentiated movements took place, as a result of which gentle troughs and uplifts were formed. In the Fergana Depression, they were superimposed on the general wave of subsidence. As a result, marine deposits of the Upper Cretaceous and Paleogene were widely developed here. In the Northern Tien Shan, the marine sediments of the Mesozoic and Cenozoic are unknown, moreover, there are practically no deposits of the Cretaceous system, which indicates the relative elevation of the indicated region in comparison with the Fergana.

The Orogenic stage begins in the Tien Shan from the Oligocene and continues to the present day. Against the background of the general uplift of the region, which caused the regression of the Paleogene Sea, there is a sharp differentiation of the total peneplanized surface into areas of subsidence and uplift - the foundations of neotectonic structures of uplifts and depressions are laid. Moreover, the study of the sections of the Oligocene-Pliocene, Pliocene and Quaternary period indicates an

acceleration of the rate of uplifts in time. Frequent cases of the consonant occurrence of red-colored sediments on the Jurassic formations indicate the inherited nature of the development of individual depressions or their parts (Fergana, Chatyrkol, the eastern part of Issyk-Kul and Minkush-Kokomerren) from the Jurassic and even Upper Paleozoic times. Intensive growth of uplifts led to uncompensated sedimentation in the Miocene and Pliocene, as a result of which the sedimentation area expanded, which covered parts of the slopes of the uplifts.

The vigorous general uplift of the Tien Shan territory in the Pliocene-Lower Quaternary time led to a sharp reduction in the areas of subsidence, in which the accumulation of mainly coarse-detrital deposits of the Quaternary took place. The formed depressions and mountain ridges are often articulated along marginal faults. Structurally, the former are most often asymmetric large synclines, the steep wing of which either has a flexural structure or is cut off by a fault. Some of them are grabens. Mountain ranges are of various types of horsts, geosynclines or monoclines. The main structures of the depressions are usually complicated by folds of smaller orders and are the result of postsedimentation folding, apparently caused by the growth of uplifts.

In the hydrogeological history of the Precambrian and Paleozoic, an important role was played by regional deep faults separating the structural-facies zones. They also had paleogeographic significance and therefore significantly influenced the formation and distribution of groundwater. (See Figure 2-A-H). Apparently, high-thermal groundwater with a chemical composition specific to these conditions could circulate to great depths directly along them and the systems of cracks associated with them [29]. With the completion of the Hercynian folding, the indicated faults lost their paleogeographic significance. In contrast, the Talas-Fergana fault-shift, shown on paleohydrogeological diagrams (See Fig. No. 2-I-K), played an important role in the Mesozoic-Cenozoic history of the development of the Tien Shan, especially from the Jurassic time.

A general idea of the features of the paleohydrogeological development of the Tien Shan is given by the schemes in Fig. No. 2-A-K and tab. 1.

The landscapes of the Jurassic troughs are very peculiar. Basically, these were vast alluvial plains with deep, slow-flowing and overflowing rivers, numerous, but small lakes and huge swampy areas. The widespread development of forests growing in the conditions of the tropics and subtropics (coniferous and ginkgo forests of Fergana, etc.) was also characteristic. A restorative environment prevailed in reservoirs and swamps. It was a period of coal accumulation, which gave a number of deposits of brown and bituminous coals (Sulukta, Kyzyl-Kiya, Kok-Yangak, Tash-Kumyr, Jergalan, etc.). The thickness of the Jurassic deposits, represented by alluvial sands, gravels and clays, is small (300-500 m). Only in the Suek trough (a one-sided graben along the Talas-Fergana fault, in its southwestern flank) did it reach 3000-4000 m. uplift of the Fergana ridge. In its place, a unique slope hydrogeological basin was formed in the Tien Shan [6,12,14,20].

In general, the Mesozoic is characterized by a relatively calm tectonic regime and a somewhat greater uniformity of the paleogeographic setting compared to the

Hercynian stage. The structural plan was different from the Hercynian one, but it also had some features of inheritance. The humid climate of the Triassic and Jurassic gave way to arid climate in the Cretaceous, a relatively calm denudation-flat relief was formed and the Fergana and Issyk-Kul depressions separated, the development of which continued in the Jurassic. Depressions and depressions to a certain extent inherited the Late Hercynian structural plan, and their distribution and uplifts in the most general form already resembled the modern orography of the Tien Shan.

In the Cretaceous period, two areas were identified - northeastern and southwestern, separated by the Talas-Fergana fault, which up to the Oligocene differed from each other in tectonic regime and paleogeographic setting. In the northeast there was a vast, gently hilly, uplifted denudation plain. There was almost no sedimentation here. Prevailing were groundwaters of the weathering crust, as well as groundwaters of aquifers and horizons in hard fractured Paleozoic and pre-Paleozoic rocks. Weak dissection of the relief in an already arid climate (as indicated by the presence of thin Cretaceous eluvial-deluvial red-colored carbonate clays) caused unfavorable (semi-stagnant and stagnant) conditions of the internal underground outflow. In this regard, groundwater apparently had a variegated, mainly increased and high mineralization and variegated chemical composition, possibly with a predominance of sulfate-chloride and chloride calcium-magnesium and sodium types. Only along the periphery of the northeastern part of the Tien Shan, from the beginning of the Cretaceous, the Chu-Sarysu trough appeared, filled with continental terrigenous and terrigenous-carbonate sediments. This was the beginning of the formation of the geohydrodynamic system of the same name [1,14].

In the Fergana hydrogeological region, continuous slow subsidence took place during the Cretaceous. Relatively low thick continental and lagoon-marine sediments accumulated in the trough: along the periphery of the lagoon, deltaic red sands and clays, and in the inner part, coastal-marine and marine carbonate-terrigenous and carbonate sediments, as well as lagoon variegated clayey and dolomite-clayey silts with gypsum. Here sedimentary groundwaters of increased and high mineralization were formed [2,22,25]. The exceptions in the Cretaceous period were the uplifts of the Fergana ridge and individual peninsulas and islands, in particular the Alai-Turkestan. The process of formation of mainly fractured-ground and fractured-karst (in limestones) waters of atmospheric origin continued in them [2,14].

Thus, in the Mesozoic, the main most common features of orography and geomorphology were outlined, which together determined the modern distribution and structure of hydrogeological basins in the Tien Shan [27,28,29,32,33].

In the Cenozoic, there is a further development and complication of the structural and lithological plan, which was determined in the Mesozoic. In the Paleogene it remained about the same as in the Cretaceous period. In the Fergana part of the Tien Shan hydrogeological region, the sea continued to exist. It deeply went into the Fergana trough in the form of a bay, where thin (250-350 m) thinly reclaimed clayey carbonate silts were deposited, which later transformed into a mature Paleogene aquifer of the Fergana hydrogeological basin [3,6,26,28].

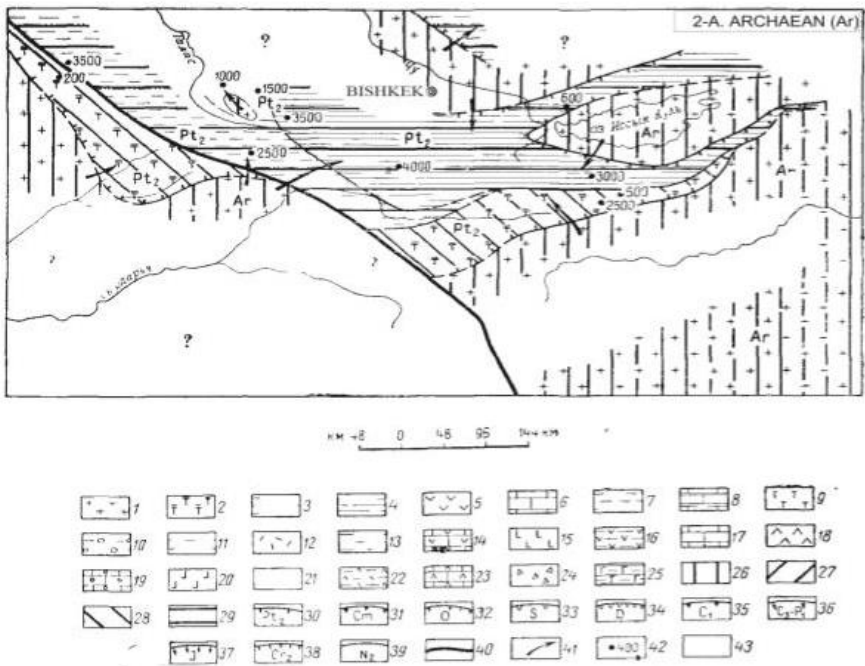


Fig. 2 (A-J). Paleohydrogeological schemes of the Tien Shan and adjacent regions (according to E. I. Lagutin [9,14,16])

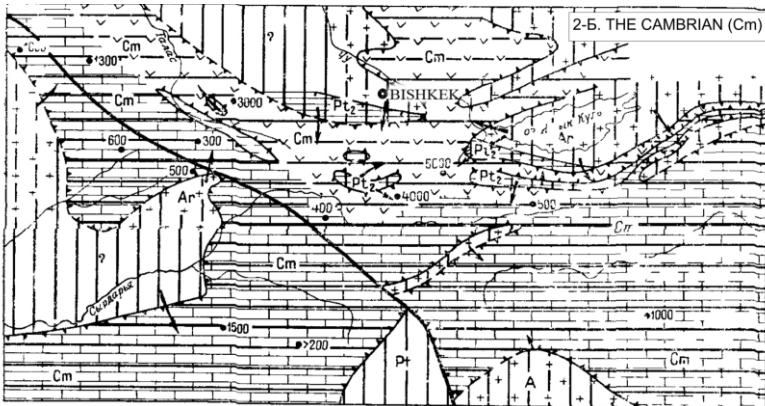
Distribution of underground water in the first water-bearing complex from the surface: **A. - Archaea** (1 — weathering crust of gneiss and crystalline shales), Middle Proterozoic (2-continental terrigenous deposits. 3 — flysch Sands and sandy clays, 4 - marine carbonate and clay NLS); **B. - Cambrian** (5 — lavas and volcanic tuffs, siliceous and sandy sediments, b —carbonate and siliceous-clay-limestone strata, sometimes with subordinate lavas); **C. - Ordovician** (7 — conglomerates, fishing lines, sandy-clay n carbonate-shale NLS, rhythmically alternating, 8 — marine dolomite and calcite silts); **D. - Silurian** (9 — terrestrial terrigenous formations — red — colored and variegated conglomerates, Sands, sandy clays, 10-coastal — marine and flysch Sands, conglomerates, sandy clays, 11-marine carbonate - clay and carbonate-sand — clay silts, sometimes with lavas and volcanic tuffs); **E. - Devonian** (12 - continental red - colored Sands and conglomerates, sometimes acid effusions and volcanic tuffs, 13-coastal-marine and continental sand-clay silts. 14-marine carbonate and carbonate-sand-clay and sand-clay silts, geosynclinal volcanic tuffs and main lavas); **F.-The end of the lower Carboniferous** (15-continental red-colored sand, sand-clay and clay-carbonate sediments and terrigenous-effusive formations, 16-limestone, sand and clay silts. lavas and volcanic tuffs. 17-marine carbonate, clay-carbonate and sand-clay rhythmically layered silts); **G. - Upper**

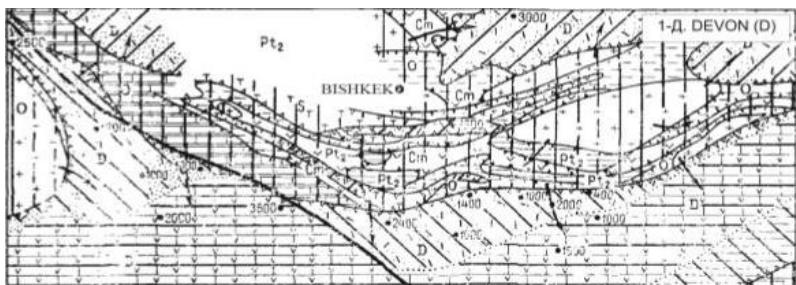
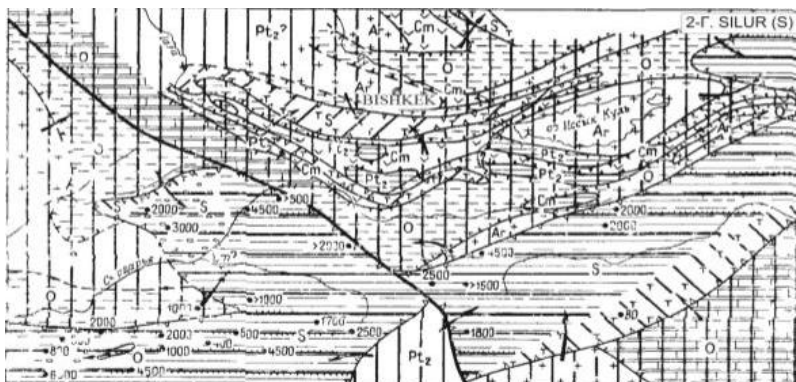
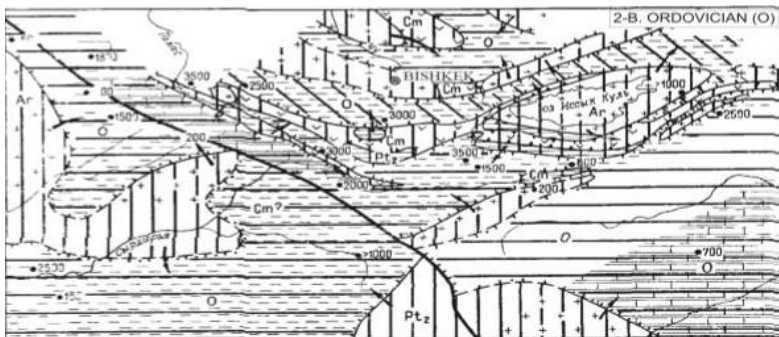
Carboniferous and early Permian (18-continental sand, sometimes coal-bearing sediments, lavas, volcanic tuffs, 19-sea Sands, sandy-clay and carbonate silts); **J. - Jurassic** [20 — continental facies of alluvial plains); **I. - Upper Cretaceous** [21 - alluvial red-colored Sands and sandy - clay silts, 22-coastal-sea Sands and carbonate silts. 23-marine carbonate and carbonate-clay silts); **J.- Upper Neogene** (24-continental Sands and conglomerates. 25-continental sandy clays, clay-carbonate silts, sometimes with salts and gypsum).

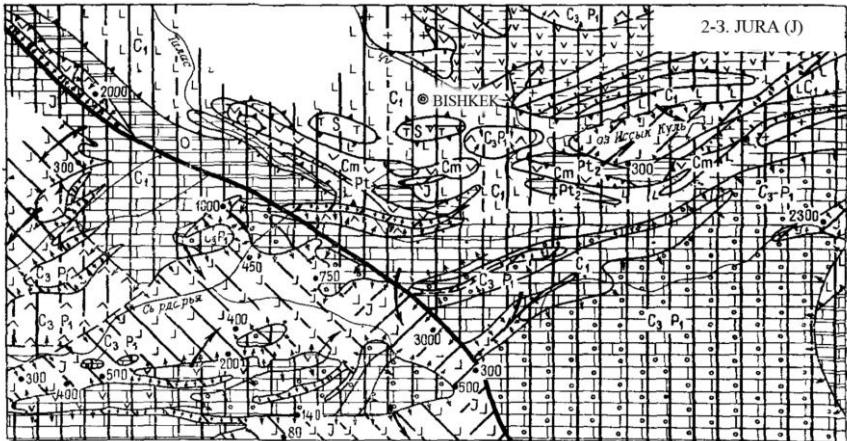
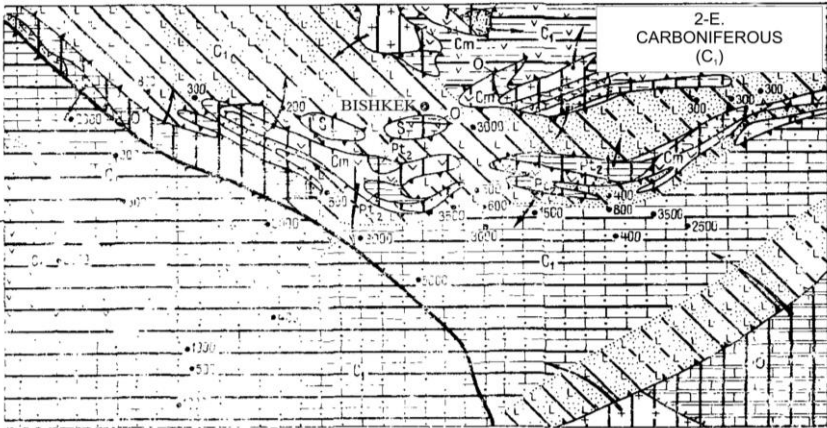
Geomorphological and hydrochemical conditions of formation underdark waters (the diagrams shows a large hatch on top of the legend the spread of groundwater): a 26 - region erosion of uplifts and the formation of fresh infiltration water in the crust of weathering in conditions of intensive water exchange; 27 — the inland region of closed depressions with groundwater and discharge of fresh and saline waters formed in conditions of poor water exchange; 28-transitional and saline (lagoon) areas with fresh and variegated mineralized waters formed under various hydrodynamic conditions; 29-areas of geosynclinal deflections and accumulation of sedimentary marine waters.

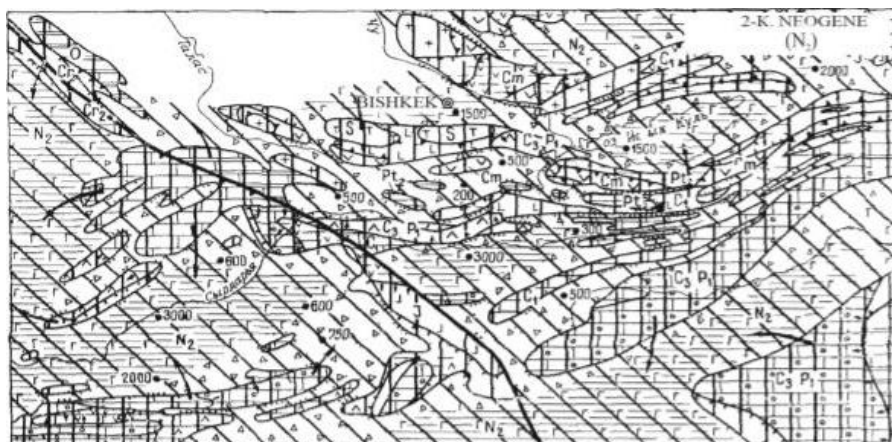
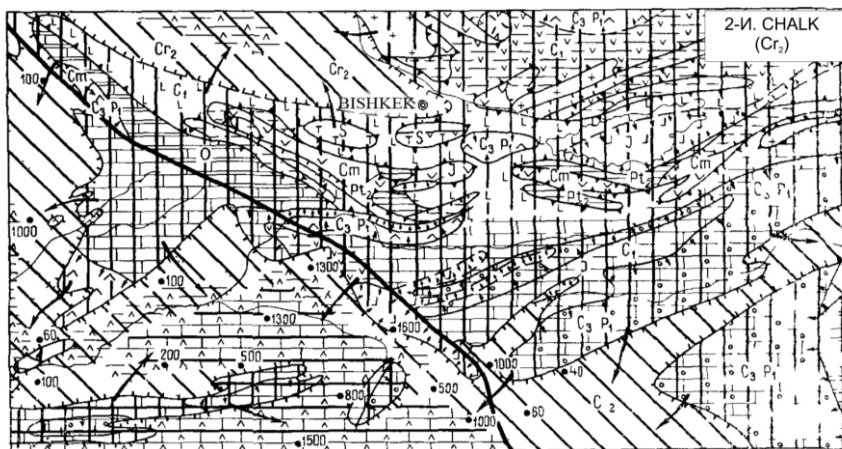
The boundaries of the sediment distribution (the strokes are fused in the direction of the sediment distribution, the assumed boundaries are dotted): 30-middle Riphean (**Pt**); 30 - Cambrian (**Cm**); 32-Ordovician (**O**); 33-Silurian (**S**); 33-Devonian (**D**); 35-the end of the lower Carboniferous (**C₁**); 36-upper Carboniferous and the beginning of the Permian (**C₂—P₁**); 37 —Jurassic (**J**); 38—upper Cretaceous (**Cr₂**); 39 —upper Neogene (**N₂**).

Other signs: 40-Talas-Ferghana fault-shift; 41 - direction of movement of underground waters; 42-amplitudes of the earth's crust deflection, compensated by the corresponding precipitation capacity; 43-distribution boundaries of the main facies-lithological differences within the aquifer complex.









The northeastern part of the Tien Shan developed differently (behind the Talas-Fergana fault), where a weathering crust was formed in the Paleogene, the destruction products of which were deposited in the depressions, forming a Kyrgyz red-colored sediment complex (Pg3-N1) of small thickness. These sediments in many depressions lie directly on the lower structural-hydrogeological level (Paleozoic and Precambrian), forming the bottom of the middle structural-hydrogeological level of groundwater in hydrogeological basins [14].

In the Oligocene, the sea finally left Fergana and since that time, significant differences in the paleogeography of these two parts of the Tien Shan disappeared, which appeared as a single tectonic structure, where the separation of numerous hydrogeological basins began.

In the Neogene, especially in the Pliocene and the beginning of the Quaternary, differentiated neotectonic movements, which were of a folded-block nature, reach very high intensity. There are processes of vigorous growth of ridges and no less vigorous bending of depressions. At the foot of the ridges, molasses of the Tien Shan Orogenic complex (for the northeast) and the Bactrian series of sediments (for the southwest of the Tien Shan) are formed. These are, on the one hand, thick (up to 3000-4000 m) strata of continental, mostly coarse-detrital, facies characteristic of the conditions of proluvial, alluvial-proluvial and fluvioglacial sedimentation, and on the other hand, clayey and sandy-clayey saline and gypsum sediments with subordinate sandstones and conglomerates, formed in the conditions of closed drainless basins that existed in the inner parts of intermontane depressions [30]. According to V.N.Shcherbina (1958), in such reservoirs, especially rich in sulfates, there was a massive precipitation of glauberite, which apparently led to the formation of a number of salt deposits in Kyrgyzstan at the sites of lakes that existed in the Neogene. Saline deposits have determined the exclusive predominance of sulfates (less often chlorides) in associated groundwaters [14,18,20]. The direction of the processes of formation of groundwater in the outer (mountain) parts of hydrogeological basins in the Neogene and the beginning of the Quaternary period was different. It was determined by the increasing role of drainage relief elements in time. The Paleozoic rocks were more and more washed out and the associated fractured groundwaters in chemical composition and mineralization were obviously close to the groundwaters of modern hydrogeological conditions [9-12,13-21,34-36].

The Quaternary period was marked by a further differentiation of the "newest" structural forms and relief, which was reflected in the formation of the upper structural-hydrogeological level of groundwater in modern basins. These processes took place against the background of several times repeated periods of mountain glaciation. Quaternary aquifers were formed mainly in the inner parts of hydrogeological basins. Within the outer parts of the

basins, the processes of denudation and intensive dissection of the relief prevailed, which determined good conditions for water exchange and the formation of fresh and ultra-fresh waters in the zone of open fracturing of pre-Paleozoic and Paleozoic rocks [9].

In connection with some features of the neotectonic regime, the formation of aquifers in different intermontane basins occurred in different ways. In some cases, during the Quaternary period, the processes of superimposed accumulation of sediments prevailed, forming a thick stratum (up to 300-500 m and more) of terrigenous sediments, in which aquifers were formed with a single confined groundwater complex (Chuisky, Issyk-Kul, Fergana and other pools). In others, on the contrary, as a result of their involvement in the general uplifts of the territory, the Quaternary deposits turned out to be predominantly thin, often dissected by erosional incisions to their full capacity and therefore either practically waterless or with groundwater of intermittent distribution (the basins of the Inner Tien - Shan) [18,20,21].

The discussion of the results. Thus, the main features of the modern hydrogeological conditions of the Tien Shan are the product of its very long paleohydrogeological history. At the same time, the main stages of tectonic life of the territory of Kyrgyzstan were expressed in the formation of structural levels and groundwater associated with them. Various combinations of

Table 1. Summary scheme of the paleohydrogeological development of the Tien Shan

| Structural floor | Geological age | Tectonic stage | Main structural, hydrogeological and some other features |
|-------------------------|-----------------------|------------------------|---|
| Lower | Precambrian-sky | Pre-Caledonian (Rheic) | There was a North geosynclinal area and a South platform area. Reducing conditions prevailed in the atmosphere |
| | Paleozoic | Caledonian | As a result of inversions of the tectonic regime, a platform area appeared in the north, and a geosynclinal area in the south. The structural plan has become more complex. There are 5 paleohydrogeological regions of the 2nd order (Ulytau-North-Tien-Shan, Talasso-Karatau, Chatkalo-Naryn, Kuraminsky, Alai-Kokshal). From that time on, oxidizing conditions prevailed in the atmosphere. |
| | | Hercynian | Gradual consolidation of the entire Tien Shan. Extensive development of relatively small Epicaledonian troughs - paleohydrogeological regions of the 3rd order. Widespread development of denudation processes |
| Middle | Mesozoic | Cimmerian | Widespread development of peneplained plains. Slow formation of a modern structural and hydrogeological plan |

| | | | |
|-------|-------------------|---|---|
| | Paleogene-Neogene | Alpine, from the end of the Paleogene - the latest orogenic | Vigorous formation of the modern structural-hydrogeological plan. The widespread development of closed basins with sulphate sodium groundwater. |
| Upper | Quaternary | | Final modeling of the modern structural and hydrogeological plan, modern hydrogeological conditions. The emergence and development in time of modern glaciation |

floors determine the main features of modern hydrogeological conditions, and the peculiarities of the hydrodynamic regime and the chemical composition of groundwater inside the floors determine different forms of their zoning [22], as well as certain geo-risks in the practical use of groundwater.

Paleohydrogeological schemes of the Tien Shan, built for the main stages of paleohydrogeological development (see Fig. 2-A-K), generally reflect the complex process of the formation of modern hydrogeological conditions and allow tracing the development of their individual elements throughout the paleohydrogeological stories. It is characteristic that the structural levels of the Tien Shan hydrogeological region formed in the process of geological development were distributed extremely unevenly on its territory. In some cases, as a result of constant long-term superimposed sedimentation of sediments in the vertical hydrogeological section, all three floors are present, and they have the maximum thickness, and the chemical composition of the associated groundwater (in this case, sedimentation) reflects the features of natural-historical –lovii of its time [6]. This is the history of the Fergana artesian basin from (Upper Paleozoic to Upper Paleogene). In other cases, the lower structural floor is exposed on the surface. Over the course of paleohydrogeological history, such protrusions developed in separate areas, forming stable hydrogeological massifs (see Table 1). Sometimes the development took place against the background of uplifts or deflections that were stable for any period of time [5,9,14,20,21].

With the end of the Hercynian tectonic stage, the formation of the lower structural-hydrogeological stage was completed. Its geological and hydrogeological history predetermined the sufficient complexity and modern conditions for the formation of groundwater. So, rocks, consolidated by the Caledonian tectogenesis and largely metamorphosed, are characterized by the development of fissure-ground, fissure-karst and fissure-vein (pressure) waters [29]. Several excellent hydrogeological conditions are observed within the development of sediments consolidated by the Hercynian movements. These deposits have continuous development and maximum thickness (within the Hercynides of the Southern Tien

Shan) and sporadic - in individual Epicaledonian troughs in the territory of distribution of the Northern Tien Shan Caledonides (see Table 1). They already differ mainly in the formation-fissure nature of the movement of groundwater. Within these depressions, it is quite possible that there are residual artesian ("adartesian", according to NI Tolstikhin et al. [5,26]) basins with a chemical composition of water, to a certain extent reflecting the conditions of their formation. In the scheme of hydrodynamic zoning, they stand out as an independent sublevel within the floor of fractured waters [12, 14]. In similar conditions outside the republic (in Kazakhstan), these sublevels are associated with significant oil and gas showings (Kunin, Shneider, 1965) [1, 14].

Differentiated movements of the "newest" tectonic stage, the lower structural stage was in some cases submerged to a considerable depth and overlain by sediments of the Meso-Cenozoic, in others it was significantly raised and subject to exogenous processes. The axial parts of such uplifts are, as a rule, watersheds of groundwater runoff, concentrated in the corresponding basins [13,14,23,24,31]. The protrusions of the fissure water floor form the outer parts of the underground runoff basins (the fissure water belt) [13-17].

With the end of the Cimmerian and Alpine (pre-Quaternary) movements, the formation of the middle structural stage is associated (including Mesozoic and Paleogene-Neogene sediments of continental genesis, with the exception of the Fergana hydrogeological region, where they are predominantly marine. These sediments are characterized by pore-fissure nature groundwater movements protrusions on the surface of the middle floor stand out as transitional parts of the underground drainage basin, forming a belt of pore-fissured waters. small (Sonkelsky, Chetyrkelsky, etc.), it falls out of the section.

Mesozoic, Paleogene, and Neogene sediments were usually concentrated in gentle depressions. The sediments of the neogenic time are characterized by the greatest power, they are also characterized by the presence of a significant amount (water-soluble salts, mainly glauberite (Shcherbina, 1958). equal neither in the more ancient, nor in its subsequent hydrogeological history.

In connection with the specified feature of the chemical and mineralogical composition of water-bearing rocks, the underground waters of the middle structural-hydrogeological level are distinguished by increased, sometimes up to brines, general mineralization and sulfate sodium, chloride-sulfate sodium or hydrocarbonate-sulfate calcium-sodium composition. The chemical composition of groundwater in the middle floor sharply violates the vertical hydrochemical section of artesian basins, defining the features of vertical hydrochemical zoning.

The upper structural-hydrogeological level (pore water) is a product of the Quaternary stage of the latest tectonic movements and occupies mainly the central parts of the groundwater runoff basins. Here, there is also a violation of vertical hydrochemical zoning, but due to the processes of continental salinization in the central parts of artesian basins in places of close occurrence of groundwater, especially irrigated areas. Differences in the genesis and thickness of water-bearing rocks of the upper structural-hydrogeological level, as well as other structural

features of hydrogeological basins, made it possible to subdivide the basins of underground runoff in Kyrgyzstan into a number of types, which was used in assessing the natural resources of groundwater.

Conclusion. Thus, the Alpine, including, and especially, the latest stage in the history of geological and paleohydrogeological development, played the main role in the unified and long-term process of the formation of groundwater and the modern hydrogeological conditions of the Tien Shan and adjacent orogens of Central Asia. its territory. We do not find traces of paleohydrogeological conditions of more ancient stages at this stage of study. By way of assumption, (to some extent scientifically substantiated), with an in-depth study of the issue, one can expect the finding of these traces for the end of the Hercynian stage, mainly within the Epicaledonian depressions, in which the existence of Adartesian basins is quite possible. -Fractured pressure water, including mineral and thermal. It is difficult to expect to find traces of paleohydrogeological conditions of the Caledonian stage, since a long process of lithogenesis of sediments, especially regional and contact metamorphism under conditions of intense intrusive activity of tectonic movements, including powerful orogenic ones, in the recent stage led to a radical transformation of the hydrogeological conditions of the past. In any case, the artesian basins of the Caledonian stage, at least by the beginning of the Mesozoic, had already lost their original significance and completely ceased to exist.

It is quite obvious that the regional regularities of the hydrogeological conditions of the mountainous regions of Central Asia, including various forms of zoning of groundwater - hydrodynamic, hydrochemical and hydrothermal, undoubtedly reflect the peculiarities of the paleohydrogeology of mountain fold-block regions of the Earth, a typical representative which is, in particular, the Tien Shan hydrogeological region. The indicated forms of the zoning of the Tien Shan groundwater are undoubtedly closely related to each other and to the general regional regularities of hydrogeological conditions, are interdependent and specific.

REFERENCES

1. Akhmedsafin U. M., Jabasov M. H. (1982). Formation and resources of groundwater in southern Kazakhstan. Alma-ATA, "Science", 220 p.
2. Beder B. A. Waters of oil fields in Central Asia. (1949). Tr. In-TA GEOL. Academy of Sciences of the Uzbek SSR. Vish. 3. Izd-vo an Uz SSR. Tashkent.
3. .. Vasilevsky M. M. (1939). Scheme of the main hydrogeological zoning of the Asian part of the USSR. "Soviet Geology", No. 7 (in Russian).
4. Vernadsky V. I. (1936). History of minerals of the earth's crust, part II. History of natural waters, I. I. 1-3 1-3., (In Russian).
5. Kamensky G. N., Tolstikhina M. M., Tolstikhin N. I. (1960). Hydrogeology of the USSR. Gosgeoltekhizdat. 137c (in Russian).
6. Kenesarin N. A., Sultankhodjaev A N. (1960). Experience of dismemberment of artesian basins in Central Asia. WPI. An Uz SSR. . # 10.. (In Russian.).
7. Knauf V. I. (1962). The underlying block nature of the structure of the Tien Shan. Proceedings of The Department of Geology and subsoil protection under the Council of Ministers of the Kirg. SSR. SB. No. 2. M. Gosgeoltehdiedat., (In Russian.).

8. Korolev V. G. (1961). Scheme of tectonic zoning of the Tien Shan and adjacent regions. *Izv. Kirg. Phil. All-Union geographical society*, vol. 3. Publishing house of the Kirg. SSR. Frunze.
9. Korolev V. G., Lagutin E. I. (1967). Our experience of paleohydrogeological reconstruction of the Tien Shan " *Izvestiya an Kirg. SSR*". No. 3. (In Russia).
10. Lagutin E. I., Usupaev sh. (2014). Anthropogenic geo-hazards and geo-risks in Kazakhstan. Theoretical and applied scientific and technical journal: proceedings of the Kyrgyz state technical University. № 33. Proceedings of the international conference "Current state and prospects of development of the mining industry", dedicated to the 80th anniversary of academician U. Asanalieva. *Teknik publishing center. Bishkek*, Pp. 422-425.
11. Lagutin E. I. (2009). Underground reservoirs in pastures of Central Kazakhstan (Research, design, construction, operation). Taraz, "Format-Print" -178 p.
12. Lagutin E. I. (2011). Chemical composition of the Tien Shan groundwater. - Taraz, "Format-Print", 2010. - 372r. (In Russia).
13. Lagutin E. I. Surveys and calculations of underground water for irrigation. - Taraz: "Format-Print", - 400c.
14. Lagutin E. I. (2013). *Geohydrology Of Kyrgyzstan*. Bishkek: *Teknik publishing house*. - 276s. (in Rus.).
15. Lagutin E. I. (2014). Underground runoff of high orogens in Central Asia. *Almaty: "LEM" publishing House*, - 435c. (in Rus.).
16. Lagutin E. I. (2016). *Geohydrology of intracontinental orogens*. *Almaty: Publishing house "LEM"*, - 327s.
17. Lagutin E. I. (2017). Assessment and forecast of water resources (methodological guide).- *Almaty: Publishing house "LEM"*, - 415c.
18. Lagutin E. I. (1971). Formation and zoning of underground waters. Chapter VIII of the species in the book. *Hydrogeology of the USSR, volume XL-Kyrgyz SSR*. M. "Nedra", p. 184-197.
19. Lagutin E. I. (2019). Water resources of Central Asia at the present stage (problems and prospects). *Science, new technologies and innovations of Kyrgyzstan*. No. 4. Pp. 230-232. (In Russia).
20. Lagutin E. I., Smolyar V. A., Kozhobaev K. A., Terekhov A. G., Edigenov M. B., Atykenova E. E. (2019). Use of mathematical methods in the genetic study of the underground hydrosphere (on the example of the Tien Shan). *Science, new technologies and innovations of Kyrgyzstan*. No. 4. Pp. 233-239.
21. Lagutin E. I. (2018). Modeling of geohydrology of underground runoff of intracontinental orogens in Central Asia. *Science, new technologies and innovations of Kyrgyzstan*, no. 3, Pp. 141-145.
22. Lagutin E. I., Mambetalieva Sh. M. (2018). Hydrogeochemical zones of the hydrosphere of Kyrgyzstan. *Science, new technologies and innovations of Kyrgyzstan*, no. 3, Pp. 192-196.
23. Lagutin E. I., Usupaev Sh. E. (2014). Management of georisk pasture water intakes of underground runoff on the example of Central Kazakhstan. *Izvestiya Kyrgyz state technical University named after I. Razzakov*. No. 33. Pp. 409-413.
24. Lagutin E. I., Sychev K. I., Fomenko V. I., Khodikainen M. A. (1979). Creation of artificial reserves of underground water during irrigation of pastures *Forestry and afforestation*. No. 1. P. 55. (In Rus.).
25. Lange O.K. (1948). Hydrogeological zoning of Central Asia. "Soviet Geology", No. 34.

26. Mitgarts V. V., Tolstikhin N. I. (1961). Hydrogeological zoning of Central Asia. "Materialy regional'nogo issledovaniya gidrogeologii". New series, vol. 61, ONTI VSEGINGEO.
27. Petrushevsky V. A. (1955). Uralo-Siberian epihercynian platform and the Tien-Shan. M. Gosgeoltekhizdat.
28. Popov V. I. (1938). History of depressions and uplifts of the Western Tien Shan. Tashkent.
29. Posokhov E. V. (1955). To the problem of Tien Shan terms. Hydrochemical materials, vol. XXV. Publishing house of the USSR Academy of Sciences. Novocherkassk. (In Russian).
30. Sadybakasov I. (1990). Neotectonics Of High Asia. Moscow. «Science». 180 p. (In Russian).
31. Usupaev Sh. E., Edigenov M. B., Lagutin E. I. (2014). Geosciences of The earth's hydrosphere in the sub-part of Central Asia. Bulletin Of the Institute of seismology Of the national Academy of Sciences of the Kyrgyz Republic. No. 1 (3). Pp. 121-128. (In Russia).
32. Usupaev Sh. E., Valiev Sh. F., Lagutin E. I., Sadybakasov I. S., Atykenova E. E., Sharifov G. V., Dudashvili A. S., Andamov R. Sh. (2017). The "SWR-IGN" methodology in geoid theory and practice. Science and innovation. No. 1. Pp. 184-192.
33. Schultz S. S. (1948). Analysis of the latest tectonics and relief of the Tien Shan.
34. Lagutin E. I., Smolyar V. A., Kozhobaev K. A., Terekhov A. G., Edigenov M. B. (2020). Probabilistic hydrogeological map of the Republic of Kazakhstan. Proceedings of the National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan / series of geological and technical Sciences. ISSN 2224-5278. (Print). Volume 2, Number 440 (2020), P. 103-113. <https://doi.org/10.32014/2020.2518-170X.37> (in English).
35. Lagutin E. I. (2019). Geohydrodynamic systems of the continental part of the planet Earth as the basis of hydrogeological stratification (on the example of Central Asia). American Journal Of Science. (Print). No. 32 (2019). Vol.2. Pp. 4-13. (in English language).
36. Lagutin E. I. (2019). Modern design solutions for irrigation of summer pastures using ground water (Central Kazakhstan). Eurasian Union of scientists (ECU). Monthly scientific journal. № 12 (69)/2019). Tom.4. Pp. 11-17. ISSN 2411-4467. (Print). <https://doi.org/10.31618/2019.4-69> (in English).

ГЕОГРАФИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК: 551.48.215 (235.216) (04)

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В НАРЫНСКОМ И АК-ТАЛИНСКОМ РАЙОНАХ НАРЫНСКОЙ ОБЛАСТИ

Аламанов С.К., Ахмедов С.М., Бакирова Ч.Б., Дуулатов Э.С.

*Институт геологии, Национальная академия наук
Кыргызской Республики, Эркиндик 30, Бишкек, Кыргызстан, 720040,
s.alamanov@mail.ru*

Аннотация: Представлен анализ сельскохозяйственного использования воды в Нарынском и Ак-Талинском районах Нарынской области. Описаны сточные воды. Даны рекомендации более эффективного и экологичного их использования. Анализ проведен с помощью табличного и диаграммного методов.

Ключевые слова: *водопотребление, орошение*

Использование воды на орошение. Орошаемые земли Нарынской области располагаются главным образом в равнинной и предгорной зонах. Поверхностный сток рек и ресурсы подземных вод является главным и единственным источником, обеспечивающим все орошаемое земледелие. В настоящее время более 90% потребляемой пресной воды используется сельским хозяйством [1-12]. Водозабор на орошение зависит не только от наличия источников воды, которыми являются реки, но и от количества осадков и вида почвенного покрова орошаемых земель. Динамика водопотребления двух районов Нарынской области на орошении за период с 2011 по 2017 годы характеризуется снижением (Таблица 1; Рисунок 1).

Использование воды на орошение в Нарынской области по двум районам (тыс. м³)

Таблица 1

| Годы | Ак-Талинский | Нарынский |
|------|--------------|-----------|
| 2011 | 52400 | 80100 |
| 2012 | 54000 | 92700 |
| 2013 | 56000 | 98600 |

| | | |
|------|-------|-------|
| 2014 | 51200 | 99230 |
| 2015 | 51100 | 89500 |
| 2016 | 59700 | 81825 |
| 2017 | 54500 | 73600 |

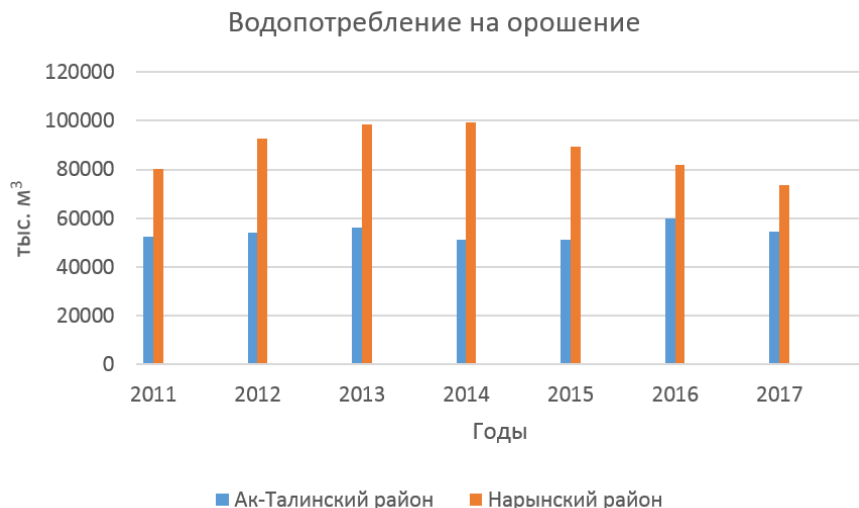


Рис. 1. Использование воды на орошение в Ак-Талинском и Нарынском районах

Использование воды на с/х водоснабжение в Ак-Талинском и Нарынском районах (тыс. м³)

Таблица 2

| Годы | Ак-Талаа | Нарын |
|------|----------|-------|
| 2011 | 610 | |
| 2012 | 601 | 1659 |
| 2013 | 560 | 1600 |
| 2014 | 550 | 1600 |
| 2015 | 552 | 1603 |
| 2016 | 552 | 1603 |
| 2017 | 469 | 1376 |

Сброс сточных вод: сброс сточных вод по Нарынской области составляет около 30-50% от всего объема водопотребления. В области в данный момент имеющиеся очистные сооружения находятся в

неудовлетворительном состоянии. Загрязнения грунтовых вод и открытых водных источников в основном идет от местного населения. Частный сектор не имеет централизованной канализации и отходы жизнедеятельности утилизируются в придомовых септиках, которые не соответствуют требованиям санитарных норм. Также большой вклад в загрязнение вод оказывает выпас скота в санитарных зонах, мойка машин вдоль русел рек и каналов. Несмотря на сложившуюся ситуацию, организации ЖКХ проводит определенную работу по поддержанию водопроводного хозяйства в надлежащем санитарном состоянии и в подаче воды, соответствующей требованиям качества.

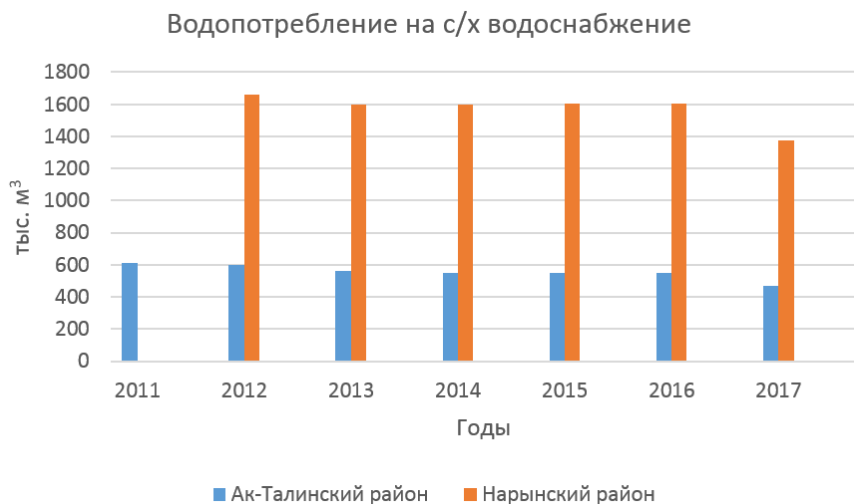


Рис. 2. Использование воды на с/х водоснабжение в Ак-Талинском и Нарынском районах

Выводы:

Использование земельных и водных ресурсов является одним из важных факторов в развитии Ак-Талинского и Нарынского районов

- Использование воды на орошение снизилось при практически неизменённых площадях орошаемых земель.
- Производственное водопотребление практически отсутствует
- Население районов растёт, но отсутствует учёт хозяйственно-бытового водопользования
- Использование водных ресурсов в значительной степени не отвечает требованиям рационального использования природных ресурсов

- Необходимо создание надёжной системы мониторинга в области учёта и использования всех видов природных ресурсов, ресурсов хозяйственного использования.
- Назрела необходимость полевых исследований для оценки изменений природно-антропогенных геосистем по сравнению с ситуацией 1980-1990-х годов и определения факторов, определяющим изменения.

Литература

1. Национальный Статистический Комитет Кыргызской Республики. Демографический ежегодник Кыргызской Республики 2014-2018. Бишкек 2019
2. Национальный Статистический Комитет Кыргызской Республики. Демографический ежегодник Кыргызской Республики 2011-2015. Бишкек 2016
3. Национальный Статистический Комитет Кыргызской Республики. Демографический ежегодник Кыргызской Республики 2008-2012. Бишкек 2013
4. Атлас Киргизской ССР, М., 1987
5. Большаков Н.Н. Водноэнергетические ресурсы рек Советского Тянь-Шаня. М., Наука, 1969.
6. Вода и устойчивое развитие Центральной Азии: Материалы проектов «Региональное сотрудничество по использованию водных и энергетических ресурсов в Центральной Азии» (1998) и «Гидроэкологические проблемы и устойчивое развитие Центральной Азии» (2000). – Б.: «Элита», 2001. – 178 с.
7. Каримов Т.Х., Абдрасулов А.И. Анализ водных ресурсов Кыргызской Республики и методы их обработки и управления». Бишкек, Алтын-Тамга, 2004.-101 с.
8. Маматканов Д.М., Бажанова Л.В., Романовский В.В. Водные ресурсы Кыргызстана на современном этапе. Бишкек, Илим, 2006. – 276 с.
9. Материалы Департамента водного хозяйства и мелиорации КР
10. Материалы Национального статистического комитета КР
11. План экологического управления Нарынской области. Нарын, 2011
12. Шатманов О.Т., Жанбирова Ж.Г., Турсымбеков З.Ж., Каримов Т.Х. Современное состояние систем водоснабжения и обеспечение водой городов и сельских населенных пунктов Кыргызской Республики. КГУСТИА им. Н. Исанова. 2016

ДИНАМИКА КОНЦЕНТРАЦИИ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ В ВОДАХ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ ЗА 2016-2018ГГ

Асанова А.К.¹, Тотубаева Н.Э.², Молдогазиева Г.Т.³, Кожобаев К.А.²

¹ Гидрометеослужба при Министерстве чрезвычайных ситуаций
Кыргызской Республики,
e-mail: kuzu.ask@mail.ru

² Кыргызско-Турецкий Университет Манас, Бишкек, Кыргызская
Республика nurzat.totubaeva@manas.edu.kg, kanatbek.kojobaev@manas.edu.kg

³ Институт геологии Национальной Академии наук КР
moldogazieva-gt@yandex.ru.

Аннотация. Озеро Иссык-Куль является одним из крупных озер мира, на берегах которого в летние месяцы отдыхает более одного миллиона человек из близлежащих государств. В статье приведены результаты исследований в рамках Финского Проекта «Формирование системы принятия решений, основанных на результатах экологического мониторинга и направленных на эколого-экономическое развитие территории оз. Иссык-Куль (KGZ-Вода/Иссык-Куль)». Отбор проб проводился в 2016 – 2018гг в начале лета и в начале осени в 2017 году с использованием научно-исследовательского судна «Молтур». По всей акватории озера от поверхности до дна на 16 створах были отобраны и исследованы 195 проб воды по минимум 24 показателям. Исследованиями было установлено, что пока уровень загрязненности вод не превышает установленных норм. Насыщение воды кислородом удовлетворительное до самого дна, рН меняются от 7,8 до 8,9, с общим средним значением в 8,55 и в основном находится в верхних пределах нормы, равной 8,5. Среднее значение БПК₅ составило 1,4 мгО₂/л, а максимальное 3.0 мгО₂/л (1,00 ПДК). Концентрации азота аммонийного, нитритного, нитратного, фосфора минерального были намного ниже ПДК. Содержание тяжелых металлов, СПАВ, железа общего находилось ниже предела чувствительности методов определения.

Ключевые слова: озеро, вода, Иссык-Куль, гидрохимия, загрязняющие вещества, рН, соединения азота, кислород, БПК₅.

ВВЕДЕНИЕ Озеро Иссык-Куль – одно из крупных озер в мире. Водоем находится в северо-восточном регионе республики, в окружении

горных хребтов. По чистоте воды занимает второе место после Байкала. Под его поверхностью открыт ряд интересных остатков древних и средневековых городов и населенных пунктов, вызывающих огромный интерес археологов, историков и др. специалистов [1]. Ежегодно, кроме “пандемийного” 2020 года, на его берегах отдыхает не менее 1 млн человек из России, Казахстана и других близлежащих стран. Повышенное содержание соли (порядка 6 г/л), достаточно большой объем воды (около 1740 км³) и мягкий климат не дают замерзать озеру даже зимой при минусовых значениях температуры. В озеро впадает около 80 малых рек и речушек, большинство из которых берут начало от ледников, которых в бассейне озера насчитывается порядка 800 [2].

Первые систематические гидрохимические наблюдения на озере начали осуществляться с 1966 года в прибрежной зоне г. Рыбачье. В 1971 году была открыта Озёрная обсерватория Чолпон-Ата. Открытие обсерватории на самом уникальном водоёме КР было продиктовано необходимостью проведения всесторонних детальных исследований, направленных на выявление причин систематического снижения уровня озера, которое за период инструментальных наблюдений с 1927г по 2003г составило 276 см, а также постоянно нарастающим уровнем загрязнения водной массы [3;4].

В 1972 году объем работ на озере увеличивается. Мониторинг качества воды проводится уже не только в прибрежной зоне г. Рыбачье (ныне - г.Балыкчы), но и г.Чолпон-Ата, с.Каджисай и Тюпском заливе. Эти наблюдения систематически проводились вплоть до 1992г. Первые систематически наблюдения за качеством воды рек, впадающих в озеро, начали проводить с 1973г. и они продолжались вплоть до 1991г. Мониторинг охватывал 9 рек, 12 пунктов и 15 створов. Работы проводились ежеквартально (зима-весна-лето-осень) по обязательной программе и в год выполнялось около 10 000 анализов [3]. Исследования химизма поверхностных и подземных вод бассейна озера проводили и другие организации и специалисты [5-9].

С 1982 года гидрометеорологическая служба (далее –ГМС) КР, благодаря приобретению научно-исследовательского судна «Молтур», начала проводить исследования по всей поверхности и глубине озера. На борту судна «Молтур» сотрудники лаборатории мониторинга поверхностных вод ГМС выполняли, наряду с другими, и гидрохимические работы. В состав работ входил отбор проб воды, химический анализ по 29 ингредиентам, а также оценка уровня загрязнения. Определение нестойких компонентов проводилось непосредственно в лаборатории судна «Молтур». Всего мониторинг охватывал 128 точек (14 пунктов, 16 створов, 10 горизонтов) [3]. В рамках различных проектов, воды озера и вод бассейна исследовали как отечественные, так и часто с участием местных ученых, ряд иностранцев [10-15]. В рамках Финского Проекта «Формирование системы принятия решений, основанных на результатах экологического мониторинга и

направленных на эколого-экономическое развитие территории оз. Иссык-Куль (KGZ-Вода/Иссык-Куль)» в 2015 г. были начаты гидрохимические исследования на озере Иссык-Куль. В настоящей статье приведена динамика концентрации ряда загрязняющих веществ в водах озера Иссык-Куль за 2016-2018гг.

1.Отбор образцов и методика исследований.

В 2016-2018 году Отдел наблюдений за загрязнением поверхностных вод суши Агентства по гидрометеорологии при Министерстве чрезвычайных ситуаций КР продолжил гидрохимические наблюдения за качеством воды на озере Иссык-Куль по физическим и химическим показателям в рамках проекта KGZ-Вода/Иссык-Куль. Отбор проб проводился в 2016, в 2017 и в 2018 годах в самом начале лета с использованием научно-исследовательского судна «Молтур», кроме того в 2017 году исследования были проведены и в начале осени тоже. Всего за это время было отобрано 195 проб воды и проведены исследования минимум по 24 показателям и свойствам вод озера, то есть было проведено более чем 4680 определений или измерений. Исследования проводились по всей акватории озера от поверхности до дна на 16 (2016 год) и 17 пунктах (2017-2018гг), которые указаны в таб.1 и рис.1.

Физико-химические анализы были проведены согласно требованиям Руководящих документов по гидрохимическим исследованиям [16 -34].

Характеристика качества воды, оценка состояния водных объектов и уровня их загрязнения выполнены с использованием утвержденных критериев оценки показателей качества воды и нормативов предельно допустимых концентраций (ПДК) химических веществ в рыбохозяйственных водных объектов КР [35].

2. Результаты исследований и их обсуждение.

Как было сказано, всего исследования проводились в 195 точках от поверхностной части вод – до дна озера в исследуемом пункте. Пробы вод в 2016 году отбирались от 7-го до 9-го июня, в 2017 году 29, 30, 31 мая и 2го июня, то есть все эти 78 проб в самом начале лета. Остальные 39 точек исследований 2017 года и отбора проб были проведены с 11 по 14 сентября 2017 года. В 2018 году исследования проводились с 11 по 16 июня, то есть из всех периодов исследований - 3 пришлось на начало лета и один период – на начало осени.

Список и краткое описание пунктов контроля качества воды
на озере Иссык-Куль

Таблица 1.

| № п/п | Номер вертикали | Номер пункта | Наименование пункта контроля | Ориентиры мест отбора проб | | | Координаты GPS | Расстояние от поверхности, м |
|-------|-----------------|--------------|------------------------------|----------------------------|-------------------------------|--|-------------------------------|------------------------------|
| | | | | Начальный пункт | Расстояние от нач. пункта, км | Количество горизонтов (расстояние от поверхности, м) | | |
| 1 | 61500101 | 52 | с Тюп | Устье реки Тюп | 0,1 | 1(0,5м) | N-42°44'518' E-078°17'772' | |
| 2 | 61500102 | 53 | —/— | Устье реки Тюп | 3,0 | 2 (0,5 м, придонный) | N-42°44'148' E-078°17'663' | 13-14 |
| 3 | 61500105 | 34а | —/— | —/— | 15,0 | 3 (0,5, 10, придонный) | N-42°43'507' E-078°08'643' | 40 |
| 4 | 61540101 | 42 | с. Каджисай | Проезжий мост | 0,1 | 1 (0,5 м) | N-42°10'525' E-077°14'658' | |
| 5 | 61540103 | 46 | —/— | —/— | 1,0 | 2 (0,5 м, придонный) | N-42°11'098' E-077°14'549' | 110-125 |
| 6 | 61560101 | 30а | залив Рыбачий | Маяк Рыбачий | 11,0 | 3 (0,5, 10, придонный) | N-42°24'921' E-076°19'910' | 20 |
| 7 | 61570201 | 5 | —/— | Район нового порта | 0,5 | 1 (0,5 м) | N-42°26'926' E-076°12'509' | |
| 8 | 61570302 | 19 | —/— | Мелькомб. (судорем. З.) | 0,5 | 2 (0,5 придонный) | N-42°26'985' E-076°13'594' | 10 |
| 9 | нов. Створ | 75 | с. Бостери | Пляж "Золотые пески" | 0,5 | 1 (0,5 м от поверхности) | N-42°38'236' E-077°11'379' | |
| 10 | 61580101 | 11а | с. Чоктал | Геодезический пункт | 2,7 | 3 (0,5, 25, придонный) | N-42°32'956' E-076°45'874' | 95 |
| 11 | 61580102 | 14а | —/— | —/— | 17,7 | 3 (0,5, 100, придонный) | N-42°25'777' E-076°44'747' | 270 |
| 12 | 61590101 | 1а | маяк г. Чолпон-Ата | маяк г. Чолпон-Ата | 4,4 | 4 (0,5, 10, 25, придонный) | N-42°36'100' E-077°04'485' | 47 |
| 13 | 61590102 | 25а | —/— | —/— | 20 | 6 (0,5, 10, 50, 100, 300, прид.) | N-42°28'266' E-077°04'866' | 652 |
| 14 | 61600104 | 28 | г. Чолпон-Ата | сн. "Голубой Иссык-Куль" | 2,0 | 2 (0,5, придонный) | N-42°37'782' E-077°06'501' | 18, 51 |
| 15 | 61610101 | 96 | с. Григорьевка | Устье реки Чон-Аксу | 0,5 | 1 (0,5 м,) | N-42°39'170' E-077°28'094' | |
| 16 | 61610102 | 9а | —/— | —/— | 4,4 | 2 (0,5, придонный) | N-42°37'361' E-077°28'858' | 55 |
| 17 | 61610103 | 10а | —/— | —/— | 15,4 | 3 (0,5, 50, придонный) | N-42°31'269' E-077°30'828' | 290 |

среднее значение составил 10,1 метра, максимальное значение было 16,0 метров. В остальных пунктах прозрачность достаточно высокая и составляет 10- 23 метра. Среднее значение по всем пунктам за четыре периода трех лет исследований составила 11,7 метра.

Известно, что цвет и прозрачность воды – важные гидрологические показатели, зависящие от наличия взвешенных частиц и планктона. Сравнение **цветности воды** проводили с кобальто-хромовой шкалой цветности. Цветность воды в начале лета в Тюпском заливе составил 11-15 градусов, а по всей остальной акватории равна 2-5 градусам, средние значения за 2016, 2017 и 2018 годов составило 4,25, 3,50 и 3,92. Для начала осени 2017 года в Тюпском заливе цветность воды составил 6-10 градусов, среднее значение - 4,06. Т.о., максимальное изменение среднего показателя цветности по периодам исследования составило 21,4%.

Среднее содержание **нефтепродуктов**, в мг/л, в 2016 году составило 0,06, а в 2017 году – 0,08 и 0,09, то есть по этому показателю за год наблюдается заметное, более чем на 40%, повышение загрязненности вод озера. Но в 2018 году содержание нефтепродуктов снова снижается и среднее значение составило всего 0,05, что может говорить о значительной изменчивости этого показателя.

Биохимическое потребление кислорода (БПК) является одним из важнейших критериев уровня загрязнения озера органическими веществами и изменения величин БПК, в зависимости от степени загрязнённости водоемов, может быть значительным.

Концентрации органических веществ по БПК₅ за 2016 - 2018 гг были от значений ниже допустимых пределов и до предельного. БПК₅ колебалась от 0,16 до 3,00 мгО₂/л, что составляет 0,05-1,00 ПДК. Среднее значение за 2016 год составили 1,13, за 2017 – 1,53 и 1,44, а за 2018 год – 1,46 - то есть по среднему значению этого показателя от 2016 года к 2017-2018 годам наблюдается заметное повышение – примерно на 31% (см. графики 1 и 2).

Причем сильное повышение значения БПК₅ в 2017 и 2018 годах, от среднего значения почти в полтора - два раза, наблюдается в трех пунктах, расположенных вблизи населенных пунктов Тюп, Балыкчы и Бостери. Заметное повышение, на 33,2%, наблюдается и в Чолпон-Ата - в 2016 году было 1,16, в 2017 году стало 1,37 и 1,72, а в 2018 году – 1,46, при максимальном значении 2,57. Из отмеченных 4 пунктов – 2 населенных пункта, Бостери и Чолпон-Ата, являются курортными. Город Балыкчи для масштабов Иссык-Куля является довольно большим населенным пунктом, имеющим несколько активно используемых пляжей, кроме того он является небольшим портовым городом. Про особенности Тюпского залива говорилось ранее. Резюмируя можно говорить о вероятном антропогенном влиянии на повышение загрязнения и показателя БПК₅. Эти осредненные данные по 195 определением, поэтому они заслуживают внимания, хотя, для

уверенного утверждения об антропогенном влиянии и постоянном возрастании этого влияния нужен еще ряд исследований.

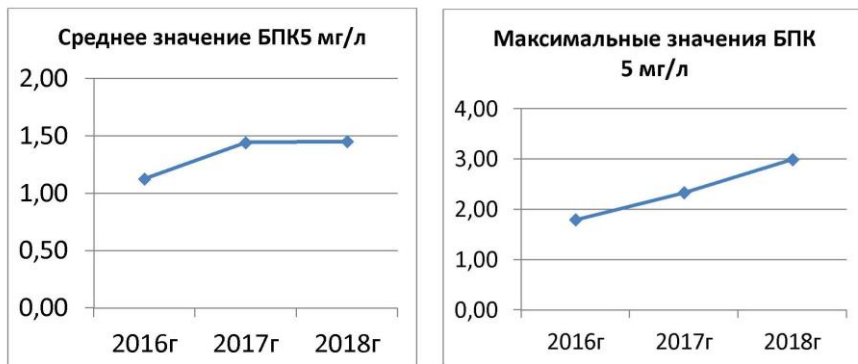


График 1 и 2. Средние значения и максимальные значения БПК₅ вод озера за 2016-2018гг.

Причем сильное повышение значения БПК₅ в 2017 и 2018 годах, от среднего значения почти в полтора - два раза, наблюдается в трех пунктах, расположенных вблизи населенных пунктов Тюп, Балыкчы и Бостери. Заметное повышение, на 33,2%, наблюдается и в Чолпон-Ата - в 2016 году было 1,16, в 2017 году стало 1,37 и 1,72, а в 2018 году – 1,46, при максимальном значении 2,57. Из отмеченных 4 пунктов – 2 населенных пункта, Бостери и Чолпон-Ата, являются курортными. Город Балыкчи для масштабов Иссык-Куля является довольно большим населенным пунктом, имеющим несколько активно используемых пляжей, кроме того он является небольшим портовым городом. Про особенности Тюпского залива говорилось ранее. Резюмируя можно говорить о вероятном антропогенном влиянии на повышение загрязнения и показателя БПК₅. Эти осредненные данные по 195 определениям, поэтому они заслуживают внимания, хотя, для уверенного утверждения об антропогенном влиянии и постоянном возрастании этого влияния нужен еще ряд исследований.

Азот аммонийный - один из биогенных элементов, активно участвующий в биогидроценозах. Содержание аммонийного азота в воде водоемов подвержено значительным сезонным колебаниям: весной уменьшается, летом увеличивается за счет усиления бактериального разложения органических веществ. В целом повышенное содержание аммония указывает на ухудшение санитарного состояния водоема, поэтому его контроль имеет важное значение для оценки состояния водной экосистемы. Основными источниками поступления в водоемы ионов аммония являются животноводческие фермы, хозяйственно-бытовые сточные воды. ПДК азота аммонийного для воды водных объектов рыбохозяйственного назначения равна 0,5 мг/дм³, лимитирующий показатель

вредности азота аммонийного – токсикологический [35]. Среднее значение по всем 28 пунктам исследований в 2016 году составило 0,09 мг/л, что более чем в пять раз ниже ПДК. Однако максимальные значения, равные 0,25, 0,32 и 0,40мг/дм³, полученные в районе курортного центра озера – г. Чолпон-Ата, уже вызывают некоторую обеспокоенность. В исследованиях за 2017 и 2018гг азот аммонийный не был обнаружен ни в одной пробе (был ниже 0,039).

Азот нитритный и нитратный. Повышение концентрации азота нитритного обычно указывает на свежее загрязнение. Нитриты представляют собой промежуточную ступень в цепи бактериальных процессов окисления аммония до нитратов (нитрификация происходит только в аэробных условиях) и, напротив, восстановления нитратов до азота и аммиака (денитрификация происходит при недостатке кислорода) [26-28]. Содержания азота нитритного в пробах 2016 года составляли: среднее – 0,004, максимальное – 0,006, и минимальное 0,003мг/л. В пробах 2017 и 2018 годов он не был обнаружен (был ниже 0,001 мг/л). Азот нитратный во всех пробах 2016 года и в осенних исследованиях 2017 года не был обнаружен, зато в пробах начала лета 2017 и 2018 годов его содержание составило: среднее – 0,47-0,52, максимальное – 0,90-1,00 и минимальное 0,16-0,02мг/л, соответственно. Из этих данных видно, что содержание соединений азота в десятки раз ниже ПДК, равный 40 или, в пересчете на азот нитратов, 9,0.

Фосфор минеральный. Фосфор относится к числу биогенных элементов, имеющих особое значение для развития жизни в водных объектах. Соединения фосфора встречаются во всех живых организмах, они регулируют энергетические процессы клеточного обмена. При отсутствии соединений фосфора в воде рост и развитие водной растительности прекращается, однако избыток их также приводит к негативным последствиям, вызывая процессы эвтрофирования водного объекта и ухудшение качества воды [18].

Среднее содержание фосфора минерального в 2016 году составило 0,0041 мг/л, в 2017 году 0,0050 и 0,0047, а в 2018 году – 0,0080, соответственно в начале летних (2016, 2017 и 2018гг) и в начале осенних исследованиях 2017г. Повышенное содержание фосфора были отмечены в точках № 34а - в устье реки Тюп на глубинах 10м и 40 (придонной) пробе (четырёхкратное) и точке №5 в поверхностной пробе (0,5 м от поверхности) залив Рыбачий - в районе нового порта (семикратное). Таким образом, во всех 195 исследованиях проб вод озера содержание фосфора минерального было минимальным и находилось в пределах от 0,001 мг/л до 0,037 мг/л, что для олиготрофного водоема, как озеро Иссык-Куль, составляет 0,02-0,74 ПДК. Здесь необходимо отметить заметное, на 18,3% повышение среднего содержания фосфора минерального в 2017 году по отношению к 2016 году, однако в 2018г это повышение составляет всего 2,4%. Какого-либо закономерного изменения с глубиной не было обнаружено: все уравнения

регрессии по самым различным зависимостям давали максимальные коэффициенты детерминации не более 0,4.

Также исследовалось содержание *железа и кремния*. Железо в озерной воде не выявлено, а среднее содержание в воде кремния за три года составило 1,96 мг/л, максимальное 3,10, минимальное – 1,70 мг/л.

Соли тяжелых металлов — имеющие относительно высокую плотность, являются одними из сильнейших по действию и наиболее распространенным химическим загрязнением, которые токсичны при низких концентрациях и имеют тенденцию к биоаккумуляции. Среди металлов-токсикантов, как наиболее опасные для здоровья человека и животных, выделена приоритетная группа. В нее входят кадмий, медь, мышьяк, никель, ртуть, свинец, цинк и хром [34-35]. Из исследованных нами солей: кадмия, меди, свинца и цинка - ничего не было обнаружено.

Основные выводы

1. Основываясь на 195 точках исследований вод озера Иссык-Куль по минимум 24ти показателям по всей его площади и глубине в 2016-2018гг в начале летнего времени (3 исследования) и один раз в начале осеннего времени, можно сказать, что пока уровень загрязненности вод не превышает установленных норм.
2. Насыщение воды кислородом удовлетворительное по всей площади и глубине озера.
3. pH меняются от 7,8 до 8,9, с общим средним значением в 8,55 и в основном находится в верхних пределах нормы, равной 8,5.
4. Среднее значение БПК₅, характеризующее содержание органических веществ, составило 1,4 мгО₂/л, а максимальное 3.0 мгО₂/л (1,00 ПДК). За три года наблюдается тенденция к росту и, особенно сильно, до полтора - двух раз, вблизи курортных городов.
5. По биогенным веществам превышений не наблюдалось. Концентрации азота аммонийного, нитритного, нитратного, фосфора минерального были намного ниже ПДК.
6. Содержания тяжелых металлов, СПАВ, железа общего находились ниже предела чувствительности методов определения.

Литература

1. Плоских В.В. История и проблемы исследования затонувших памятников Иссык-Куля.//Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата исторических наук. Специальность 07.00.02 — отечественная история,.Бишкек., 2012г.-23с.
2. Романовский В.В., Кузмиченок В.А. и др. Все об озере Иссык-Куль: В вопросах и ответах: Энциклопедическое справочное пособие по природе и экологии озера и котловины.-Бишкек: Изд-во КРСУ, 2005. - 407с.

3. Ежегодные данные о качестве поверхностных вод суши. Озеро Иссык-Куль за 2017-2018 гг. Агентство по гидрометеорологии при МЧС КР. Бишкек - 60-68, 62-73 стр.
4. Dying and dead seas: climatic versus anthropic causes; [proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Dying and Dead Seas - Climatic versus Anthropic Causes, Liège, Belgium, 7 - 10 May 2003]/ed. by Jacques C.J., Nihoul ... (Eds.). - Dordrecht [u.a.] : Kluwer Academic, 2004. - S. 253-286. - ISBN 1-402-01901-7
5. Матыченков, Б.И. Иманкулов. Минеральные воды Киргизии. Издательство «Илим», Фрунзе, 1987г.- 251 с.
6. Лагутин Е.И. Химический состав подземных вод Тянь-Шаня. РК, «Формат-Принт», 2010.- 372с.
7. Маматканов Д. М., Бажанова Л. В., Романовский В. В. Водные ресурсы Кыргызстана на современном этапе. – Бишкек: Илим, 2006. — 276 с.
8. Кадыров В.К. Гидрохимия озера Иссык-Куль и его бассейна. Фрунзе Илим., 1986. -211 с.
9. Мамбеталиева Ш.М., Жакшылыкова Ш.С. Кожобаев К.А. Некоторые общие характеристики термоминеральных вод Иссык-Кульской области Кыргызской Республики./Известия КТУ им. И.Раззакова. 2014г., №32, часть 2. стр. 261-264.
10. 1000 years of environmental history of Lake Issyk-Kul. March 2014 - In book: Dying and Dead Seas: Climatic versus Anthropic causes. Editors: Nihoul, J.C.N. and Zavialov, P.O. and Micklin, P.P.;
11. Асанкулов Т., Абудувайли Ц., Исанова Г., Лонг М., Дуулатов Э. Многолетняя динамика и сезонные изменения гидрохимии бассейна оз. Иссык-куль (Кыргызстан)//Аридные экосистемы, 2019, том 25, No 1 (78), с. 79-87.
12. Kawabata Y., Kurita T., Nagai M., Aparin V., Onwona-Agyeman S., Yamada M., Fujii Y., Katayama Y. Water Quality in the Issyk-Kul and the River Flowing into It // Journal of Arid Land Studies. 2014. No. 24 (1). P. 105-108.
13. Vollmer M.K., Fweiss R. Williams R.T., Falkner K.K., Qiu E. A. Ralph X Romanovsky V.V. Physical and chemical properties of the waters of saline lakes and their importance for deep-water renewal: Lake Issyk-Kul, Kyrgyzstan//Geochimica et Cosmochimica Acta. Volume 66, Issue 24, 15 December 2002, Pages 4235-4246.
14. Xuemei Qiu. Exploring a Fluorescence-based Analytical Method for Ba in Natural Waters and a Field Study of the Major Ion Chemistry of Lake Issyk-Kul, Kyrgyzstan.//Master of Science thesis of Xuemei Qiu presented on January 18, 2002. A Thesis submitted to Oregon State University.
15. Жумалиев К.М., Завьялов П.О., Альмкулов С.А. Исследование гидрофизических и гидрохимических полей озера Иссык-Куль. (Study of hydrophysical and hydrochemical fields of lake Issyk-Kul).//Вестник Международного Университета Кыргызстана. № 1 (29) 2016. Стр. 17-28.
16. РД 52.24.420-2006. Биохимическое потребление кислорода в водах. Методика выполнения измерений скляночным методом. Ростов-на-Дону 2006. Стр. 1-25.
17. РД 52.24.495-2017. Водородный показатель вод. Методика измерений потенциометрическим методом. Ростов-на-Дону 2017. Стр. 1-15.

18. РД 52.24.395-2017. Жесткость воды. Методика выполнения измерений титриметрическим методом с трилоном Б. Ростов-на-Дону 2017. Стр. 1-35.
19. РД 52.24.382-2006. Массовая концентрация фосфатов и полифосфатов в водах. Методика выполнения измерений фотометрическим методом. Ростов-на-Дону 2006. Стр. 1-32.
20. РД 52.24.401-2006 Массовая концентрация сульфатов в водах. Методика выполнения измерений титриметрическим методом с нитратом свинца. Ростов-на-Дону 2006. Стр. 1-32.
21. РД 52.24.403-2018. Массовая концентрация ионов кальция в водах. Методика измерений титриметрическим методом с трилоном Б. Ростов-на-Дону 2018. Стр. 1-30.
22. РД 52.24.407-2017. Массовая концентрация хлоридов в водах. Методика выполнения измерений аргентометрическим методом. Ростов-на-Дону 2017. Стр. 1-26.
23. РД 52.24.419-2005. Массовая концентрация растворенного кислорода в водах. Методика выполнения измерений иодометрическим методом. Ростов-на-Дону 2005. Стр. 1-21.
24. РД 52.24.496-2018. Методика измерений температуры, прозрачности и определение запаха воды. Ростов-на-Дону 2018. Стр. 1-14.
25. РД 52.24.514-2009 Методика расчета суммарной молярной (массовой) концентрации ионов натрия и калия, суммарной массовой концентрации ионов в водах. Ростов-на-Дону 2009. Стр. 1-13.
26. РД 52.24.516-2006 Массовая концентрация меди и цинка в воде. Методика выполнения измерений фотометрическим методом из одной пробы. Ростов-на-Дону 2006. Стр. 1-49.
27. РД 52.24.486-2009 Массовая концентрация аммиака и ионов аммония в водах. Методика выполнения измерений фотометрическим методом с реактивом Несслера. Ростов-на-Дону 2009. Стр. 1-40.
28. РД 52.24.380-2017. Массовая концентрация нитратного азота в водах. Методика измерений фотометрическим методом с реактивом Грисса после восстановления в кадмиевом редуторе. Ростов-на-Дону 2017. Стр. 1-32.
29. РД 52.24.381-2017. Массовая концентрация нитритного азота в водах. Методика измерений фотометрическим методом с реактивом Грисса. Ростов-на-Дону 2017. Стр. 1-25.
30. РД 52.24.358-2006 Массовая концентрация железа общего в водах. Методика выполнения измерений фотометрическим методом с 1,10-фенантролином. Ростов-на-Дону 2006. Стр. 1-25.
31. РД 52.24.533-2017. Массовая концентрация фторидов в водах. Методика измерений фотометрическим методом с лантан-ализаринкомплексом в присутствии ацетона. Ростов-на-Дону 2017. Стр. 1-26.
32. РД 52.24.433-2005. Массовая концентрация кремния в поверхностных водах суши. Методика выполнения измерений фотометрическим методом в виде желтой формы молибдокремневой кислоты. Ростов-на-Дону 2005. Стр. 1-22.
33. РД 52.24.497-2005 Цветность поверхностных вод суши. Методика выполнения измерений фотометрическим и визуальными методами. Ростов-на-Дону 2005. Стр. 1-19.
34. Семенов А.Д., Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши. Под редакцией проф. Ленинград, Гидрометеиздат, 1977 г. Стр 16-490.

35. Правила охраны поверхностных вод Кыргызской Республики. (постановления Правительства КР № 128 от 14 марта 2016 года. В редакции постановления Правительства КР от 15 декабря 2017 года № 813).

УДК.556.332.52:626.8 (575.1)

ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОЛОГО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КАШКАДАРЬИНСКОЙ ОБЛАСТИ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН В ПРОЦЕССЕ ОСВОЕНИЯ

Бабаджанов А.Ф., Тошпулатов Ф.Н., Фахридинова Г.Т.

Национальный Университет Узбекистана им.Мирзо Улугбека

Аннотация. В научной статье излагаются оценка и картирование геолого-экологических изменений на орошаемых землях. Решающим показателем техногенных изменений на отрезок времени являются гидродинамическая и гидрохимическая взаимосвязанными. В процессе исследований в Кашкадарьинской области Республики Узбекистан составлены карты изменений гидро-экологических условий. Результирующим показателем в процессе исследований являются выявление сильно изменённые; среднеизменённые; слабоизменённые территории и даны соответствующие рекомендации охране и улучшению их состояния.

Ключевые слова: *техногенез, мелиорация, орошение, ирригационные каналы, водохранилища, подтопление, заболачивание, вторичное засоление, гео-экологические изменения.*

Введение. Охрана и рациональное использование водно-земельных ресурсов в настоящее время является одной из актуальных проблем в связи с тем, что в последнее время в Узбекистане введено в эксплуатацию примерно 3,1 млн. гектаров целинных земель. Построено более 200 крупных ирригационных каналов и гидротехнические сооружения, а также строятся атомные электрические станции. Интенсивное освоение земель не могло не повлиять на естественную природную обстановку, сложившуюся за долгое геологическое время.

Особенно в своих исследованиях (7; 2; 1), отмечают, что строительство и эксплуатация оросительных систем оказывают значительное и

многообразное воздействие на геологическую среду территории. Эти воздействия геологическую среду вызывают изменение ее компонентов.

Изменение компонентов геологической среды ставит перед гидрогеологами определенные задачи.

Разработка и совершенствование методики изучения изменения геологической среды под воздействием орошения. В связи с этим целью настоящих исследований заключалась в оценке регионального изменения гидрогеологических условий под воздействием водохозяйственного переустройства и их картирование, имеющее, оптимизирующие негативные последствия техногенеза.

При изучении региональных изменений прежде всего необходимо было выяснить степень их благоприятности для контроля и управления гидрогеолого-мелиоративными условиями степени благоприятности изменения, по (3), подразделяются на существенно благоприятные, условно благоприятные и несущественные.

Общий итог анализа региональных изменений гидрогеологических и инженерно-геологических компонентов отразился на карте изменения геологической среды под воздействием орошения, составленной на основе синтеза выше перечисленных карт.

Карта содержит сведения о геолого-литологическом и геоморфологическом строении современных гидрогеологических условий территории до регионального водоупора. В основу взяты принципы, разработанные (8).

Она отображает количественные и качественные изменения компонентов гидрогеологических и инженерно-геологических условий геологической среды в целом; особое внимание уделяется инженерно-геологическим явлениям, получившим широкое развитие в результате орошения размыв, обрушение и оплывание берегов каналов, коллекторов и дренажа, вторичное засоление почво-грунтов, подтопление и заболачивание территорий, площадная просадка и др. (5).

Оценка изменений геологической среды производилась на основе условных критериев, характеризующихся степенью и направленностью изменений гидрогеологических и инженерно-геологических компонентов, развития и значимости инженерно-геологических процессов и явлений.

Качественные изменения геологической среды исследуемой территории в целом. Первоначально при исследованиях определялись региональные изменения глубины залегания, минерализации и агрессивности грунтовых вод как наиболее изменчивых и динамичных факторов, влияющих на инженерно-геологические компоненты и способствующих развитию различно города инженерно-геологических процессов(4).

Для этого широко использовались материалы многолетних режимных наблюдений Кашкардарьинской гидрогеологической партии. С помощью анализа этих многолетних материалов установлено два периода влияния

орошения на гидродинамические и гидрохимические характеристики грунтовых вод.

В первый (1965-1972гг.) из-за ограниченности стока р. Кашкадарья орошение носило кочевой характер (КЗИ-0,4). Скорость подъема уровня грунтовых вод составляла всего 0,3-0,5м/год; Максимальное положение он занимал в июле-августе, минимальное в ноябре-марте. Уровень грунтовых вод за это время поднялся на 1,5-2,0 м; минерализация оставалась постоянной.

Второй период начинается с ввода в эксплуатацию в 1973г. Ульяновского, за тем в 1974 г. Каршинского магистральных каналов и Талимарджанского водохранилища (КЗИ>0,85). Площадь орошения расширилась до 200 тыс. гектара, скорость подъема уровня грунтовых вод в отдельных частях участках орошаемой зоны составила 3-4 м/год, в зоне влияния водохранилища – 6-14 м/год.

Для выявления и оценки региональных изменений уровенного и гидрохимического режима грунтовых вод, в процессе исследований по материалам института "Средазгипроводхлопок" составлены карты для орошаемой и прилегающей к ней территории за 1965-2015 гг. и для зоны, прилегающей к Талимарджанскому водохранилищу за 1974-2015гг.

Из анализа первой можно прийти к заключению, что в пределах орошаемых площадей наибольший подъем уровня грунтовых вод наблюдается в зоне нового орошения (10-20м и более), грунтовые воды, зоны старого орошения в уровенном и гидрохимическом отношении практически сохранили свои параметры. Уровень грунтовых вод составил 70-115 м, он отмечен в близкой зоне плотины **Талимарджанского водохранилища**.

Наибольший подъем уровня грунтовых вод навоорошаемой зоне около пяти лет изменений не наблюдалось. На новоорошаемых землях ухудшение мелиоративного состояния происходит в результате без учета их природных особенностей в проекте сооружения.

Примером является зоны нового орошения Каршинской, Шерабадской и Голодностепских массивов.

В этих районах при оценке степени направленности изменений на участках нового орошения нами предлагается ввести дополнительные категории:

а) неблагоприятные земли с их влиянием на орошения в пределах мелиорации территории с целью повышать продуктивность. Решение указанных задач предусматривает дополнительных капитальных вложений на реконструкцию. В составление проекта необходимо включать предусматриваемые капитальные вложения.

б) условно благоприятные, где изменения должны заранее учитываться в проекте строящихся сооружений, хотя и проявляются лишь за пределами их мест размещения. Значительная часть орошаемых земель расположена на естественно-дренированных территориях, где проявление под

влиянием мелиоративных мероприятий. Здесь сложившиеся гидрогеологические условия не наблюдаются в связи естественной обеспеченностью подземного стока.

Такие территории распространены в предгорных шлейфах и головной части конусов выноса глубоко расчлененных предгорных равнинна высоких речных террасах (3), территории с подобными гидрогеологическими условиями не предусмотрены.

Исходя из выше изложенного, а также для полноты анализа и оценки регионального воздействия мероприятий на гидрогеологические условия целесообразно обособлять массивы орошения:

- неблагоприятные, такие изменения в пределах площади водохозяйственных объектов, которые оказались предусмотренными в проектах и требуют дополнительных капитальных вложений на реконструкцию;

- незначительные, такие изменения гидрогеологических условий, неблагоприятные влияния которых было заранее учтено в проектах, как изменения не оказывающие практического влияния на продуктивность ландшафта и условия эксплуатации инженерных сооружений т.е. такие изменения для ликвидации которых не требуются капиталовложений;

- устойчиво-благоприятные, когда изменения условий гидрогеологической среды не наблюдаются, проявления влияния мелиоративных мероприятий на сложившуюся благоприятные гидрогеологическую обстановку на фоне естественной обеспеченности подземного стока.

Картирование региональных изменений гидрогеологических условий выполнено путем специального типологического районирования. Изменение гидрогеологических условий новоорошаемых земель Каршинской степи под влиянием техногенеза представлены на рис. 1.

По степени измененности геологической среды на карте выделяются сильно, средне, слабо и практически не измененные территории.

Сильноизмененными являются территории и требующие специальных мероприятий по улучшению геологической среды с различной степенью изменения гидрогеологических и инженерно-геологических компонентов. Отрицательно сказывающихся на мелиоративной обстановке орошаемых площадей; интенсивным проявлением этих процессов и явлений.



Рис. 1

Условные обозначения.

Изменение гидрогеологических условий

- | | |
|--|--|
| | неизмененные |
| | сильно изменённые |
| | среднеизменённые |
| | слабоизменённые |
| | в числителе – номер типологического района. в знаменателе кодовая запись оценочных характеристик |
| | границы площадей распространения типологических районов |
| | круговая диаграмма относительного распределения площадей районов раз- ной степени благоприятности существующих изменений гидрогеологичес- ких условий. |
| | установлено достоверно |
| | предполагаемые |
| | - магистральные каналы |
| | - водохранилища |
| | - контуры неорошаемых массивов |
| | - орошаемые территории |
| | - коллекторы |



Средне измененные, требующие специальные мероприятия по улучшению и предупреждению ухудшения геологической среды и с незначительными изменениями гидрогеологических и инженерно-геологических компонентов, но имеющих тенденцию к дальнейшему развитию, локальным незначительным проявлениям этих явлений.. К слабо измененным отнесены территории не требующие мероприятий по улучшению и предупреждению ухудшения геологической среды с незначительными изменениями гидрогеологических инженерно-геологических компонентов, единичным проявлениям этих процессов и явлений, не влияющих на эксплуатацию земель.

Практически не измененным, неподверженным орошению, с неизменными гидрогеологическими и инженерно-геологическими компонентами. Наряду с выделением территории по степени измененности геологической среды на карте отражается также интенсивность изменений и выявляется по среднегодовой величине подъема уровня грунтовых вод и относительному изменению инженерно-геологических компонентов.

На карте выделяются интенсивно изменяющиеся области, слабо изменяющиеся и стабилизированные районы.

Первый характеризуется постоянным подъемом уровня грунтовых вод со среднегодовой величиной 2-3 м, средне – и слабоизмененными компонентами инженерно-геологических условий.

Второй среднегодовой величиной подъема грунтовых вод от 0.5 до 2 слабоизменяющимся инженерно-геологическими компонентами.

Третий установившимся режимом грунтовых вод неизменными инженерно-геологическими компонентами.

Анализ карты позволил выявить закономерности: наибольшие изменения наблюдаются на территориях, орошаемых 8-10 лет, расположен вдоль магистральных каналов; наименьше в пределах староорошаемых площадей и на территориях, орошаемых не более 5 лет. По интенсивности изменений первые относятся к сильно и слабо изменяющимся, вторые – к стабилизированными интенсивно изменяющимся.

Следует отметить, что выполненные исследования первый этап изучения геологической среды под воздействием орошения, и недостаточно отражают динамику этого процесса; в дальнейшем необходимы стационарные исследования. Это позволит получить информацию об особенностях изменений всех важнейших компонентов геологической среды.

Литература

1. Арипов К.М., Мавлянов Э.В., Бабаджанов А.Ф. Оценка влияния мелиоративных мероприятий на эколого-гидрогеологические условия (на примере Каршинской степи) // Гидрогеологические проблемы изучения геоэкологии Казахстана / докл. республ. научн.-техн. конф. -Алма-Ата, 1990. - с.21-29.

2. Балаев А.Г. Проблемы рационального использования и охраны геологической среды при мелиоративном строительстве. – В кн.: Современные

проблемы мелиорации земель, М.: 1999г.

3. Барон В.А. Влияние достоверности оценки гидрогеологических условий орошаемых массивов на точность многолетних прогнозов режима уровня грунтовых вод // Материалы межвед. совещ. по мелиоративной гидрогеологии и инженерной геологии. М., 1972. Вып.11. - С.206-268.

4. Голодковская Г.А. Инженерно-геологическое картирование и проблемы охраны геологической среды. – В кн.: Проблемные вопросы инженерно-геологического картирования территории аридной зоны - Тр. ГИДРОИНГЕО. Ташкент,: САИГИМС, 1998, с.6-11.

5. Комаров И.С. Накопление и обработка информации при инженерно-геологических исследованиях. М.:Недра, 1998.

6. Кац Д.М. Изучение режима и баланса подземных вод // Научн. основы изучения и охраны подземных вод. М., 1980. - 4.1, с. 53-60.

7. Мавлянов Э.В., Усманов И., Инамов А.Н. Опыт исследования изменений инженерно-геологических условий лёссовых территорий под воздействием орошения. -В кн.: Проблемы лёссовых пород в сейсмических районах. (Самарканд,1980), Тез.докл. Всесоюзного совещания. Ташкент: Фан, 1996, с.23-24.

8. Сергеев Е.М., Голодковская Г.А., Терешков Г.М. и др. Карты изменения геологической среды как основа региональных инженерно-геологических прогнозов. Вестник МГУ, Геология, 1997г., № 5, с.3-13.

УДК 55.502/504

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ НАСЛЕДИЕ КЫРГЫЗСТАНА – ОСНОВА ГЕОПАРКОВ МИРОВОГО ЗНАЧЕНИЯ

Дудашвили А.С.

*Тянь-Шаньское Геологическое Общество.
Кыргызстан, Бишкек, Аламедин-1 д.19.
secretary@geotianshan.org*

Аннотация. Рассматривается понятие и важность создания Геопарков в Кыргызстане. Их значимость в комплексном сохранении природного наследия, экосистем, культуры и развития экотуризма.

Ключевые слова. *Геопарки, комплексное сохранение, ЮНЕСКО, экотуризм, уникальные ландшафты, культура, образование, развитие, экосистемы.*

В современном мире постепенно приходит осознание того, что геологические ресурсы это не только месторождения полезных ископаемых, которые добываются путём вмешательства в геологическую среду, нечего не

оставляя взамен. В данной статье, автор показывает возможность использования объектов геологического наследия для развития геотуризма, что способствует их сохранению и тем самым повышению экологического имиджа страны.

Очевидно, что Тянь-Шаня на сегодня является самым привлекательным регионом в Средней Азии с точки зрения развития экологического туризма, новых научных наблюдений и самое главное с точки зрения георазнообразия. Это обусловлено тем, что именно Тянь-Шань отличается естественной, почти не тронутой первозданной природой. Именно Тянь-Шань представляет собой область всё новых научных исследований связанных с различными естественными научными направлениями.

Тянь-Шань в широком смысле, обладает уникальным геологическим наследием, которое представляет собой важный ресурс для устойчивого развития общества. Например, развития экотуризма и натурное образование. Безусловно, это должно способствовать сохранению не только геологического наследия, но и культурно-исторического, биологического и экосистем в целом. Богатое геологическое наследие Тянь-Шаня даёт определённые преимущества на мировой арене в создании Геопарков ЮНЕСКО.

В свою очередь признание ЮНЕСКО местных геопарков, определяет геологическое наследие Тянь-Шаня, как наследие мирового значения.

Несмотря на относительно небольшую территорию, Кыргызстан располагает значительным георазнообразием, которое сформировано сложными процессами в течение длительной геологической истории.

Горная система Тянь-Шань расположенная в центре Евразийского континента, является составной частью одного из самых активных в мире Центрально-Азиатского складчатого пояса. Это обусловило возникновение и активность разнообразных геологических процессов, которые в течение геологической истории сформировали и продолжают формировать объекты геологического наследия: ландшафты, структуры, отдельные формы рельефа, долины, пещеры и горные массивы. Относительно недавние в геологической хронологии и, современные структурно-тектонические преобразования создали прекрасные геологические объекты, которые смело можно отнести к разряду Всемирного геологического наследия.

Автор с уверенностью может утверждать, что Кыргызстан может стать одной из прогрессивных стран, последовав за программой ЮНЕСКО по созданию глобальной сети геопарков - *Global Network of National Geoparks (GGN)*.

Идея образования геопарков должно основываться на соответствующих критериях принятых ЮНЕСКО. Учитывая критерии Всемирного геологического наследия, а также критерии геопарков ЮНЕСКО, на территории страны можно уверенно организовать и продвигать 3 геопарка.

Нельзя забывать о том, что существуют долгосрочные требования GGN, которые предусматривают жёсткое соблюдение инструкций и правил работы геопарков, которые не должны противоречит концепции геопарков ЮНЕСКО.

Поэтому, не смотря на то, что Кыргызский Тянь-Шань представляет собой территорию геологическое наследие мирового значения, что очевидно по объективному мнению всех уважающих себя учёных, тем не менее, автор придерживается рационального мнения о создании на территории страны трёх геопарков имеющих потенциальные возможности и условия стать членом сети глобальных геопарков - GGN.

По совокупности объектов геологического наследия на той или иной территории, которые составляют их геологическое наследие, наибольшими преимуществами пользуются объекты, приуроченные к областям юго-западного Тянь-Шаня, северо-восточного Тянь-Шаня и северо-западного Тянь-Шаня относительно местного географического районирования. К первому региону, можно отнести совокупность уникальных геологических комплексов в Баткенской области, ко второму геологические комплексы бассейна озера Иссык-Куль, к третьему северо-западные территории Джалал-Абадской области.

Объекты геологического наследия юго-западного Тянь-Шаня приурочены к Алай-Туркестанской горной цепи. В предгорьях этих геологических структур сформированы разнообразные геоландшафты, где наиболее уникальными, по мнению автора, являются геологические комплексы сложенные мезозойскими континентальными отложениями в окрестностях урочища Мадыген, северо-западнее посёлка Самаркандык. Данный комплекс известен в научных изданиях как Мадыгенская свита, представляющая собой полный стратиграфический разрез триасового периода. Кроме того, в окрестностях урочища Мадыген расположены эстетический геоландшафтный комплекс гор Джамангул и Сары-Тоо.

На протяжении десятков лет палеонтологи из разных стран исследовали стратиграфию и литологию упомянутых геологических формаций. В результате были найдены и открыты единичные в мировом масштабе экземпляры ископаемой фауны и флоры, которые сделали геологические слои уникальными. В Мадыгене наглядно представлены и описаны периоды геологической истории и эволюции древней жизни. Здесь и на территории всего геопарка происходят различные геологические процессы, которые можно наблюдать и описывать. Наряду с уникальными геологическими разрезами данная территория отличается выдающимися эстетическими ландшафтами, **фото 1**, и редкими репрезентативными геологическими структурами, **фото 2**.



Фото 1. Эстетический геологический ландшафт в урочище Сары-Тоо, Баткенская область

Кроме Мадыгена, в предгорьях и среднегорном поясе Туркестанского хребта можно увидеть весьма контрастные отличные друг от друга геологические ландшафты и отдельные формы рельефа. Самыми выразительными являются глубокие и узкие каньоны, что говорит о продолжающейся тектонической активности данного региона. Здесь также находятся пещеры известные по историческим артефактам, таким как следы палеолитической стоянки человека в пещере Сель-Ункур или более поздние объекты в пещерном комплексе Абишир.

Высокогорная и среднегорная части геопарка отличается великолепными горными долинами и выдающимися скальными пиками в долине Каравшин.

Баткенский геопарк, это регион где наглядно проявляется геологическая история Земли. По зональности объектов геологического наследия, можно судить об истории геологического развития целого региона в течение длительного времени от палеозоя до голоцена.

Компактное расположение и сочетание разнообразных геоландшафтов от бедлендов до нивальных долин, создаёт уникальную возможность для организации различных маршрутов с целью развития геотуризма, а также для

образования и повседневного созерцания природой. Это уникальное расположение даёт возможность комплексного сохранения природного наследия и развития геопарка ЮНЕСКО.



Фото 2. Геологические структурные формы в урочище Сары-Тоо, Баткенская область

Другим примером геопарка является регион, который географически приурочен к северо-западному Тянь-Шаню. Объекты геологического наследия сконцентрированы западнее Ферганского хребта и южнее Чаткальского хребта. Чаткальский хребет также можно отнести к территории потенциального геопарка. Отличительной особенностью этого геопарка с точки зрения геологии являются объекты геологического наследия, образование которых, связано с геологическими процессами, протекавшими в разных геолого-тектонических условиях Среднего и Южного Тянь-Шаня. Схожесть геопарка с предыдущим связана с компактным расположением объектов геологического наследия и геологическими обнажениями описывающими историю геологического развития от палеозоя до голоцена. В геопарке, кроме эволюционной истории, также ярко представлены результаты вмешательства человека в геологическую среду, в

виде бесхозных угольных карьеров. Эти объекты также же могут быть использованы для развития геопарка.

В середине XX века здесь были найдены останки динозавра – Зауропода, что делает местные геологические разрезы предметом сохранения и научных исследований.

Территория отличается выразительными формами рельефа и геологическим строением, что может уверенно использоваться для развития геотуризма, **фото 3**.

Примером другого геопарка, как это не парадоксально может быть район, расположенный в пойме реки Майлуу-Суу, на юго-западном склоне Ферганского хребта.

Актуальность подобного природно-техногенного геопарка связана с ярким примером развития цивилизации посредством добычи полезных ископаемых и как следствие сформировавшейся экологической угрозы. Создания подобного геопарка может стимулировать развитие малых городов Кыргызстана, где в недалёком прошлом добывались полезные ископаемые, а сегодня эти населённые пункты брошены на произвол судьбы. Тем не менее, подобные геопарки отличный образовательный полигон, где наглядно можно увидеть ошибки неразумного вмешательства человека в геологическую среду. В долине реки Майлуу-Суу многолетняя добыча урана подземным способом стала результатом нарушения природного равновесия склонов гор и как следствие формирование крупных оползней.

В геопарке можно наглядно демонстрировать или инсталлировать различные сценарии масштабных экологических катастроф связанных с проявлением процессов гравитационного характера и как следствие процессов атомного заражения обширных территорий. Здесь, в Майлуу-Суу окружающий преобразованный техногенный ландшафт оказывает сильное впечатление на людей и вызывает понимание человеческих ошибок, как результатов вмешательства в естественную среду. Не смотря на ужасающее мнение многих исследователей и специалистов, сложившиеся ландшафты в Майлуу-Суу могут быть использованы с пользой для устойчивого развития региона в качестве природных туристских ресурсов. Особенно для проведения экологических туров.

В долине реки Майлуу-Суу также ярко представлены выразительные структурные геологические формы, **фото 4**.

Ещё одним примером геопарков Кыргызстана является создание геопарка в северо-восточном Тянь-Шане, где основу объектов геологического наследия составляют объекты, приуроченные к Иссык-Кульскому бассейну. По мнению автора, организация данного геопарка в данном регионе не представляет собой сложную задачу. Это связано с уже развитой в настоящее время инфраструктурой и осведомлённостью местных жителей о возможностях использования георесурсов для развития туризма. Но, развитие туризма в геопарке связано, прежде всего, с экологическим

бережным отношением к природе, что нельзя сказать о туризме в Иссык-Кульской области. В настоящее время экологичное использование природных ресурсов, в том числе и геологических (долина «Сказка») ресурсов оставляет желать лучшего.



Фото 3. Геологические обнажения в окрестностях горного хребта Чар-Таш, Джалал-Абадская область

Наиболее подходящим районом для развития геопарка, являются предгорные зоны, прилегающие к южному берегу озера. Здесь расположены объекты геологического наследия, описывающие разные периоды эволюции Земли, такие как палеозой, мезозой и кайнозой. Различные формы рельефа отражают геологические процессы, которые принимали и принимают участие в формировании геологических ландшафтов. Репрезентативными также являются стратиграфические комплексы, описывающие эволюцию озера Иссык-Куль и окружающего региона. Эти комплексы образовались в результате длительных тектонических процессов, которые продолжаются и в настоящее время.

Развитая инфраструктура территории геопарка, при дополнительных просветительских мероприятиях, позволит создать соответствующую базу по развитию и управлению геопарком по принципу «снизу вверх».

Кроме описанных выше, другими примерами возможных геопарков на территории Кыргызстана, могут быть территории объединяющие объекты

геологического наследия в урочище Ходжа-Келен, в долинах рек Мурдаш и Ак-Бура, в урочище Кыргыз-Ата и горе Туя-Муюн и другие объекты, в единый Алайский Геопарк.



Фото 4. Антиклиналь в долине реки Майлуу-Суу

Особое место в контексте развития экотуризма может занять Южно-Ферганский геопарк с включенными в него карстовых останцев «Ошские горки» с многочисленными пещерами и гротами, наскальными рисунками, каньонами в который также входит и гора Сулайман-Тоо.

В Южном Тянь-Шане в единый геопарк можно объединить величественные сооружения северных предгорий хребта Кошаал-Тоо: горный массив Сары-Белес, озеро Кёл-Суу, каньоны и долины Кок-Кыя, долину реки Ак-Сай, озеро Чатыр-Куль и другие геологические объекты в единый Кокшаал-Аксайский геопарк.

В Срединном Тянь-Шане, геопарком могут стать геологические объекты предгорий хребта Молдо-Тоо и сам хребет, окружённый разнообразными геологическими ландшафтами, от засушливых бедлендов в районе села Бастово и высокогорий в окрестностях озера Сон-Куль.

Таким образом, Тянь-Шань – это один большой Центрально-Азиатский геопарк включающий в себя контрастное эстетическое георазнообразие различных масштабов.

Но, главным неотъемлемым признаком геопарка являются объекты геологического наследия, без которых природная территория не может соответствовать концепции геопарка. Поэтому, геологическое наследие является основной составляющей геопарки.

Как было описано выше, объекты геологического наследия могут иметь, как естественное происхождение (геологические обнажения, тектонические нарушения, формы рельефа, каньоны, пещеры, источники и т. д.), так и искусственное (горные выработки и их отвалы, карьеры, дорожные выемки, древние рудники и т. д.). Характерными примерами объектов геологического наследия в упомянутых геопарках, являются стратотипические разрезы, особенно в окрестностях Мадыгена. Ими также могут являться местонахождения редких видов палеонтологических ископаемых, отдельные горные массивы, источники, живописные останцы выветривания, выдающиеся каньоны, геологические и геоморфологические эталоны или раритеты. Соответственно в названии «объект геологического наследия» отражается не только его географическое положение, но и геологическая сущность (например, стратотип в геопарке Янган-Тау в России – отражает геологический разрез Мечетлино). Если бы не было данного разреза, то понятие «геопарк» не могло бы иметь право на существование.

При выявлении объектов геологического наследия, следует руководствоваться специально разработанными критериями, из которых наиболее часто используются следующие: 1) редкость (уникальность), наилучшая выраженность или масштабность проявленного на объекте геологического феномена; 2) возможность использования объекта в качестве эталона; 3) георазнообразие – разнообразие представленных элементов: фоссилий, минералов, горных пород, форм рельефа и т. д. (Gray M., 2003); 4) наиболее древнее или наиболее позднее проявление на объекте того либо иного геологического феномена; 5) активное протекание современных геологических процессов; 6) наличие документированных наблюдений недавних геологических событий; 7) значение объекта в истории геологии или в развитии горного дела; 8) дидактическое значение объекта; 9) эстетическая и рекреационная привлекательность объекта (Wimbledon W.A.P., 1990; Geological heritage..., 2000; Lapo A., 2000).

Принятые под государственную охрану Объекты геологического наследия приобретают статус особо охраняемых геологических объектов, являясь частью особо охраняемых природных территорий. В более редких случаях они могут иметь статус или являться частью памятников археологии (например, пещеры, древние горные выработки и др.), а также историко-культурных музеев-заповедников.

Объекты геологического значения, не находящиеся под государственной охраной, обозначаются как предлагаемые к охране геологические объекты. В международном масштабе в рамках проекта «Geosites» осуществляется инвентаризация объектов геологического наследия, имеющих всемирное значение (Geological heritage of Europe, 1998). После утверждения ЮНЕСКО наиболее значимые Объекты геологического наследия включаются в список всемирного природного наследия.

Для внесения в список ЮНЕСКО, природные ценности должны отвечать, по крайней мере, одному из следующих критериев: - быть в высшей степени характерным примером одного из крупнейших периодов эволюции Земли; - быть представительным и значительным примером текущих геологических процессов, биологической эволюции и взаимодействия человека и окружающей его природной среды; - представлять явление, тип формации или природный вид, в высшей степени достопримечательные места такие, как наиболее крупные экосистемы, пейзажи необыкновенной красоты или выдающиеся образцы совместных творений человека и природы; - представлять наиболее крупные и репрезентативные природные районы обитания находящихся под угрозой или представляющих универсальную ценность видов животных и растений».

Кыргызский Тянь-Шань с его разнообразием ландшафтов, весьма чётко вписывается в вышеупомянутые критерии, что определяет значительные территории как «Геопарки» и позволяет войти вновь образованным геопаркам в глобальную сеть геопарков поддерживаемых ЮНЕСКО.

Возможно, что в будущем Кыргызский Тянь-Шань станет единым Глобальным Геопарком мирового масштаба.

Какую пользу принесут ГЕОПАКИ для Кыргызстана?

Геопарки имеющие статус ЮНЕСКО, представляют собой единые географические районы, где объекты и ландшафты международного геологического значения управляются с позиции целостной концепцией защиты, образования и устойчивого развития.

Геопарк ЮНЕСКО использует свое геологическое наследие в связи со всеми другими аспектами природного и культурного наследия той или иной области, чтобы повысить осведомленность и понимание проблем, стоящих перед обществом, таких как, смягчения последствий климата изменения и сокращения последствий стихийных бедствий.

Повышая осведомленность местных жителей о важности геологического наследия в своём регионе, Глобальные геопарки ЮНЕСКО дают местным жителям чувство гордости и укрепляют их идентификацию в этом районе. Создаётся возможность сохранения природного наследия через развития экологического туризма, где и то и другое управляются местными общинами. Стимулируется создание инновационных местных предприятий, новых рабочих мест и высококачественных учебных курсов, поскольку

новые источники дохода генерируются благодаря устойчивому геотуризму, а геологические ресурсы этого района защищены.

Подобный подход управления «снизу вверх», становится все более популярным благодаря позитивному и эффективному функционированию Глобальной сети геопарков (GGN), при специальной поддержке ЮНЕСКО.

В настоящее время ЮНЕСКО поддерживает усилия государств-членов по созданию Глобальных геопарков ЮНЕСКО по всему миру, особенно на развивающихся территориях без геопарка. В связи с этим в стране существует большой потенциал геопарков как на внутренней территории, так и на трансграничных территориях.

Таким образом, геопаркам принадлежит будущее. Геопарки – территории активно экологического туризма и как следствие сохранения геологического наследия Кыргызстана и трансграничных территорий.

Кыргызстан занимает большую, западную часть Тянь-Шаня с динамически развивающимися геологическими процессами, которые являются основными факторами для формирования всего того многообразия геологических форм и целых ландшафтов. Это создаёт идеальные условия для создания геопарков и решения проблем сохранения природного наследия на обширных природных территориях путём создания геопарков.

Литература

1. Бернштам А.Н. Историко-археологические очерки Центрального Тянь-Шаня и Памиро-Алая // Материалы и исследования по археологии СССР. М.-Л. Издательство АН СССР, 1952, № 26, 346 с.
2. Бартольд В.В. Отчёт о поездке в Среднюю Азию с научной целью в 1893-94 гг. Соч. Т.IV М., 1966. - С. 21-91.
3. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов. Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Геология и геофизика 2011, Т. 52 № 1 с. 66-90.
4. Воропаева В. Джунушалиев Д. Плоских В. История отечества: Краткий курс лекций по истории Кыргызстана. – Бишкек: Илим, 2002, - 200 с.
5. Геопарки как основа развития горно-геологического туризма. Н.В. Колесникова, Н.М. Хуусконен. Петрозаводский государственный университет. <http://web.snauka.ru/issues/2015/07/56109>
6. Дудашвили С.Д. Туристские ресурсы Кыргызской Республики. Бишкек, 2005.
7. Дудашвили А.С. Геологическое наследие Западного Тянь-Шаня – основа сохранения биоразнообразия и развития экотуризма / Батыш Тянь-Шандын геологиялык мурасы – биоартүрдүүлүктү сактоонун жана экотуризмди өнүктүрүүнүн негизи. – Б.: 2019. – 272 с
8. Дудашвили А.С. Развитие экотуризма в Западном Тянь-Шане как Основа сохранения природного наследия. – Б.: 2019. – 144 с.
9. ЗАКОН КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКИ Об особо охраняемых природных территориях от 3 мая 2011 года № 18. <http://cbd.minjust.gov.kg/act/view/ru-ru/203262>

10. Леонов М.Г., Рыбин А.К., и др. Гиссаро-Алай и Памир: сравнительная геодинамика и взаимоотношение. Геологический институт РАН, Москва, Россия.
11. Оторбаев К.О., Турдумамбетов Б.У. Туризм в хозяйственном комплексе Кыргызстана. Бишкек, 2002.
12. Особо охраняемые природные территории Кыргызской Республики. Сайт Государственного агентства Охраны Окружающей Среды и Лесного хозяйства КР <http://www.ecology.gov.kg/page/view/id/201>
13. Сабденбеков А.Т., Кочева Н.А., Федосова Т.Л. Горно-Алтайский государственный университет, Горно-Алтайск, Россия Республика Алтай - возможности создания геологического парка (статус и цели).
14. Статистический сборник. Туризм в Кыргызстане. Бишкек, 2011.
15. Устав международной программы по геонаукам и геопаркам (МПГГ). Генеральная конференция ЮНЕСКО 38-я сессия, Париж 2015 г.
16. Cheung L. T. O., Fok L., Fang W. Understanding geopark visitors' preferences and willingness to pay for global geopark management and conservation // *Journal of Ecotourism*. – 2014. – Т. 13. – №. 1. – С. 35-51.
17. Global Geoparks Network Электронный ресурс. – URL: <http://www.globalgeopark.org>
18. Kubalíková L., 2013. Geomorphosite assesment for geotourism purposes. *Czech Journal of Tourism* 2: 80–104. DOI: 10.2478/cjot-2013-0005
19. Lewis T.O. Cheung, Lincoln Fok, Wei Fang (2014) Understanding geopark visitors' preferences and willingness to pay for global geopark management and conservation, *Journal of Ecotourism*, 13:1, 35-51, DOI: 10.1080/14724049.2014.941848
20. Neda Torabi Farsani, Celeste Coelho and Carlos Costa. Geotourism and geoparks as novel strategies for socio-economic development in rural areas // Article first published online: 4 AUG 2010. DOI: 10.1002/jtr.800
21. Warowna J., Zgłobicki W., Gajek G., Telecka M., Kołodyńska-Gawrysiak R., Zieliński P., 2014. Geomorphosite assessment in the proposed Geopark Vistula River Gap (E Poland). *Quaestiones Geographicae* 33(3), Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, pp. 173–180. DOI 2478/quageo-2014-0040, ISSN 0137-477X.
22. Scientific tourism, a tool for tourism development in Patagonia. [21/07/2016 https://labexitem.hypotheses.org/177](https://labexitem.hypotheses.org/177)
23. Цибанов В.В. Филиппов А.Г. Дудашили А.С. Морфология и трехмерные изображения рудника-пещеры Кан-и-Гут. УИСК Спелеология и карстология. 10.2013. с. 5-15.

ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ДЖУМГАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Дж.Ж.Кендирбаева

*Институт сейсмологии НАН КР. 720009, Бишкек
Jumaevna48@gmail.com*

Аннотация. В данной на примере Джумгальской впадины освещаются данные о термоминеральных водах, до сих пор считающихся не кондиционными по категории горно-добывающей отрасли. Перспективы их использования оценены с позиции водоснабжения населенных пунктов и орошения земель, а также курортологии и лечебного питья. При этом учитывались типы их циркуляции- пластовые и трещинные, грунтовые и напорные, а также мощность водовмещающих пород и эксплуатационные запасы по конкретному участку.

Ключевые слова: *обновление разрывов, гидрогенные материалы и их незалеченность, благоприятные условия и пригодность для лечения болезней, субтермальная и пресная воды, характеристика физико-химических параметров термальных вод, Кыргызский Тянь-Шань и Джумгальская впадина*

Актуальность проблемы. На земном шаре почти не осталось регионов, где влияние человека не оказывало бы негативное влияние. В настоящее время чистой питьевой воды остается все меньше: происходит интенсивное загрязнение не только поверхностных водотоков, но и глубоких водоносных горизонтов. В Кыргызстане в начале третьего тысячелетия для обеспечения хозяйственной потребности и жизнедеятельности растущего населения весьма остро ощущается не только возрождение простаивающих и расширение существующих, но и открытие новых областей использования местных и трансграничных природных ресурсов.

Необходимо подчеркнуть, что в классическом понимании отдельные представители как предмет практических исследований являются вмещающей средой, образующей по агрегатному состоянию жидкие и вязкие, пластически деформируемые, полутвердые и твердые соединения, в которых воды, присутствуя в количествах от 0,5 до 20 до 100%, для внедрения в практические сферы нередко обеспечивают их главным качеством, т.е. биогенными свойствами. Они, несмотря на неравномерное территориальное распределение, встречаются практически во всех гидрогеологических

массивах и артезианских бассейнах, одновременно сопряженных с закономерностями широтной зональности и вертикальной поясности Кыргызского Тянь-Шаня [1,2].

Достижение положительной результативности по любому объекту возможно лишь на основе комплексирования всех данных с традиционными сведениями о региональных условиях, учитывающих конкретные особенности геолого-тектонических структур, особенно, отвечающие требованиям международного стандарта к нормативно-технической пригодности, регламентирующей нижние пороговые пределы о качестве и запасах.

Джумгалская впадина в этом плане занимает наиболее выгодное территориально-географическое положение, например, за счет строительства альтернативной автодороги, что в будущем на 2-3 порядка может повысить выход республики на мировой рынок. Этот регион представляет собой приподнятую структуру со сложным сочетанием поднятий и долин, ограниченных различными по условиям формирования и характером развития разломами. Здесь обновление в новейшее время разрывов привело гидрогенным материалам к незалеченности, т.е. к формированию зон трещиноватости, создающих благоприятные условия для движения вод сверху-вниз и, наоборот, снизу-вверх, о чем свидетельствует близость термоминеральных вод по набору и количественным содержаниям некоторых биогенных элементов. Это воды ледников и родников, рассолы глубоких горизонтов и лечебные грязи, пласты минеральных соединений, толщи тонкодисперсных глин и мумие, находящиеся в различных типах структур.

К настоящему времени по ним имеются разрозненные, но поистине бесценные материалы. При этом для внедрения мультидисциплинарных подходов, объединяющих их не только как объекты исследований, но и для решения предлагаемых практических вопросов, необходимы финансовые вложения. С учетом вышесказанного, актуальность проблемы состоит в уточнении генезиса и закономерностей распространенности качественного набора и количественных содержаний компонентов в термальных водах, а также в рационализации и оптимизации их способов по областям использования [3].

Методика исследования. Непрерывный обмен и взаимодействие веществ неживой и живой среды- это характерная особенность существования Земли, обусловленная за счет сложных физико-химических процессов, поглощающих энергию земного шара и приводящих к перемещению и преобразованию элементов периодической системы Д.И. Менделеева, причем крупные гео- и биохимические открытия объяснены после выявления их химической сущности. Например, роль хлорофилла установлена как основы фотосинтеза и присутствие при этом железа как элемента, лежащего в основе процесса дыхания, как природа передачи

нервного возбуждения и памяти выяснена после определения количественных содержаний элементов в формировании геохимической оболочки Земли. Для разработки нормативных документов и создания по ГИС-технологиям геобазы данных использованы наземно-полевые гидрогеологические и гидрохимические съемки, тематическое картирование, лабораторно-экспериментальные работы, а также опытно-промышленные испытания [4,5].

Использованные материалы. В качестве источников для настоящих исследований легли труды ученых, занимающихся вопросами целостности природных систем и проблемами использования подземных вод в курортологии, однако среди которых оценка их биогенных свойств, сопряженных выявлением их взаимосвязи с качеством биосферы и оптимизацией способов для расширения областей применения, разработаны недостаточно. Поэтому основой в решении данного вопроса приняты материалы полевых и лабораторно-экспериментальных работ, которые дополнялись результатами медико-клинических исследований, полученными в течение многих лет с участием автора за счет привлечения минеральных и грунтовых вод.

Превышение хребтов над прогибами, занимающих большую часть (60-65%) территории, колеблется от 200-600 м до 2200-3000м (рис.1). Вопросы геологического строения региона занимались в разные годы Мушкетов И.В., Шульц С.С., Николаев В.А., Адышев М.М., Асаналиев У.А., Калмурзаев К.Е., Королев В.Г., Кнауф В.И., Бакиров А.Б., Садыбакасов И.С. и др. Их неоднородности отражаются на разделении структур- на гидрогеологические массивы и артезианские бассейны. Подземные воды во втором случае образуют три структурно-гидрогеологических этажей, отдельные из которых по физико-химическим параметрам являются «азональными», т.е. показателями о суммарном эффекте воздействия эндогенных и экзогенных факторов. При этом как в плане, так и в разрезе неоднородный литологический состав осадков привел к спорадическому распространению подземных вод, например, пестроте минерализации и химического состава, т.е. от соленых хлоридно-сульфатно-натриевых до соленых хлоридных натриево-кальциевых.

Средний структурно-гидрогеологический этаж, находящийся под покровом верхнего этажа, распространен в центральной части впадины. Здесь по площади, главным образом, от неогеновых отложений до пород фундамента мощностью до 4-5 км встречаются напорные пластовые и порово-трещинные воды. Отдельные площади характеризуется наличием теплых и горячих вод с ярко выраженной гидрохимической зональностью. Водоносные комплексы в нерасчлененных неогеновых, олигоценовых и олигоцен-миоценовых отложениях приурочены к толще конгломератов и гравеллитов, песчаников и глинистых пород, местами с прослоями гипса, поваренной соли, мирабилита, особенно в нижней части разреза.

Химический состав и минерализация подземных вод в палеогеновых осадках определяются составом водовмещающих пород и условиями их залегания- в карбонатных разностях и вблизи от дневной поверхности отмечаются пресные гидрокарбонатные кальциевые воды в загипсованных толщах- солоноватые сульфатно-кальциевые, а на сводах антиклиналей и на прилегающих к ним частях- солоноватые и соленые. В некоторых интервалах глубин наблюдаются содержания брома и йода, бора и соды.

Полученные результаты и их обсуждение. В определении перспективных направлений термоминеральных вод данной впадины (табл.), детально изученных нами, использована классификация В.В.Иванова и др. (1964) с дополнениями собственных разработок [6,7].

Высокотермальные воды, которая является аналогом курорта «Миргород», вскрыты на северной окраине с. Чаек скважиной 1203 при глубине 1115м, расположенной в системе Центрально-Джумгальского разлома. Здесь именно интервал 860-1000м является продуктивными коллекторами для горячих водопритоков, обладающих на изливе 48,5⁰С, а на забое- 56,6⁰С. Их пьезометрический уровень установился выше поверхности земли на +54м. Для данной ТВ при слабощелочной реакции характерно присутствие (в мг/л) брома от 17,8-23,5 до 30-35 и кремниевой кислоты от16,0-25,6 до 31,4-44,5, а также меди (0,002-0,008), цинка (0,035-0,01), свинца ($\leq 0,005$), фтора (1,4-2,0), йода (0,4-1,5), никеля и кобальта ($\leq 0,005$).

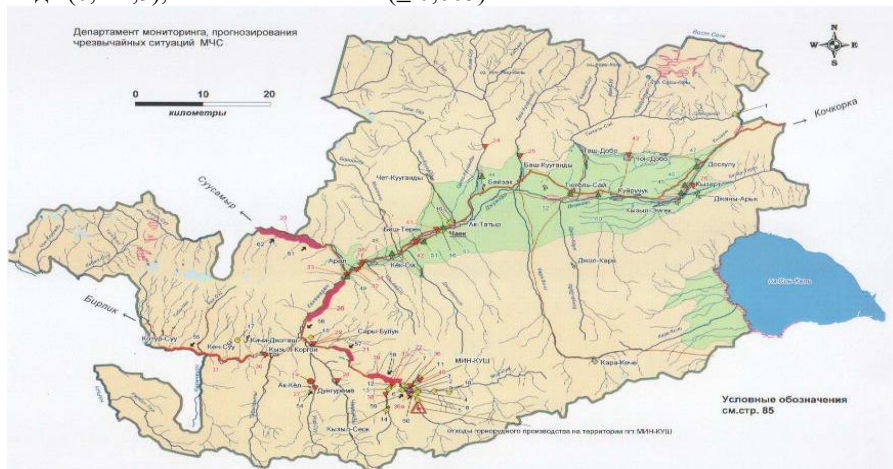


Рис. 1. Выкопировка из схемы природных условий и населенных пунктов Джумгальской впадины

Вода скважины 1203 пригодна для лечения болезней органов опоры и движения, периферической системы, гинекологии и дерматологии. Также рекомендуется при заболеваниях желудочно-кишечного тракта и печени через промышленный розлив.

Субтермальные воды вскрыты скважинами №№ 4(1952), 7 (1959), 1201 (1980) и 1213 (1981) и в родниках 95 и 96, а также неглубокими шестью скважинами с температурой 16-19⁰ С. Все скважины, приуроченные к осевой части Джумгальской антиклинали, приурочены к плиоценовым отложениям. Скважина № 4

Таблица. Характеристика физико-химических параметров термальных вод

| Точки опробования | Вид водопункта | М, г/л | T ⁰ С | F, мг/л | Химический состав, мг-экв. % | Микрокомпоненты, мг/л |
|------------------------------|---------------------------|--------|------------------|---------|---|---|
| Северная окраина с.Чаяк | скважина 1203 | 9,0 | 47,0 | 1,7 | $\text{Cl } 90\text{-}95$ (Na+K)85 -85 | Бром, кремнезем, медь, свинец, фтор, йод до ПДК |
| Гряда антиклинали Джалко | скважины 1149, 1150, 1213 | | | | $\text{HCO}_3 90$ (Na+K)69 Ca30 | кремнезем, медь, цинк, свинец, фтор, йод до ПДК |
| Верховье р. Чет-Куганды | Родник | 0,65 | 24,5 | 7,6 | $\text{HCO}_3 95$ (Na+K)73 Ca 25 | Рубидий, цезий, литий выше ПДК |
| Средняя часть р. Чет-Куганды | родники 95 и 96 | 0,8 | 6,5 | 0,9 | $\text{HCO}_3 85$ (Na+K)70 Ca20 | кремнезем, медь, цинк, свинец, фтор, йод до ПДК |
| Долина р. Джумгал | скважины 1149, 1150 | 1,8 | 16-18,5 | 1,5 | $\text{HCO}_3 77 \text{ SO}_4 22$ (Na+K)65 Mg30 | |
| Урочище Капчигай | скважина 1202 | 0,46 | 16,9 | 0,05 | | H ₂ S, CO ₂ , UO ₂ , Br, As до ПДК |
| Село Чаяк | скважина 1201 | 0,58 | 7,5 | 0,5 | $\text{HCO}_3 42 \text{ SO}_4 40$ (Na+K)88 Ca13 | кремнезем, медь, цинк, свинец, фтор, молибден до ПДК |
| Кок-Ой (Емел) | скважина № 4 | 1,8 | 7,5 | 5,4 | $\text{Cl } 144\text{-}60 \text{ SO}_4 40$ (Na+K)83 Ca13 | кремнезем, медь, цинк, свинец, фтор, молибден до ПДК |
| Бейшены-Сай | родник | 0,8 | 7,5 | 0,5 | $\text{HCO}_3 42 \text{ SO}_4 40$ (Na+K)88 Ca13 | железо, углекислый газ |

Субтермальный источник Чет-Куганды, известный с 1930 года, выходит в основании левого борта одноименной долины. Источники, представленные двумя выходами, связаны с тектоническим разломом, проходящим по контактам допалеозоя и палеозоя, примыкающих к южно-Джумгальскому взбросо-надвику: первый выходит из трещин гранитов и гранодиоритов, а другой- из-под глыбово-крупнообломочной осыпи. В них обнаружены (мг/л): медь (0,01), свинец (0,005), цинк (0,04), молибден (0,06), мышьяк (0,004), йод (0,1), литий (0,326), рубидий (0,038) и цезий (0,006), а также радон (67,5 эман). Данный родник не пригоден для курортологической практики из-за низкой температуры, а набор регламентированных компонентов, прежде всего количественные содержания лития, рубидия и цезия не допускаются для питья. Поэтому его как уникальный объект предлагается для туристической отрасли, занятой не только удовлетворением

эстетической потребности и восстановлением духовно-физических сил людей, но и проведением широкого спектра спортивных соревнований

Наряду с вышеописанными вскрыты скважинами 1149 и 1150 также воды с температурами 16,5 и 21,0⁰С в средней части междуречья Четкуганды-Чакпак. Их напоры изменяются от 200-250 до 430-590м, удельные дебиты скважин- от 0,12 до 0,15л/сек, а химический состав при минерализации 0,5-0,58г/л варьирует от гидрокарбонатно-сульфатного натриево-магниевого до хлоридно-сульфатного натриевого. Воды имеют слабощелочную реакцию (рН = 7,4-7,7) при повышенном содержании кремниевой кислоты. Вблизи этого водопункта пробурена скважина № 4 (у дороги в с.Кок-Ой) которая является близким аналогом минеральной воды Ессентуки-4. В настоящее время данная скважина используется как питьевая столовая вода под названием «Емел».

Что касается условий формирования термоминеральных вод Джумгальской впадины, то следует подчеркнуть, что они, скорее всего, формируются за счет инфильтрации атмосферных и поверхностных притоков по трещинам тектонических разломов в горной части, а ввиду разности абсолютных отметок областей питания и разгрузки становятся напорными до самоизлива. При этом одним из основных их источников являются воды ледников и снегов, в связи с чем пресные разновидности следует рассматривать как воды, прошедшие тот или иной путь подземной фильтрации. Преобладающая роль вод ледников в формировании поверхностного и родникового стока определяется тем, что к области их формирования относятся горные поднятия, характеризующиеся положительным водным балансом, на которые антропогенные факторы не оказывают заметного влияния. Приход влаги здесь преобладает над ее расходом, что способствует формированию и развитию оледенения в зоне отрицательных температур воздуха. Из них кислород расходуется по пути движения на окисление минералов и их соединений в водовмещающих образованиях, а углекислый газ за счет высокой температуры в недрах земли переходит в гидрокарбонаты и карбонаты. Кратко описанная схема образования изучаемых термальных вод основывается на большое количество фактических материалов, полученных различными организациями в течение многих лет.

Перспективы использования термоминеральных вод Джумгальской впадины оценены с различной позиции, например, водоснабжение населенных пунктов, орошение земель, а также в курортологии и для лечебного питья. При этом особое внимание уделено на типы их циркуляции (пластовые и трещинные, грунтовые и напорные) и мощность водовмещающих пород, а также эксплуатационные запасы по конкретному участку. К настоящему времени они очень слабо используются, хотя имеются большие возможности. Например, слабо напорные и грунтовые воды, вскрытые скважинами в центральной части впадины, имеют ограниченное

распространение. Это полосы шириной от 1,5 до 3,0км по долинам рр. Кызарт и Базартурук, Тюгельсай и Бозалаташ, а также по периферии конусов выноса Кара-Кече- междуречья Джолкара-Четкуганды, а также включая рр. Баш-, Орто- и Четкуганды. Здесь основными отраслями хозяйства являются поливное земледелие и отгонное животноводство, для чего необходимы значительные запасы подземных вод.

Наиболее широко распространенными и благоприятными для их использования, за исключением современного аллювия, являются водоносные комплексы шарпылдакской свиты плиоцен-древне четвертичных отложений, сложенные слабосцементированными конгломератами в плиоценовых образованиях.

К основным научным выводам о происхождении минеральных вод Кыргызского Тянь-Шаня относится учет как эндогенного, так и экзогенного факторов в формировании их макро-, микрокомпонентного состава и газовых составляющих. Это, по мнению [4, 8], определяется тем, что новейшие движения с большими амплитудами вертикальных перемещений максимально приблизили подкоровые вещества к дневной поверхности, но без проявлений современного магматизма, с которыми пространственно связаны азотные термы и субтермы. Эти тектонические процессы, вызвали обновление разрывов прошлых геологических эпох и привели к образованию новых разломов, способных служить путями проникновения поверхностных вод на такие глубины, достаточные для их нагрева тепловыми потоками.

Литература

1. Иманкулов Б., Кендирбаева Дж.Ж., Нарбеков О.Н. Природные лечебные ресурсы Кыргызстана. - Бишкек: Илим,1993. - С.3-37; 158- 326; 433 - 435.
2. Иманкулов Б., Кендирбаева Дж. Ж. Научно - методические основа охраны ирационального использования минеральных вод Кыргызстана // Наука и новые технологии. - 2000. - № 6, часть 1. - С. 67 - 68.
3. Кендирбаева Дж. Ж. Физико-химические параметры оз. Кара-Куль в Иссык-Кульской области: анализ условий формирования и их модификации в качестве промышленного сырья. Известия НАН КР. № 1. 2020. С. 46-62.
4. Кендирбаева Дж. Ж. Гидротермальные системы Кыргызского Тянь-Шаня как отражение теории пульсирующей Земли Сб. «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа». П-Камчатка. 2019. С.171-175.
5. Кендирбаева Дж. Ж. О взаимосвязи геохимии термо-минеральных вод и флюидальных растворов Кыргызского Тянь-Шаня Доклады НАН КР № 1. 2017.С.39
6. Кендирбаева Дж. Ж. К методике оценки геоэкологического состояния гидрогра фической и долинной сети в зонах горно-добывающей промышленности Кыргызстана. Геополитика и экогеодинамика регионов». Т. 10. Вып. 2. Симферополь. 2015. С. 332- 336
7. Кендирбаева Дж. Ж. К дискретности гидрогеологических условий и разрывно-блоковой делимости Кыргызского Тянь-Шаня (статья) Мат. Межд. конф. «9-ые чтения памяти Ю.П. Булашевича» Екатеринбург 2017. С. 206-210.
8. Иманкулов Б., Кендирбаева Дж. Ж. О роли биологически активных

компонентов вминеральных лечебных ресурсах Кыргызстана. Труды Кыргызского горно-металлургического института. 2001. С. 212 - 218.

УДК 662.642: 504.05 (575.21)

РАЗРАБОТКА УГЛЕЙ КАРА-КЕЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА

Кожобаев К.А., Тотубаева Н.Э., Шайкиева Н.Т., Жумадилова Э.

*Кыргызско-Турецкий Университет
Бишкек, Кыргызская Республика*

*kanatbek.kojobaev@manas.edu.kg; nurzat.totubaeva@manas.edu.kg;
nurzat.saykieva@manas.edu.kg; elnura.jumadilova@gmail.com.*

Аннотация. В статье, на основе обзора ранее проведенных исследований, а также полевых и лабораторных исследований авторов осенью 2019 года, описана экологическая ситуация на разрабатываемой 5 компаниями бурогольного месторождении Кара-Кече, находящемся в Жумгалском районе Нарынской области Кыргызской Республики. Установлено, что эксплуатация месторождения ведется без полного учета требований нормативно-правовых документов и оказывает сильное отрицательное влияние на окружающую среду. Многочисленные и высокообъемные отвалы не изолированы от природных вод, что приводит к очень сильному их загрязнению. Реки загрязнены как ниже участков добычи угля, так и выше них - из-за развевания угольной пыли ветром. Воды рек даже в зимних условиях имеют повышенные показатели загрязнения - их коли-индексы составляют 55 – 70 единиц, а в теплые время этот показатель достигает первых тысяч. Сухой остаток, взвешенные вещества, химическое потребление кислорода, карбонатная и общая жесткость в пункте ниже основных очагов загрязнения, по сравнению с осредненными значениями пунктов выше очагов загрязнения, имеют заметно высокие значения: от 14% - для ХПК, 43% - для сухого остатка, 86% для карбонатной и 35% для общей жесткости, более чем 100% - для взвешенных веществ. Также есть все основания для предположения, что деятельность в районе месторождения интенсифицирует природные экзогенные процессы и явления и, в частности, инициирует обвалы и оползни.

Ключевые слова: *месторождение Кара-Кече, окружающая среда, уголь, загрязнения, природные воды, река.*

Введение. Буроугольное месторождение Кара-Кече находится у подножия северного склона хребта Молдо-Тоо на высоте 2800 и выше метров. Административно расположено в Жумгалском районе Нарынской области, в межгорной впадине, ограниченной с востока и запада реками Кара-Кече и Токсон-Теке, с севера и с юга – выходами палеозойских отложений (обзор по месторождению дан по [1-2; 6; 8-9; 16; 28]). Климат района резко континентальный со значительными колебаниями температур. Самыми теплыми летними месяцами являются июль, август, когда температура достигает от +15 до +25. Зимой температура воздуха доходит до минус 35 градусов. Максимальный расход воды в реке Кара-Кече составляет 3,5 м³/с, минимальный – 8,8 л/с, в реке Токсон-Теке максимум достигает 12 м³/с, минимум – 42,4 л/с, данных по речке Боз-Айгыр-малый не найдено, но по нашим визуальным оценкам ее расходы намного ниже, чем, например, у реки Кара-Кече и при нашем посещении месторождения 26 октября 2019 года расход речки Боз-Айгыр-малый¹ был меньше 0,5 л/с (см. фото 6). За редким исключением, сход больших снежных лавин не наблюдается.

Юрские отложения совместно с отложениями неогена образуют синклиналиную складку длиной около 10 км и шириной 2 км. В угленосной толще, приуроченной к этим юрским отложениям мощностью до 540 м, имеется 2 пласта угля, приуроченные к нижней части разреза – “Сложный” и “Основной”. Разделяющий их межугольный горизонт мощностью 10-15 м сложен алеволитами и глинами, с линзами песчаников. В пласте Основном сосредоточено 91% подсчитанных общих запасов угля. Мощность пласта изменяется от 1,15 м до 94,22 м, строение простое. Пласт “Сложный” имеет подчиненное значение – в общем балансе запасов на него приходится 9%. Для этого пласта характерна прерывистое распространение и его мощность меняется от 0,53 до 36,4 м, строение сложное и непостоянное. Угли месторождения черного цвета, средней плотности и крепости. В пласте “Основной” главным петрографическим типом является полуматовый кларено-дюреновый тип, матовый дюреновый однородный и матовый фюзено-ксиленовый штриховатый типы имеют подчиненное значение. Зона физического выветривания углей в пределах глубин от 5 м до 17 м и в среднем принята в 10 м от дневной поверхности. Оба пласта расположены под углом от 30° до 80° и на всем протяжении выходят на дневную

¹На карте, за водоразделом, есть намного более полноводная река Боз Айгыр, поэтому, чтобы отличать их, речка Боз-Айгыр, находящаяся в бассейне реки Кара-Кече, названа нами «Боз-Айгыр-малый»

поверхность. Участки выходов имеют сравнительно пологий рельеф и практически повсеместно перекрыты современными рыхлыми делювиальными отложениями мощностью от нескольких до 50 м.

Основные технические показатели пластов (средние) вне зоны физического выветривания следующие: пласты “Основной” и “Сложный”, соответственно, влага аналитическая - 11,93% и 12,69%, зольность - 11,3% и 18,4%, массовая доля общей серы - 0,96% и 2,18%, выход летучих компонентов - 36,17% и 39,52%, удельная теплота сгорания по бомбе - 28,89 МДж/кг и 27,40 МДж/кг. Средние содержания: углерода - 76,21% и 69,82%, водорода - 4,27% и 4,31%, кислорода - 19,90% и 24,13%, азота - 0,90% и 1,02%. Зола пласта “Основной” является переходным от обычных к соленым (повеличине отношения окисла калия к окислу натрия), а пласта “Сложный” относится к соленым. Зола легкая, порошкообразная, серовато-белого цвета, сравнительно легкоплавкая.

Балансовые запасы в границах открытой разработки (при коэффициенте вскрыши 1:13) составляют: категории В+С1 – 191 млн. т., в том числе на площади первоочередной отработки – 54 млн.т. Ниже границы открытой разработки до горизонта +2000 м: категории В+С1 – 118 млн.т., С2 – 125 млн. т. Итого – 243 млн.т. С учетом разницы во времени и разных подходов, делались и даются другие оценки запасов углей [1-2;8-9; 15-17; 20-21; 24; 28; 32; 35-37].

За все время добычи угля в КР, максимальный объем был достигнут в 1979 году - 4508 тыс.т. Начиная с 1980 года, происходило постепенное снижение объема добычи и в 1991 году объем составил 3148 тыс.т. Далее отмечается очень резкое снижение - с 1942 тыс.т в 1992 году - до 321,1 тыс.т в 2006 году.

Освоение месторождения Кара-Кече в промышленных масштабах началось во второй половине 1985 года и примерно до начала 1990 годов там ежегодно добывалось порядка 500,0 тыс. тонн. После 1991года, как и во всех разрабатываемых месторождениях страны, в связи с распадом СССР и в силу разных причин, включая наступивший кризис, объем добычи угля в КР резко сократился. В 1996-1998 годы были приняты программы и меры по восстановлению потенциала топливно-энергетического комплекса страны [20-21] и после этого началось увеличение добычи угля. Так в 1997 г. на месторождении Кара-Кече было добыто 55,8 тыс.т., а за 1998 год объем добычи угля уже составил 104,3 тыс.т [21].

Краткий обзор исследований и современного состояния участка месторождения.

В настоящее время на месторождении Кара-Кече открытым способом добывают более 1 млн тонн угля 4 частные компании и одно госпредприятие - «Кыргыз комур». Порядок их расположения - с востока на запад: «Демилге», «Кыргыз комур», «Шарбон», «Акжолкомур» и «Бурана плюс»

(см. схему1). Из этого количества порядка 680 тысяч тонн потребляет ТЭЦ г. Бишкек. При добыче открытым способом, естественно, происходит сильное влияние на окружающую среду (ОС), в том числе загрязнение окружающей среды и другие антропогенные воздействия. Только недавно, а именно 14 сентября 2020 года на 37-м километре трассы Дыйкан - Кара-Кече произошел обвал (оползень?-обвал) объемом более 1,5 млн м³, перекрывший русло реки Кара-Кече, разрушивший линии электропередачи, заблокировавший дорогу и уничтоживший сотни еловых деревьев (см. фото 1). О причинах появления этого обвала далее будет высказана и наша точка зрения.



Фото 1 (из фильма «Экологиясы эншерилген Кара-Кече» - радио «Азаттык», 2020г).

Обвал (оползень?-обвал) 14 сентября 2020 г. на 37 км дороги с.Дыйкан – месторождение угля Кара-Кече (на дальнем плане продолжение дороги, ведущей к участкам, разрабатываемых фирмой «Демилге» и госпредприятием «Кыргыз комур»).

Проблемы рационального использования и разработки углей, в том числе и экологические, рассмотрены во многих статьях, программах, книгах, отчетах и т.п. [5-6; 8-9; 11-13; 15-21; 24; 28; 30-31; 35-37]. При рассмотрении химического влияния угледобычи на окружающую среду, важно знать не только макроскопические органические составляющие углей, которые и для данного месторождения рассмотрены во многих исследованиях [4; 15; 18-19; 24], но и микроэлементный состав, который, по нашему мнению, изучен недостаточно.

Мы не будем детально останавливаться на всем хорошо известных факторах влияния открытой добычи угля на окружающую среду (ОС). Отметим лишь, что ввиду сильной расчлененности рельефа, наличия крутых и высоких склонов, больших уклонов местности, довольно сильных ветров,

все загрязнения переносятся интенсивно, быстро и на дальние расстояния. Можно полагать, что такие условия интенсифицируют и общее экологическое воздействие на ОС и на, человека, в частности.

Если рассматривать продолжительность жизни людей, как один из обобщающих факторов отрицательного влияния на ОС, то выявлено, что обычно у людей, проживающих в угледобывающих районах, продолжительность жизни ниже средних показателей. Опыт показывает, что, как правило, земли после завершения разработки не рекультивируются или рекультивируется их очень незначительная часть [31].

В КР несколько раз планировалось резкое увеличение добычи и использования углей с месторождения Кара-Кече [17; 20-21], но уже при нынешних объемах добычи имеется довольно серьезные экологические проблемы, включая и проблемы с природными водами района месторождений. Ранее были приведены некоторые данные по исследованиям поверхностных и подземных вод и был сделан вывод о непригодности этих вод ни для хозяйственно-питьевого, ни для рыбохозяйственного использования [12-13; 31; 34-36]. Из-за влияния разработки углей коли-индекс вод в реках Токсон-Теке, Боз-Айгыр, Кара-Кече колебался от первых сотен до 2380, а в близко расположенных к ним родниках они менялись от 11 до 23, что для подземных вод являются высокими показателями.

Обычно же подземные воды, к которым можно отнести и воды родников в местах их выхода на поверхность, чистые и они часто без обеззараживания и водоподготовки служат источниками для местного водоснабжения [12-14], для чего их коли-индекс (по старым нормативам, ныне – косвенный показатель бактериального загрязнения вод) должен был быть равным или ниже 10, а при централизованном водоснабжении для всех населенных пунктов бывшего СССР – 3, для Москвы - 2.

Добыча угля также часто наносит непоправимый ущерб биоразнообразию региона, сокращает место обитания диких животных, разрушает генетический профиль почвы, что также негативно отражается на почвенном сообществе микроорганизмов, которые являются одним из важных составляющих плодородия почвы и ее ценных свойств, что было показано и исследованиями части авторов данной статьи [29].

Часть авторов данной статьи и раньше участвовали в рекогносцировочном обследовании разрабатываемых месторождений Кавакского угольного бассейна, в том числе и месторождения Кара-Кече, при этом было установлено, что разработка на многих участках ведется рядом мелких фирм, которые зачастую проводят работы по добыче без соблюдения правил и нормативов, в особенности экологических. В стране еще слабая законодательная база по экологии. За отвалы пустых пород не предусмотрена четкая экологическая ответственность, между тем исследования авторов показали [13], что отвалы могут являться очень опасными источниками загрязнения ОС – в ручьях, вытекающих из под них, если рассматривать их

как питьевые или воды рыбохозяйственного назначения, ПДК по некоторым элементам или показателям могут превышать в десятки и сотни раз.

Мы хорошо понимаем, что практически любую экономическую деятельность и, особенно, в горнодобывающей отрасли, невозможно проводить без отрицательного влияния на ОС. В то же время для снижения интенсивности воздействия, мы должны оценивать и хорошо знать виды и интенсивность воздействия. Поэтому целью настоящей статьи является, главным образом на основе своих исследований, дать краткую характеристику некоторой части влияния разработки угля на этом месторождении на окружающую среду и, в частности, на природные воды района.

Ниже на фото (все фотографии, за исключением оговоренных, выполнены авторами статьи 26.10.2020г), снятым рядом с 1-ым пунктом исследования вод, показан общий вид участка с весовым для автомашин, перевозящих уголь из карьеров «Демилге» и «Кыргыз комур». Здесь также хорошо видны «горы углесодержащих отвалов».

Методика исследований

Полевые рекогносцировочные и другие исследования и отбор проб воды проводились, по мере возможностей, согласно требованиям, в том числе по отбору проб [22], При выборе расстояний точек отбора проб от места загрязнения поверхностных вод, мы руководствовались требованиями рекомендаций и реальных существующих условий местности, а именно: а) «Верхний створ устанавливают на 1 км выше источника загрязнения»; б) «При выборе места отбора следует уделять внимание вопросам безопасности, т.е. отбор проб не должен быть сопряжен с риском для жизни» и, третье, в) «При выборе створа ниже источника загрязнения необходимо, чтобы он был расположен в месте достаточно полного смешения сточных вод с водой водотока».

Схема речек, мест расположения карьеров (компаний, в настоящее время добывающих уголь), весовой, пунктов полевых исследований и отбора проб воды можно видеть на нижеследующей топографической карте и схеме (см. карту 1 и схему 1). Приведем краткое описание пунктов исследований. Первый пункт расположен у речки Кара-Кече малая – с восточной стороны всего месторождения. Второй пункт расположен на речке Боз-Айгыр малый и третий пункт – перед слиянием речки Кара-Кече с ее левым притоком – рекой Токсон-Теке. Местоположение на местности, координаты и высоты всех пунктов, температура воздуха и т.п. приведены в нижеследующих карте, схеме и таблице.



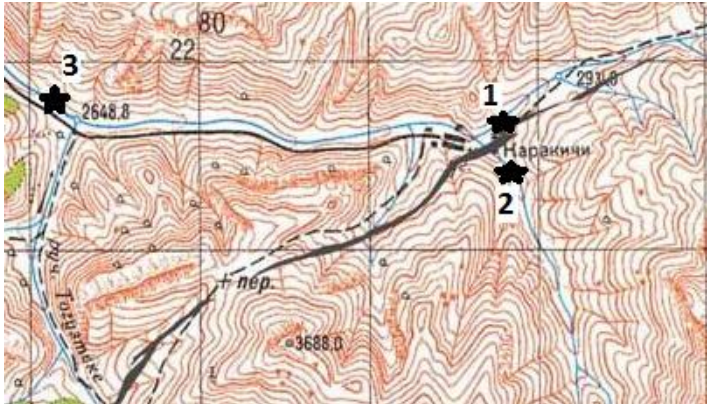
Фото 2. Общий вид на площадку весовой для фирм «Демилге» и «Кыргызкомур» на месторождении Кара-Кече

Рекогносцировочные обследования показали, что многочисленные и большие объемные отвалы пустых пород, зачастую обогащенные углями, совершенно не изолированы от природных текучих вод, для примера см. фото 2, что приводит к их максимально возможному загрязнению последних (см. фото 8-9). На площадке, где расположена весовая, а также вдоль дорог наблюдаются объемные (читай – огромные) накопления угольной мелочи и пыли, которые смываются водой и разносятся ветром по всем близлежащим урочищам и, в конце-концов, опять же загрязняют воды рек (см. фото7; 8-9).

В полевых условиях были определены температуры воздуха и воды, координаты и высоты точек исследования, pH, электропроводность вод и растворенный кислород (ввиду нестабильных показателей последнего прибора, результаты не показаны). Координаты были определены по координатной системе WGS-84.

Электропроводность вод, pH и растворенный кислород определялись с помощью портативных приборов германской фирмы WTV, внешний вид которых показан на фото 3-5, имеющие следующие марки: «оксиметр DO8403», pH Meter LAQUA», Compact, YSI-95, соответственно, слева направо.

Часть других исследований выполнялись на стационарных приборах в лабораторных условиях или химическими методами. В частности, БПК₅ определялась с помощью прибора OxiTop германской фирмы WTV, главными составляющими которого являются инкубатор, контроллер, сосуд для образца и измерительная крышка.



Карта 1. Вырезка из топографической карты с места расположения Кара-Кечинского месторождения бурого угля, с указанием мест (звездочки) полевого исследования вод и отбора проб, выходы пластов угля на поверхность (черная полоска)

Полученные результаты и их обсуждение.

Высота пунктов исследований, часы отбора проб, температура воды, $t^{\circ}\text{C}$ во время полевых исследований и координаты пунктов в системе WGS-84 приведены ниже в таблице 1.

Таблица 1.

| Но- мер пун- кта | Темпе- ратура воды, $t^{\circ}\text{C}$. | Высо- та н.у.м., м | Часы отбора проб 26.10.2019г. | Координаты в системе WGS-84 |
|---------------------------|---|-----------------------------|-------------------------------------|---|
| 1 | 1,30 | 2967 | 12:14 | $41^{\circ} 44' 2,22180''\text{N}; 74^{\circ} 49' 11,79372''\text{E};$ |
| 2 | 5,60 | 2858 | 13:11 | $41^{\circ} 43' 2,94996''\text{N}; 74^{\circ} 48' 20,43432''\text{E};$ |
| 3 | 2,30 | 2609 | 13:56 | $41^{\circ} 43' 38,35128''\text{N}; 74^{\circ} 49' 11,79372''\text{E};$ |

Полученные данные по еще некоторым измерениям приведены в таблице 2.

Таблица 2.

| № пун- кта | Высота н.у.м., м | Температура воздуха, $t^{\circ}\text{C}$. | pH | Электропроводность, мСм/см | Коли- индекс |
|------------------|---------------------|---|------|-------------------------------|-----------------|
| 1 | 2967 | - 10.0 | 7,63 | 193,0 | 55 |
| 2 | 2858 | - 13.0 | 7,00 | 131,5 | 69 |
| 3 | 2609 | -4,50 | 6,50 | 303,8 | 57 |



Схема 1 - места расположения карьеров и компаний по их отработке, речек, мест отбора проб и т.п.



Фото3. Внешний вид прибора «оксиметр DO8403»



Фото 4. Внешний вид прибора «pH Meter LAQUA»

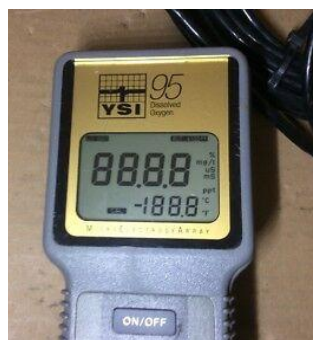


Фото 5. Внешний вид прибора по измерению электропроводности «YSI 95»

Из таблицы 2 видно, что рН воды, для предположительно наиболее загрязненного пункта 3, находится на нижнем пределе ПДК для вод рыбохозяйственного назначения. Коли-индекс, для практически зимних

условий, даже в пунктах выше мест прямого загрязнения (см. фото 6), имеет высокие значения, что может говорить о том, что на относительно небольшие расстояния от мест разработки углей пунктов 1 и 2 – менее 1 км, в большом количестве переносится угольная пыль и загрязняет все пространство, включая поверхностные воды. По ранним проведенным исследованиям, когда объемы добычи были в несколько раз ниже, в теплое время: «Коли-индексы в водах родника № 2 составили - 11,3, в роднике №1 - 230, в роднике № 3 коли-индекс-23. В водах исследованных рек Токсон-Теке, Боз-Айгыр, Кара-Кече коли-индекс колебался от первых сотен до 2380» [34-37], что говорит о сильнейшем органическом загрязнении вод, которое можно видеть и на фото 8-9.

Данные исследований по некоторым другим показателям вод приведены в таблице 3.

Таблица 3.

| Но- мер пун- кта | Сухой остаток, мг/л | Взвешенные вещества, мг/л | ХПК, мгО ₂ /л | Жесткость, ммоль/л | | |
|---------------------------|---------------------------|---------------------------------|-----------------------------|--------------------|-------------|-------|
| | | | | Некарбонатная | Карбонатная | Общая |
| 1 | 300 | 0,162 | 5,18 | 3,00 | 0,73 | 3,73 |
| 2 | 400 | 0,067 | 5,17 | 2,50 | 2,10 | 4,60 |
| 3 | 500 | 0,238 | 5,90 | 3,00 | 2,63 | 5,63 |



Фото 6. Пункт исследования №2 у речки Боз-Айгыр малый



Фото 7. Вид места рядом с весовой



Фото 8. Вид реки Кара-Кече на 3-ем пункте исследования



Фото 9. Вид крупным планом реки Кара-Кече на 3-ем пункте

Из таблицы 3 и расчетов получается, что сухой остаток, взвешенные вещества, химическое потребление кислорода, карбонатная и общая жесткость в пункте 3 имеют, относительно осредненных значений пунктов 1 и 2, заметно высокие значения: от 14% - для ХПК, до более чем 100% - для взвешенных веществ.

Что касается возможной интенсификации различных экзогенных геологических процессов и явлений, в частности, к появлению обвала на 37

км дороги, нам кажется, что оно носит хотя бы частично техногенный характер. Существует достаточно много исследований (много тысяч) с середины прошлого века и до настоящего времени, показывающие значимое вибрационное влияние движения тяжелого автотранспорта, поездов, трубопроводов т.п. на окружающую среду, в том числе приводящие к изменению напряженно-деформированного состояния грунтов, инициирующих обвалы и оползни, к дополнительным осадкам зданий и сооружений и т.д. Для регулирования этих процессов и принятия мер по борьбе с ними, имеется целый ряд специальных нормативных документов [10; 23; 25-27; 31]. В обычных условиях для абсолютного большинства склонов существует некое равновесие между процессами выветривания, денудации и их устойчивостью. Длительное динамическое воздействие от движущегося тяжелого автотранспорта на рассматриваемый склон, более полугодом находящийся в мерзлом состоянии (последнее повышает хрупкость пород), расположенный прямо у дороги, а также, несомненно, из-за особенностей его геологического строения и состава пород, произошло расслабление пород на большую глубину, чем при обычном выветривании и денудации, что и привело к обрушению части пород. Начало обвала приводит к дополнительным импульсным воздействиям, которые усиливают это явление и увеличивают объем обвала.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Проведенный обзор, полевые рекогносцировочные и приборно-измерительные, а также лабораторные исследования дают возможность сделать следующие основные выводы.

1. Проводимые на месторождении Кара-Кече работы по добыче угля оказывают недопустимо высокое отрицательное воздействие на окружающую среду, заключающиеся, в частности, в не изолированности отвалов от природных вод, что приводит к очень сильному их загрязнению;
2. Реки даже зимой, как ниже, так и выше мест добычи угля, имеют повышенные показатели загрязнения и их коли-индексы составляют 55 – 70 единиц;
3. Сухой остаток, взвешенные вещества, химическое потребление кислорода, карбонатная и общая жесткость в пункте ниже основных очагов загрязнения, по сравнению с осредненными значениями пунктов выше очагов загрязнения, имеют заметно высокие значения: от 14% - для ХПК, до более чем 100% - для взвешенных веществ;
4. Есть основания для предположения, что деятельность в районе месторождения интенсифицирует природные экзогенные процессы и явления и, в частности, инициирует обвалы и оползни.

Литература

А) Опубликованная

1. Бейсебаев Р.С. История топливно-энергетического комплекса Кыргызской Республики в годы независимости в контексте сотрудничества с зарубежными странами (1991-2016). Диссертация на соискание ученой степени доктора исторических наук. На правах рукописи. Бишкек-2019., 331с.
2. Горная энциклопедия [Электронный ресурс]. // <http://www.mining-enc.ru/k/kyrgyzskaya-sovetskaya-socialisticheskaya-respublika>.1984 — 1991;-2891с.
3. Грунтоведение / под ред. Е. М. Сергеева. М. : Изд-во МГУ, 1983. 392 с.
4. Жоробекова Ш.Ж., Арзиев Ж.А. Гуминовые кислоты окисленных углей Кыргызской Республики и их физико-химические характеристики. // Известия ОшТУ, 2015 №1.75-79с.
5. Жусип Ж. А., Омарова А.В., Мирзадинов Р.А. Оценка загрязнения окрестностей города Алматы при сжигании угля. Труды XII Международной научно-практической конференции «Научное сообщество студентов XXI столетия. Естественные науки» (Россия, г. Новосибирск, 10 октября 2013 г.).
6. Камчыбеков Д.К. Состояние и перспективы развития угольной промышленности Кыргызстана. Бишкек, НАСИ, 2003. 248 с.
7. Касиев А.К., Аманов К.А., Кожобаев К.А. “Об экологии месторождений Солтон-Сары и Кумбел». //Матер. Междунар. конференции «Геодинамика, оруденение и геоэкологические проблемы Тянь-Шаня», посвященной 70-летию Института геологии НАН КР. Бишкек, Илим: 2013г. -266с., 103-109 стр.
8. Коваленко А.А. К обоснованию технологии открытой разработки высокогорного угольного месторождения Кара-Кече. Часть I. Горногеологическая характеристика месторождения.Вестник КРСУ. 2009. Том 9. № 11., 111-117с.
9. Коваленко А.А.К обоснованию технологии открытой разработки высокогорного угольного месторождения Кара-Кече. Часть III. Способы и средства разработки месторождения/ Вестник КРСУ. Горное дело. Экология. 2011. Том11. № 11. 144-150с.
10. Кожобаев К.А. Закономерности изменения прочности и деформирования дисперсных грунтов при низкочастотных динамических воздействиях. Автореф. Дисс. на соискание ученой степени д.т.н. Спец. 01.02.07. – «Механика сыпучих тел, грунтов и горных пород» и 04.00.07. – «Инженерная геология, грунтоведение и мерзлотоведение». Бишкек, 1995г.
11. Кожобаев К.А., Жунушов Б.Б, Молдогазиева Г.Т. Деятельность геологоразведочных и горнодобывающих предприятий Кыргызстана, законы и их экологические аспекты.// Известия ВУЗов Кыргызстана. №4, 2016г. Бишкек, 2016. Стр.48-50.
12. Кожобаев К.А., Молдогазиева Г.Т., Тотубаева Н.Э., Оторова С.Т.. Геоэкологические проблемы, связанные с деятельностью горнодобывающих предприятий Кыргызской Республики.//Горный журнал. № 8 (2229) 2016г., стр. 32-37.
13. Кожобаев К.А., Оторова С.Т. О возможной роли антропогенных факторов в геохимии вод бассейна верхнего Нарына.//Вестник КНУ им. Ж. Баласагына

- (спецвыпуск трудов международной конференции). Бишкек,: 2012г.-Стр.114-120.
14. Кожобаев К.А., Оторова С.Т., Аманов К.А., Молдогазиева Г.Т., Касиев А.К. «О проблеме питьевых вод – на примере с. Ат-Башы Нарынской области». //Журн. "Вестник КГУ им. И. Арабаева". №1, 2011г., стр. 123-125.
 15. Кожобаев К.А., Тажибаев К.Т., Тажибаев Д.К., Дуйшеев К.О. Кавакский бурогольный бассейн: перспективы комплексного использования минерального сырья и экологические проблемы освоения. //Горный журнал. № 8 (2229) 2016г., стр. 66-71.
 16. Кожугулов К.Ч., Камчыбеков Д.К., Абдибаитов Ш.А. Кавакский угольный бассейн: состояние и пути развития. Известия НАН КР, 2013, № 2. 21-25с.
 17. Концепция развития энергетики Кыргызской Республики на период до 2030 года. Министерство экономики КР. 2016 г. – 48 с.
 18. Назарова Н.И. Качественная характеристика углей Киргизии – Фрунзе, 1970.
 19. Назарова Н.Н., Алыбакова Н.К. Угли Киргизии и состав их гуминовых кислот. – Фрунзе: Илим, 1976.
 20. О проектах стратегии экономического развития Кыргызской Республики на период до 2005 года и индикативного социально-экономического плана на 1996-1998 годы. Постановление ПКР, г.Бишкек, Дом Правительства, от от 10 мая 1996 года N 206
 21. О проекте Национальной энергетической программы Кыргызской Республики на 2008-2010 годы и стратегии развития топливно-энергетического комплекса до 2025 года. Постановление ПКР, г.Бишкек, Дом Правительства, от 13 февраля 2008 года № 47
 22. Отбор проб поверхностных вод суши и очищенных сточных вод. Рекомендации.Р 52.24.353-2012. Дата введения 2012-04-02.
 23. Поведение грунтов под действием импульсивных нагрузок // Вовк А. А. и др. Киев : Наукова думка. 1984. 288 с.
 24. Сарымсаков Ш.С., Афанасьев В.А. Угли месторождений Киргизии как сырье для химической промышленности. – М., 1982.
 25. Свод правил - СП 14.13330.2018. Строительство в сейсмических районах. Актуализированная редакция СНиП II-7-81. Москва, 2018г. Дата введения 25.11.2018г.
 26. Свод правил - СП 441.1325800.2019. Защита зданий от вибрации, создаваемой железнодорожным транспортом. Правила проектирования. Москва, Стандартинформ, 2019г.
 27. СНиП 2.05.06-85. Магистральные трубопроводы. Компенсаторы. М.: Миннефтегазстрой. 1986.
 28. Солпуев Т. Угольные месторождения Кыргызской Республики (справочник). Бишкек: "Наси" (МинГео КР), 1996. - 511 с.
 29. Тотубаева Н.Э., Жекшеналы к.Г., Шаймбетова А. Влияние золошлаковых отвалов на распространенность почвенных стрептомицетов/Вестник Кыргызского национального аграрного университета.- Бишкек.,2013.-38с.
 30. Тюпин В. Н. Оценка вибродинамического воздействия движущегося поезда на физикотехнические свойства многолетней мерзлоты // сб. трудов к 75-летию ПТКБЦП ОАОРЖД. М : Путь и путевое хозяйство, 2007. С.65–69.

31. Экология Кузбасса: проблемы и решения. Сб. материалов.– М.: РОДП «ЯБЛОКО», 2015. 144 с.

Б) Фондовая

32. Ибраимов В.И., Копылов В.В. и др. Отчет о детальной разведке Каракичинского буроугольного месторождения с подсчетом запасов угля по состоянию на 1 сентября 1981г. Фрунзе, 1981г., фонды Мингео.
33. Исследования негативных геоэкологических процессов верхней части бассейна р. Нарын и разработка рекомендаций по снижению экологических рисков. Заключительный отчет Лаборатории инженерной и экологической геологии Института геологии им. акад. М.М.Адышева. Бишкек, 2014г. – 124 с. Фонды Института геологии НАН КР.
34. Каталог буровых (на воду) скважин, составленный гидрогеологической партией Управления Геологии «Киргизской ССР. Фонды УГ Киргизской ССР.
35. Каширин Ф.Т., Каширина З.И. и др. Геологическое описание Кавакской угленосной площади и подсчет запасов энергетического угля. Отчет Чаекской партии за 1951 г. – Фрунзе, 1952, фонды Мингео.
36. Левченко В.Ф., Стрельцов Е.А. Окончательный отчет о результатах гидрогеологической съемки по работам Балыкчинской партии в 1961-1962гг. Фонды УГ Киргизской ССР, инв.№0784.
37. Технично-экономические расчеты открытой разработки месторождения угля Кара-Кече. Проектно-исследовательский центр “Кен-Тоо”. Бишкек., 1997г. Том 1-3.

УДК 624.131

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИН БАХЧИСАРАЙСКОЙ СВИТЫ ГОРНОГО КРЫМА

В.С.Королев¹, И.Ю.Григорьева², В.А.Королев³

*Московский государственный
университет имени М.В. Ломоносова,*

Москва, Россия,

¹vlad_korolev1999@mail.ru, ²ikagrig@inbox.ru, ³va-korolev@bk.ru

Аннотация: Глины Бахчисарайской свиты имеют широкое распространение в Горном Крыму. Данные отложения неоднократно изучались с целью получения о них инженерно-геологических данных. Однако многие особенности этих глин, в том числе и эколого-геологические, остаются все еще малоизученными. Поэтому в настоящей работе выполнен сравнительный анализ полученных ранее результатов с новыми, а также выявлен ряд новых закономерностей, важных как для

инженерно-геологического, так и эколого-геологического анализа этих глин.

Ключевые слова: *глины бахчисарайской свиты, Горный Крым, инженерно-геологические особенности, сравнительный анализ*

Введение. Глины бахчисарайской свиты, широко распространенные в Горном Крыму, изучались в основном в 80-90-х годах XX века в большей степени в работах В.А.Королева (1986), Л.В. Белякова (1987), Е.А.Вознесенского и др. (1997) и др. Однако многие особенности этих глин, в том числе и эколого-геологические, остаются все еще малоизученными. Поэтому продолжение исследований особенностей массивов глинистых пород, сложенных отложениями бахчисарайской свиты, является актуальным-

Распространение глин. Глины бахчисарайской свиты (P_2bh) палеогена (по международной стратиграфической шкале – нижнеипрские глины (P_2i_1)), слагают северный склон Главной гряды и Вторую гряду Крымских гор (Беляков, 1987). Они также входят в часть орогенного пояса альпид, называемого мегантиклинорием Горного Крыма. Сформировавшиеся более 50 млн лет назад бахчисарайские глины находятся в составе нижнемелового-миоценового платформенного структурного этажа (Муратов, 1960).

Отложения данной свиты в Крыму прослеживаются от города Севастополя до города Симферополя. Однако выходы пород эоцена протягиваются на северо-восток практически вплоть до города Феодосия, но насколько известно, глинистые отложения не имеют выходов на поверхность дальше города Симферополь. Таким образом, по графическим оценочным результатам, пласты бахчисарайских глин простираются с юго-запада на северо-восток на 40 – 60 км.

Геологическое строение массивов глин бахчисарайской свиты. В геологическом разрезе местной стратиграфической шкалы бахчисарайская свита залегает между танетскими (P_1t) мергелями качинской свиты ($P_1k\check{c}$) и верхнеипрски-лютетскими (P_2i_2-1) известняками симферопольской свиты (P_2sm). Бахчисарайская свита известковистых глин, погружаясь на северо-восток под углами 8-10°, на протяжении всего разреза образует относительно пологие участки склона, залегающие с небольшим угловым несогласием на неровной, сильно размытой поверхности качинской свиты. Глины нижнего ипра слагают основание и ярко выражены в рельефе крутого склона куэстового уступа, а сменяющие их снизу-вверх нуммулитовые известняки верхнего ипра–лютета бронируют северную куэсту Второй гряды Крымских гор. Граница помимо визуальных признаков проводится по смене комплексов нанопланктона и фораминифер (Геологическое строение, 1989).

На территории Крымского полигона заметно прямолинейное уменьшение мощности глин с юго-запада на северо-восток по линии

простираения, где в районе горы Сувлу-Кая их мощность достигает 34 м, в то время как в районе оврага Такма бахчисарайская свита составляет в разрезе 14 м.

Значительную сложность в выражении глин в рельефе создают современные делювиальные процессы, которые почти повсеместно прослеживаются в местах выхода этих глин.

Генезис глин. Геологическая обстановка во время формирования бахчисарайских глин была неоднозначной, о чем можно судить по различным источникам, в которых проводилась реконструкция палеогеографической обстановки (Геологическая история, 2006). Сами глины залегают на качинских мергелях несогласно, с границей типа «rockground», что свидетельствует о перерыве в осадконакоплении во время регрессии моря. Данный факт также подтверждает наличие слоя с конкрециями фосфоритов и с глауконитом в подошве свиты. Позже, на границе палеоцена и эоцена началась трансгрессия.

В целом отложения нижнего ипра представлены непрерывной серией осадков от известковистых глин до мергелей с рассеянными мелкими нуммулитами. Толща глин и известковистых глин с мелкими нуммулитами соответствует эпохе углубления бассейна до 200–300 метров, мощность толщи достигает 40 метров. За счет привноса осадочного материала с континента, а также экзогенных процессов накапливался глинистый глубоководный осадок. Далее на глинистой толще согласно с быстрым, но постепенным литологическим переходом залегают толща нуммулитовых известняков верхнего ипра-лютеция (симферопольская свита) мощностью до 50 метров. Перекрывающие пласты относятся к шельфовым карбонатным породам (Геологическое строение, 2006). Однако из-за процессов эрозии, мощность глин заметно уменьшилась. Помимо сингенетических процессов, следует также отметить и привнос материала в ходе выветривания симферопольских известняков.

В региональном плане между палеоценом и эоценом в Горном Крыму сформировалось угловое несогласие. Породы эоцена с размывом залегают на отложениях от палеоцена до нижнего мела. Основные сформировавшиеся предэоценовые поднятия – это Симферопольское и Старокрымское. Величина предэоценовой эрозии в их пределах превышает 400–500 метров. Толща глин бахчисарайской свиты в ряде районов отсутствует и нуммулитовые известняки ложатся с размывом на разновозрастные подстилающие породы. Поэтому предполагается, что восходящие тектонические движения начались в конце палеоцена и завершились перед накоплением банки нуммулитовых известняков. Данные тектонические движения связаны с региональной фазой сжатия (Геологическая история, 2006).

Методика исследований состояла из двух этапов: полевого и камерального. Полевые исследования бахчисарайских глин состояли в отборе

образцов из обнажения в северном борту заброшенного карьера, находящегося недалеко от с. Скалистое. Образцы отбирались снизу-вверх по разрезу глин, затем изучались стандартными лабораторными методами. Было отобрано три образца с глубины 12, 8 и 4 метра от кровли пласта соответственно.

Минеральный состав. На формирование минерального состава и структурно-текстурные характеристики глин бахчисарайской свиты повлияли особенности их диагенеза и постседиментационного геохимического преобразования (Королев, 1986).

Данные глины в своем составе в основном содержат смешанослойные образования, а также монтмориллонит и гидрослюду. По результатам исследований Королева В.А. (1986) в минеральном составе глинистой фракции, отобранных в районе с.Скалистое (мощность толщи 14 метров), преобладающее значение имеют смешанослойные глинистые минералы (65 – 70%), далее идут гидрослюды (20%) и монтмориллонит (0 – 5%).

По другим данным (Вознесенский и др., 1997) в разрезе г.Сувлу-Кая (мощность толщи 34 метра) ассоциация глинистой фракции примерно совпадает: монтмориллонит (59 – 73%), иллит (гидрослюда) (19 – 28%), хлорит (до 8%), также в верхней части разреза встречается каолинит (4 – 5%).

В целом по данным валового анализа среди прочих минералов выделяются кварц (20 – 70%) и кальцит (15 – 45%), а также примеси глауконита. Следует обратить внимание, что процентное содержание карбонатного материала увеличивается снизу - вверх по разрезу, а глауконитового и хлоритового наоборот уменьшается. Цвет меняется от зелено-голубоватого до серо-зеленоватого. Это свидетельствует об изменении палеогеографической обстановки, что в первую очередь указывает на колебание глубины бассейна. Верхняя часть пласта примерно на 45% состоит из карбонатных минералов (Вознесенский и др., 1997), т.е. здесь породы близки к мергелям, размокаемость и большое содержание глинистых частиц указывает, что это все еще глинистые отложения. Результаты наших исследований минерального состава бахчисарайских глин представлены в табл. 1 – 2.

Из анализа таблицы видно высокое содержание кальцита в образцах (49 – 61%). Поэтому данные горные породы часто называют глинистым известняком. О причине явления аномального содержания кальцита говорилось выше. Кроме постмортального накопления данного минерала, нужно учесть возможный привнос карбоната кальция в составе растворимых солей из вышележащих известняков. Наименьшее количество кальцита в подошве слоя связано с большим выпадением в осадок карбонатных солей выше по разрезу.

Валовый минеральный состав глин (%) бахчисарайской свиты на склоне северного борта заброшенного карьера в районе с.Скалистое

Таблица 1

| № обр. | Глубина отбора, м | Смектит | Гидрослюда | Смеша-нослойные (слюда-смектит) | Хлорит | Каолинит | Цеолинг | Кварц | Калиевый полевой шпат | Плагиоклаз | Кальцит |
|--------|-------------------|---------|------------|---------------------------------|--------|----------|---------|-------|-----------------------|------------|---------|
| 1 | 12 | 10 | 6 | 2 | 1 | 1 | 1 | 23 | 1 | 6 | 49 |
| 2 | 8 | 15 | 3 | 0 | 1 | 1 | 0 | 16 | 1 | 2 | 61 |
| 3 | 4 | 11 | 4 | 0 | 1 | 1 | 0 | 20 | 1 | 2 | 60 |

Данные по содержанию кварца довольно схожи с предыдущими исследованиями. Большое содержание последнего (16 – 23%) показывает, что кварц являлся основным первичным минералом. Среди глинистых минералов следует выделить преобладание смектитов (10 – 15%) и гидрослюда (3 – 4%), что также было отмечено ранее (Королев, 1986; Вознесенский и др., 1997). Данные по глинистым минералам представлены в таблице 2.

Полученные данные по смектитам (71 – 87%) практически повторяют данные проводимых ранее исследований. Из-за преобладания минералов с высокой способностью к набуханию и впитыванию влаги за счет большой удельной поверхности, данным глинам свойственна и хорошая сорбционная способность.

Минеральный состав глинистой фракции (%) пород бахчисарайской свиты на склоне северного борта заброшенного карьера в районе с.Скалистое

Таблица 2

| № обр. | Гидрослюда | Смектит | Смешанослойные (слюда-смектит) | Хлорит | Каолинит |
|--------|------------|---------|--------------------------------|--------|----------|
| 1 | 7 | 87 | 0 | 3 | 3 |
| 2 | 10 | 71 | 12 | 3 | 4 |
| 3 | 9 | 78 | 3 | 5 | 5 |

Анализ водной вытяжки растворенных солей в образцах бахчисарайских глин показал следующий результаты (табл. 3).

Результаты анализа водной вытяжки

Таблица 3

| Показатели | | Образец №1 | Образец №2 | Образец №3 |
|------------------------------------|----------------------------------|------------|------------|------------|
| Катионы, мг-экв/100г | Ca ²⁺ | 1,37 | 1,58 | 1,33 |
| | Mg ²⁺ | 2,54 | 1,53 | 1,58 |
| | Na ⁺ + K ⁺ | 1,18 | 1,2 | 2,19 |
| Анионы, мг-экв/100г | HCO ₃ ⁻ | 0,83 | 0,62 | 0,83 |
| | Cl ⁻ | 0,92 | 0,93 | 0,94 |
| | SO ₄ ⁻ | 3,34 | 2,76 | 3,33 |
| Количество карбонатов в р-ре, % | | 31 | 36 | 38,5 |
| Сухой остаток, % (от массы породы) | | 0,39 | 0,36 | 0,28 |

По данным вытяжки следует отметить большое содержание ионов Ca²⁺ (1,3 – 1,6 мг-экв/100г) и Mg²⁺ (1,5 – 2,5 мг-экв/100г), которое прослеживается по всему разрезу. Также заметно увеличение содержание ионов Na⁺ + K⁺ вверх по разрезу (1,18 – 2,19 мг-экв/100г). Связано это с особенностью растворения солей. Соли, содержащие Ca²⁺ и Mg²⁺, растворяются и мигрируют вглубь слоя активнее, нежели чем Na-K соли. Последним необходима большая концентрация для выпадения в осадок. Данную картину мы и наблюдаем, видя увеличение содержания ионов Na⁺ + K⁺ в верхней части разреза, где ранее была максимальная концентрация растворов. Среди анионов отмечается резкое преобладание сульфат ионов (2,7 – 3,3 мг-экв/100г) над Cl⁻ (0,9 мг-экв/100г) и HCO₃⁻ (0,6 – 0,8 мг-экв/100г). Таким образом бахчисарайские глины имеют магниевно-кальциевое и сульфатное засоление.

По ГОСТ 25100-2011 нижний и средний образец слоя относятся к слабозасоленным, в то время как верхний образец – незасоленный. Это также объясняется миграцией растворимых солей внутрь пласта. Коррозионная способность глин считается низкой. Однако если рассматривать отдельные части пласта, то средняя его часть, так как имеет наименьшее содержание анионов и катионов, является наименее агрессивной. Величина рН среды растворимых солей равна 6,5, что характеризует нейтральную среду.

Строение глин. Гранулометрический состав глин бахчисарайской свиты неоднороден – наблюдается переслаивание глинистых и опесчаненных прослоев. Для гидрослюдистой глины преобладающими фракциями являются песчаная (суммарно) (60%). Глины и пыль (суммарно) составляют 28% и 12% соответственно. В гидрослюдисто-монтмориллонитовой глине, суммарно преобладает фракция пыли (61%). Для глинистых и песчаных частиц процентное соотношение составляет соответственно 31% и 8% (Королев, 1986).

Кроме того, следует отметить закономерное изменение содержания фракций по всей мощности разреза (Вознесенский и др., 1997). Песчаные частицы в базальном горизонте составляют 38%, что связано с концентрацией зерен глауконита вследствие эрозии. Далее процентное содержание падает до 1 – 2% и постепенно увеличивается до 21 – 34%. Содержание глинистой фракции колеблется в пределах 19 – 23%, однако к кровле слоя резко уменьшается (становится менее 10%). Для пылеватых частиц отмечено плавное увеличение процентного содержания вверх по разрезу от подошвы от 20 до 50%, далее идет резкое уменьшение к кровле обратно до 20%. Это все связано с возрастанием количества карбонатного материала в породе, о чем уже говорилось выше.

Применение лазерного анализатора для оценки гранулометрического состава изучаемых глин в рамках данной работы дало следующие результаты (табл. 4).

Гранулометрический состав бахчисарайской глины, выполненный при помощи лазерного анализатора

Таблица 4

| Номер образца | Содержание (%) фракций по размерам, мм | | | | |
|---------------|--|-------------|-------------|------------|-------|
| | <0,001 | 0,001-0,002 | 0,002-0,005 | 0,005-0,01 | >0,01 |
| 1 | 18 | 16 | 27 | 16 | 24 |
| 2 | 19 | 16 | 28 | 18 | 19 |
| 3 | 15 | 13 | 25 | 17 | 30 |

Преобладает в образцах фракция пыли, ее содержание не имеет какой-либо закономерности, но схоже с результатами предыдущих исследований (значения составляют порядка 60%). Здесь также заметно уменьшение суммарного содержания пыли вверх по разрезу, связанное с ростом карбонатного материала. Что касается глинистых частиц, то относительно образцов с. Скалистое (Королев, 1986) значения получились довольно занижены (14 – 18 % вместо 31%), а в сравнении с образцами разреза г. Сувлу-Кая (Вознесенский и др., 1997), наоборот схожи. Возвращаясь к самой крупной фракции по результатам данного анализа, следует отметить заметное возрастание ее процентного содержания в образце №3, близком к кровле слоя. Подобная картина, хоть и с немного другими значениями была отмечена и ранее (Вознесенский и др. 1997), что можно объяснить близостью геологической границы, где происходит размыв и переотложение материала.

По результатам гранулометрического анализа пипеточным способом исследуемый образец № 1 глины является «глины средней» по классификации Н.А. Качинского (Грунтоведение, 2005).

В микростроении изучаемых глин, В.А. Королевым (1986) были выделены матричный и турбулентный типы. По результатам ряда других

исследований (Вознесенский и др., 1997) отмечено, что для данных отложений характерна практически неориентированная микроструктура матричного типа. Структурные связи – смешанные с преобладанием контактов переходного типа.

Согласно проведенным нами исследованиям, образец № 1 обладает матричной микроструктурой, сложенной помимо глинистого заполнителя еще кварцевыми песчано-пылеватыми агрегатами и выщелоченными окатанными зернами кальцита (рис. 1).

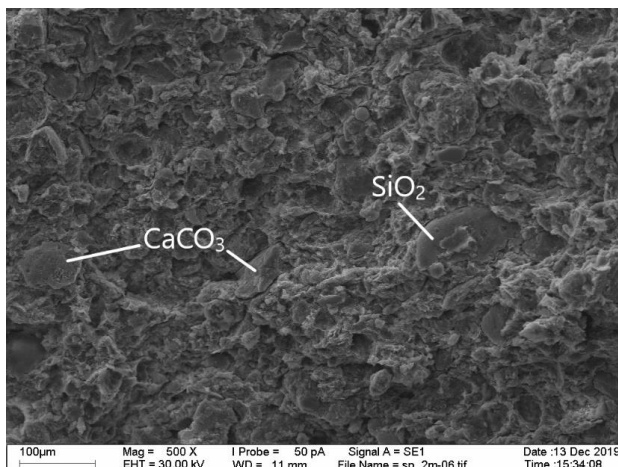


Рис. 1. Зерна кварца и кальцита на фоне матричного глинистого заполнителя образца №1 бахчисарайской глины при увеличении в 500 крат. *Примечание: здесь и далее символ μm обозначает линейную размерность в 1 микрон.*

Помимо неорганических элементов при изучении образца были найдены неоднократно встречающиеся обломки раковин фораминифер, обведенные на рис. 2 в белом круге.

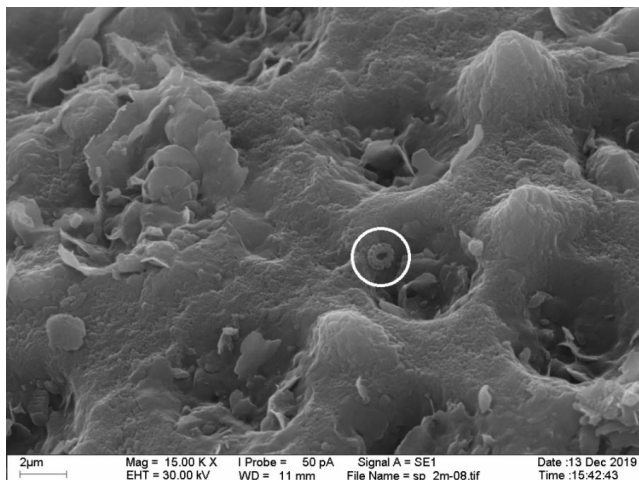


Рис. 2. Остатки раковины фораминифер на фоне смектитовых глинистых частиц образца №1 бахчисарайской глины при увеличении в 15 тыс. крат

Образец № 2 более ориентированный и литифицированный, чем образец № 1. Это может быть связано с его генетическими особенностями (рис. 3). Структура в данном образце скорее турбулентная, чем матричная.

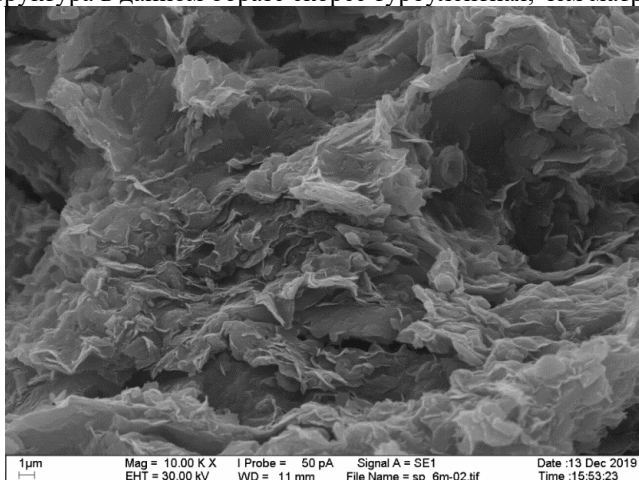


Рис. 3. Ориентированные смектитовые частицы с турбулентной структурой образца №2 бахчисарайской глины при увеличении в 10 тыс. крат

Кроме того, в данном образце сильно заметно увеличение содержания выветрелых обломков зерен кальцита, которые местами формируют еще цементирующий заполнитель.

Микроструктура образца №3 матричная и более пористая, также видно большое количество карбонатов, что согласуется с особенностями его минерального состава (рис. 4). Большое количество кальцитовых зерен «залечено» снаружи глинистыми частицами, ровно, как и в предыдущих образцах. Кроме того, заметно большое количество следов от выпавших кварцевых зерен, заключенных на рисунке 1 в белые круги. Сам образец более трещиноватый.

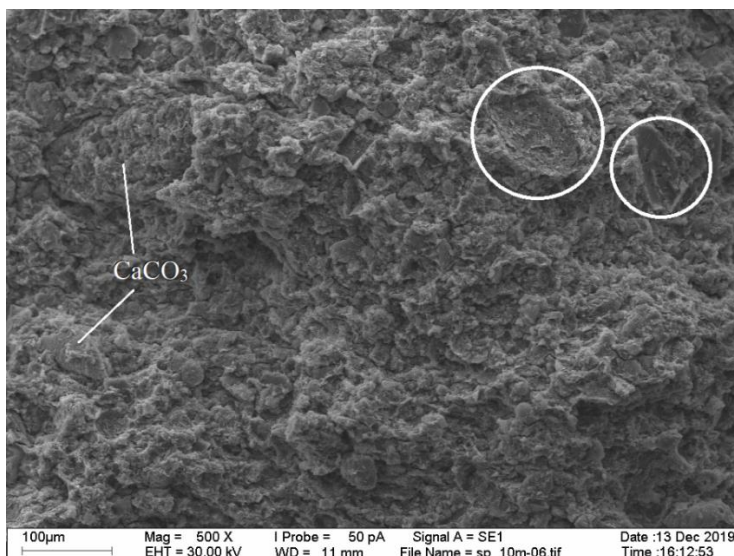


Рис. 4. Кальцитовые зерна в глинистых «рубашках» и следы от кварцевых зерен в образце № 3 бахчисарайской глины при увеличении в 500 крат

Проводя общую оценку микроструктур исследуемых образцов, следует отметить, что бахчисарайские глины находятся в сильно уплотненном состоянии, и поэтому они могут иметь анизотропию физических и физико-механических свойств, на что следует обращать дальнейшее внимание. Большое количество карбонатных частиц также говорит о морском генезисе глин и о возможно большом количестве растворимых солей в их химическом составе.

Физические свойства глин. Отмеченные выше черты минерального состава и структурно-текстурные особенности ипрских глин влияют и на их свойства.

Королев В.А. (1986) отмечал, что карбонатные ипрские глины имеют плотность твердой фазы 2,59 – 2,60 г/см³. Для естественного сложения плотность глин отмечена в пределах 1,8 – 2,2 г/см³, плотность скелета – 1,5 – 1,8 г/см³. Пористость данной породы небольшая и оценивается в 30 – 40%.

По данным Е.А. Вознесенского и др. (1997) естественная влажность близка к значениям, полученным в работах В.А. Королева, и составляет 16 – 20%. Показатели физических свойств несколько отличны, что связано с фактором места отбора образцов. Так, плотность твердой фазы уменьшается вверх по разрезу от 2,78 до 2,66 г/см³. Существенно выделяется базальный горизонт (2,91 г/см³), что связано с высоким содержанием зерен глауконита. Из-за высокого геостатического давления плотность глины значительна (более 2,20 г/см³), что также больше, чем в исследованиях 1986 года.

Наши новые данные немного отличаются от результатов предыдущих исследований (табл. 5). Наиболее существенно выделяются большие значения плотности твердой фазы, которые увеличиваются снизу-вверх по разрезу, становясь более карбонатными (от 2,88 до 2,95 г/см³). Причем эти данные больше коррелируют с образцами из разреза г.Сувлу-Кая (1997), нежели чем из окрестностей с.Скалистое (Королев, 1986).

Значения естественной плотности (от 2,11 до 2,19 г/см³ снизу-вверх по разрезу) и пористости (от 29 до 27%) в целом близки к результатам предыдущих исследований (Королев, 1986). Общее уменьшение пористости и увеличение плотности твердой фазы в бахчисарайской глине связано с ростом количества карбонатного цемента вверх по разрезу, что в свою очередь ведет к более плотной упаковке частиц.

Физические свойства бахчисарайских глин Крыма

Таблица 5

| Виды свойств | Образец №1 | Образец №2 | Образец №3 |
|--|------------------------|------------|------------|
| | Высота над подошвой, м | | |
| | 1,8 – 2 | 5 – 6 | 9 – 10 |
| Плотность твердой фазы, г/см ³ | 2,88 | 2,92 | 2,95 |
| Плотность влажного грунта, г/см ³ | 2,11 | 2,15 | 2,19 |
| Плотность скелета, г/см ³ | 2,06 | 2,11 | 2,15 |
| Пористость, % | 29 | 28 | 27 |
| Коэффициент пористости | 0,4 | 0,38 | 0,37 |

Попытка определить коэффициент фильтрации этих глин с помощью прибора ПЛЛ-9 не увенчалась успехом – создаваемого в приборе напора оказалось недостаточно для начала процесса фильтрации. Из этого можно сделать вывод, что коэффициент фильтрации этих глин составляет менее 1•10⁻⁶ м/сут, что позволяет их рассматривать по ГОСТ 25584-2016 как водонепроницаемые, а миграция компонентов в них возможна лишь

диффузионным путем, что необходимо учитывать при эколого-геологических исследованиях.

Физико-химические свойства глин. Физико-химические свойства бахчисарайских глин, значительно меняются в зависимости от минерального состава конкретного образца, его дисперсности и др. Пластичность глин колеблется от 4 до 46%. Также существенные изменения видны как в набухаемости, так и в размокаемости и усадочности бахчисарайских глин.

Полученные показатели физико-химических свойств бахчисарайских глин по данным Е.А. Вознесенского и др. (1997) существенно отличаются, как по разрезу, так от результатов, полученных Королевым В.А. (1986), что видимо связано с разными точками отбора образцов. Отмечено, что значения максимальной молекулярной влагоемкости (16 – 24%), нижнего и верхнего пределов пластичности (18 – 41% и 34 – 65% соответственно) и числа пластичности (6 – 24%) очень невысокие для тяжелых глин, к которым относятся породы данной свиты. Также следует обратить внимание, что бахчисарайские глины являются ненабухающими. Водопрочность воздушно-сухих глин также неодинакова: песчанистая глина размокает за 50 мин, слабо- и среднекарбонатной глине на размокание требуется порядка 2 – 3 часов, а слои в верхней части разреза, которые, как уже говорилось, сильнокарбонатные, вообще не размокают. Последние данные хорошо совпадают с данными Королева В.А. (1986). Отмечается, что влажность максимально-молекулярной влагоемкости и гигроскопическая влажность также невысоки, что вполне соответствует полученным ранее данным.

Новые данные по физико-химическим свойствам в целом коррелируют с предыдущими авторами (табл. 6). У исследуемых глин снизу-вверх по разрезу уменьшается естественная влажность (22 – 12%), что было еще отмечено при отборе образцов. По ГОСТ 25100-2011 изученные образцы вполне отвечают требованиям для глинистых горных пород (20, 17). Только образец из середины пласта не отвечает нужному значению (15 вместо 17 и больше), но это скорее связано с повышенной литификацией, о которой говорилось в предыдущих разделах. По показателю консистенции, согласно ГОСТ 25100-2011 бахчисарайские глины относятся к твердым глинам (от - 0,45 до -1,25). Данный фактор также наблюдался и визуально. Что касается сравнения с имеющимися данными, то здесь они имеют большую схожесть, чем при анализе физических показателей.

Физико-химические свойства бахчисарайских глин Крыма

Таблица 6

| Виды свойств | Образец №1 | Образец №2 | Образец №3 |
|-------------------------------|------------------------|------------|------------|
| | Высота над подошвой, м | | |
| | 1,8 – 2 | 5 – 6 | 9 – 10 |
| Влажность гигроскопическая, % | 2,27 | 1,68 | 2,0 |
| Естественная влажность, | 22,0 | 16,0 | 12,0 |

| | | | |
|-------------------------|---------|---------|---------|
| % | | | |
| Предел пластичности, % | 32,0 | 23,0 | 31,0 |
| Предел текучести, % | 52,0 | 38,0 | 48,0 |
| Число пластичности, % | 20,0 | 15,0 | 17,0 |
| Показатель консистенции | - 0,5 | - 0,45 | - 1,25 |
| Консистенция | твердая | твердая | твердая |

Физико-механические свойства. Говоря непосредственно о прочности, следует отметить, что во влажном состоянии глины имеют низкий предел прочности на сдвиг. Это объясняет широкое развитие оползневых и делювиальных процессов в данных отложениях. В тоже время, по мере увеличения доли карбонатных минералов в породе, количество кристаллизационных структурных связей в породе увеличивается, что приводит к возрастанию прочности породы на сдвиг и снижению ее сжимаемости (Королев, 1986).

Заключение. Бахчисарайские глины широко распространены в юго-западной части Крыма. Их характерными особенностями являются: повышенное содержание кальцита, гидрослюд и смектитов, высокая плотность, неоднородность микростроения по разрезу, преобладание ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} , а также большое содержание морских органических останков различного размера.

Полученные результаты можно использовать и учитывать при проведении дальнейших, в том числе эколого-геологических исследований, а также при промышленных работах и добыче бахчисарайских глин.

Литература

1. Беляков Л.В., Кропачев С.М. Геологическое строение района Крымской геологической практики: Учеб. пособие. – М.: Изд-во УДН, 1987. – 59 с.
2. Вознесенский Е.А., Самарин Е.Н., Шешина А.Б. Инженерно-геологические особенности глинистых пород междуречья Бодрак-Кача // Очерки геологии Крыма / под редакцией Е.Е. Милановского. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 97 – 119 с.
3. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма (учебное пособие по Крымской практике). – М.: Изд-во МГУ, 2006. – 60 с.
4. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма (стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования): Учебное пособие / под редакцией О.А. Мазаровича и В.С. Милеева. – М.: Изд-во МГУ, 1989. – 160 с.
5. Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. Альбом рисунков по второй крымской геологической практике. Ч.1: Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 2006. – 135 с.
6. ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация (с Поправками). М.: Стандартинформ, 2018
7. Грунтоведение / Трофимов В.Т., Королев В.А., Вознесенский Е.А., Голодковская Г.А., Васильчук Ю.К., Зиангиров Р.С. Под редакцией В.Т. Трофимова. – 6-е изд., перераб. И доп. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 1024 с.

8. Королёв В.А. Инженерно-геологические особенности глинистых пород юго-западной части Горного Крыма // *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*. — 1986. — № 3. — с. 69–81.
9. Муратов М.В., Немков Г.И. Палеогеновые отложения окрестностей Бахчисарая и их значение для стратиграфии палеогена юга СССР / В кн.: Палеогеновые отложения юга СССР, 1960 – с. 15-23

УДК 555.1 : 624:131

ИНТЕГРИРОВАННЫЙ МОНИТОРИНГ ТРАНСФОРМАЦИИ ОКРУЖАЮЩЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ КЫРГЫЗСТАНА И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Б.Д. Молдобеков, Ш.Э. Усупаев

*Центрально Азиатский институт прикладных исследований Земли;
Бишкек, Кыргызстан;
b.moldobekov@caiaig.kg; sh.usupaev@caiaig.kg*

Аннотация. В работе представлены ряд достижений ЦАИИЗ в создании новейших сетей и систем интегрированного мониторинга окружающей геологической среды на территории Кыргызстана и трансграничных стран Центральной Азии. Интегрированная сеть представляет собой сконцентрированные в репрезентативных участках комплексно установленные станции наблюдения и мониторинга сейсмических событий, современных движений на поверхностной части земной коры, ледниковые, метеорологические, гидрологические, гидрогеологические, оползневые и иные основанный на сайт эффектах, а также основанные на сильных движениях при разрушительных землетрясениях акселерометрические сети для раннего оповещения от сейсмокатастроф.

Ключевые слова: *мониторинг, окружающая геологическая среда, трансформация, сайт-эффект, сейсмическое районирование, инженерно-геономическая карты модели-геономы*

Введение. Известные подходы мониторинга георисков в т.ч. землетрясений базируются на классических подходах используемых и внедренных странами и регионами. Основным подходом представляется причинно-следственные механизмы накопления и резкого скачкообразного

освобождения упругой энергии в зонах их накопления, вулканогенные землетрясения, а также техногенные источники землетрясений от испытаний ядерных и иных бомб, всевозможные техногенные промышленные взрывы. [1-4].

Методика и объекты исследований. В работе наряду с классическими подходами внедрены новые интегрированные методологии построения карт и их преобразования в геоним-модели закономерностей распространения, типизации и прогнозирования землетрясений на базе разработанной генетически взаимосвязанных между собой категорий уязвимости, степени риска и уровней опасности. Данный подход позволяет развивать основы использования и внедрения основ искусственного интеллекта при он-лайн получении, автоматизированной обработке, и получения модели прогноза [1-4].

Результаты исследований. Интегрированный мониторинг создает условия для создания основ использования искусственного интеллект – науки в рамках которого ставятся и решаются задачи аппаратного или программного моделирования тех видов человеческой деятельности, которые традиционно считаются интеллектуальными, где искусственная система выполняет творческие функции традиционно являющихся прерогативой человека [1-4].

Предлагаются основы инженерная сейсмогеономии – наука о природе формирования сейсмосферы проявляющей землетрясения от пульсационного выделения энергии гравитационного и электромагнитного характера, как многокомпонентной импульсно проявляющейся и изменяющейся во времени функции литосферы, приводящей к разгрузкам напряжений в планетосферах до изостазийного равновесия Земли [1-4].

В предложенных в данной работе исследованиях георисков выбраны были наиболее опасные в регионе землетрясения которые представляют риски для густонаселенных городов страны [1-4].

Карты сайт-эффектов нами были составлены на базе обработки записей инструментальных измерений сейсмических шумов осуществленных методом не активной сейсмоки установленными в различных средах сейсмостанциями в штольне, подвальных помещениях жилых домов разного типа постройки, в шурфах на территории густонаселенных пунктов в Кыргызстане, Таджикистане и Казахстане. Зондирование микросейсмических шумов проводили на территории г. Бишкек, г. Каракол, г. Нарын в Кыргызстане; г. Хорог и г. Душанбе в Таджикистане; г. Алматы в Казахстане, частично были начаты в г. Ташкент в Узбекистане [1-4].

На рис.1 (а, б) представлена составленная сейсмологами на базе сбора, анализа и обработки каталогов землетрясений обновленная, оцифрованная и уточненная карта сейсмического районирования для 5 стран Центральной Азии, где в зонах активного влияния землетрясений расположены густонаселенные города, требующие создания систем раннего оповещения

населения от сейсмокатастроф, т.е. создания основ искусственного интеллекта в управлении снижением георисков сейсмического генезиса.

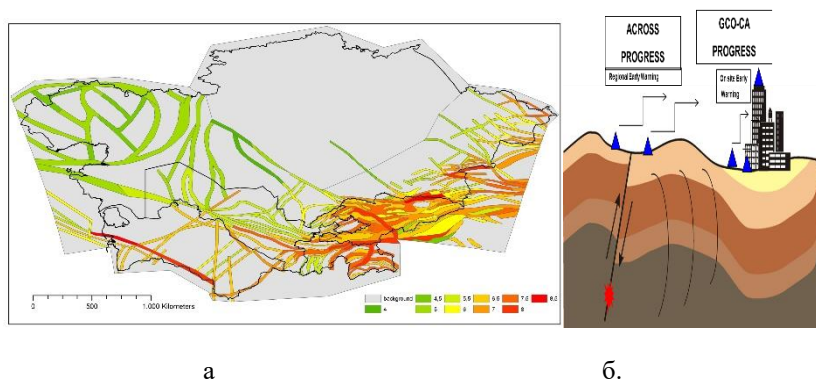


Рис. 1. а. ГИС карта сейсмического районирования, для создания систем раннего оповещения и внедрения основ искусственного интеллекта по новому научному направлению инженерная сейсмогеономия на примере Кыргызстана и стран Центральной Азии; б. Модель основ искусственного интеллекта описывающего региональную и локальную системы раннего оповещения жителей густонаселенных городов от землетрясений. Треугольники синие указывают места расположения акселерометров, а стрелки близ красного сейсмического очага подвижки по опасному разлому, стрелки над синими треугольниками передачу и прием сейсмических записей сильных движений.

В рамках инициативы Обсерватории Глобальных Изменений в Центральной Азии (GCO-CA - Global Change Observation Central Asia), Германский Центра Исследований Земли г. Потсдам, GFZ с участием ЦАИИЗ выполнены программы, и нацеленные на снижение сейсмической опасности и риска на примере густонаселенных городов Бишкек, Каракол и Нарын.

Системы раннего оповещения землетрясений могут быть в целом классифицированы как региональные (Рис.1-а), где сейсмическая/акселерометрическая сеть, используемая для обнаружения первых вступлений сейсмических волн, расположена вблизи потенциальной очаговой зоны (зона разлома) или целевой зоны (Рис.1-б), если система установлена вблизи или в пределах целевой зоны, потенциальной для разрушений, оцениваемых по первым вступлениям Р-волн.

С июня 2012 года установлена сеть, состоящая из 50 акселерометров SOSEWIN, в г. Бишкек при сотрудничестве с ЦАИИЗ и институтом Международного Университета Инновационных Технологий. В специально отобранных репрезентативных зданиях (образуя в целом 5 кластеров) установлены 10 датчиков, с помощью которых происходит передача данных в режиме реального времени в ЦАИИЗ и GFZ.

Осуществлены работы по исследованию динамики поведения зданий разной типологии при движениях грунта; сбор долгосрочных данных повреждений вместе с данными измерений движений грунта на местности, внесение данных для автоматической ГИС обработки и учета; предоставление данных в реальном времени для систем раннего оповещения и быстрого реагирования структур гражданской защиты при взаимодействии с жителями густонаселенных городов.

На рис. 2 представлена разработанная для повышения потенциала системы раннего оповещения от сейсмокатастроф «Карта инженерной геологии и сейсмогеологии трансформирующая георисками от землетрясений, вергентных новейших и современных движений литосферу Кыргызского Тянь-Шаня и трансграничных районов со странами Центральной Азии», которая составлена на основе интегрирования следующих тематических карт: 1. карты сейсмической опасности; 2. карты региональных глубинных и соподчиненных разломов; 3. карты РОЗ - районов ожидаемых землетрясений; 5. карты вергентных неотектонических движений; 6. карты меридиональных секущих сейсмоактивных зон; 8. энергии рельефа водоразделов горных сооружений; 9. расположений месторождений углей, нефти и газа на территории Кыргызстана [1-3].

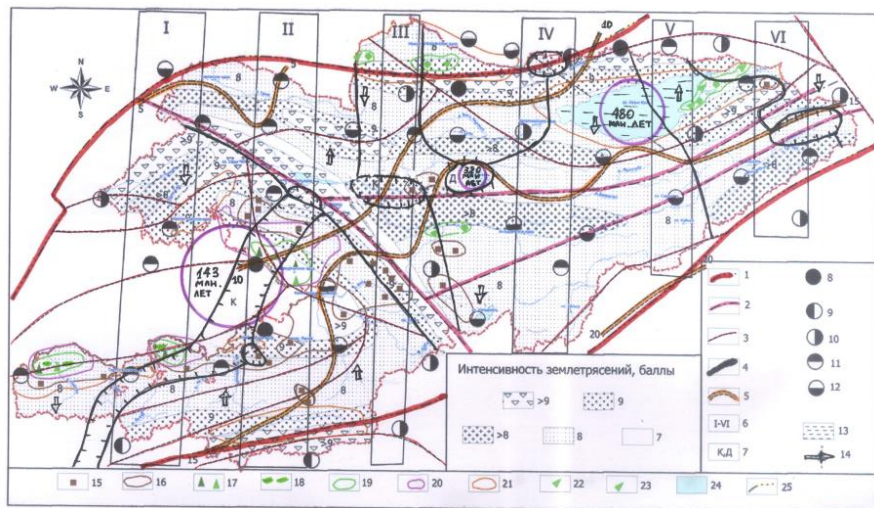


Рис. 2. Карта инженерной сейсмогеологии трансформирующая георисками от землетрясений, вергентных новейших и современных движений литосферу Кыргызского Тянь-Шаня и трансграничные районы стран Центральной Азии для использования в интегрированном мониторинге окружающей геологической среды (Усупаев Ш.Э. 2020 г.)

На рис. 2 условные обозначения показывают: 1- границы Тянь-Шаньского орогена; 2- региональные глубинные разломы; 3 –

соподчиненные региональным, крупные разломы; 4 – границы смены вергентных (геоволновых) неотектонических движений горных масс; 5 – границы смены интенсивности современных движений; 6 – нумерация меридиональных секущих структур; 7 – вергентные направления неотектонических движений (К-конвергентная, Д-дивергентная, Ю – южно-моновергентная, С- северо-моновергентная); эпицентры РОЗ – районов ожидаемых землетрясений с различной интенсивностью: с классом энергетическим К больше 15, 8 – первой категории опасности с вероятностью ожидания от 0, 65 по 0,75 для городов Бишкек и Ош; 9 - первой категории опасности с вероятностью ожидания от 0, 65 по 0,75; 10 - второй категории опасности с вероятностью ожидания от 0, 55 по 0,65; с классом энергетическим К меньше 15 и больше 12, 11 - первой категории опасности с вероятностью ожидания от 0,60 по 0,70; 12 - второй категории опасности с вероятностью ожидания от 0,50 по 0,60; 13 – крупные сейсмо-индуцирующие крупные озера и водохранилища; 14 – направления движения вергентных неотектонических структур; 15 – участки расположения месторождений каменных и бурых углей; 16 – границы распространения угольных бассейнов; 17 – участки добычи газа (светло-зеленый цвет) и нефти (темно-зеленый); 18 – районы размещения месторождений нефти и газа; 19 – бассейны расположения месторождений нефти и газа(темно-зеленый цвет), выявленных признаков газа и нефти после бурения скважин (светло-зеленый); 20 – площади высоко-перспективные на поиск и разведку углеводородного сырья; 21 – площади перспективные на поиски и разведку углеводородного сырья; 22 – участки выявления по данным бурения следов газа; 23 – участки обнаружения при бурении скважин следов нефти; 24 – водоемы (вх-водохранилище Т - Токтогульское, оз.-озера Ч-Т Чатыр-Кель, С-К Сон-Кель, И – Иссык-Куль); 25 – границы Тянь-Шаньского орогена.

На рис. 3. Представлена преобразованная в НИГ модель карта закономерностей латерального по-широтного распределения, типизации и прогнозирования георисков трансформирующей планетосферы Кыргызского Тянь-Шаня.

В Северо-Тянь-Шаньской сейсмоопасной зоне где расположен г. Бишкек происходит одно землетрясение с магнитудой $M=6,5$ в среднем за 25 лет, с $M=6,5-7$ за 70-80 лет, $M>7,1$ за 200-500 лет, с $M>8$ за 700-1000 лет. Опасной для г. Бишкек является Северо-Тянь-Шаньская сейсмозона способная генерировать в своих пределах сильные землетрясения с магнитудой $M>6$. С 2009 года Глав-архитектура г. Бишкек и строительные организации приступили к заложению фундамента зданий 37-этажности, что создало значительные нагрузки на грунт [1-4].

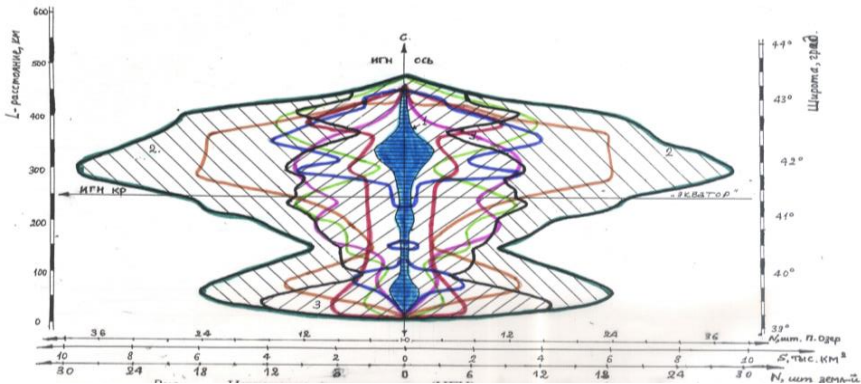


Рис. 3. НИГ модель закономерностей латерального по-широтного распределения, типизации и прогноза георисков трансформирующих планетосферы Кыргызского Тянь-Шаня, где геонумы: 1 - территориальности; 2 - долинности; 3 - оргенности; 4 - впадинности; 5-многолетней мерзлотности; 6-оледененности; 7-количества прорыво-опасных горных озер; 8 –зон сильных землетрясений; 9 - числа прорыво-опасных горных озер; 10–числа сильных землетрясений; 11-площади распространения георисков; 12-широта; 13 - расстояние в км (Усупаев Ш.Э.,2020 г.).

Грунты предрасположенные к разжижению были идентифицированы как нерасчлененные (голоценовые-плейстоценовые) водоносные песчаники и супеси мощностью от двух до десяти метров, сложена верхняя часть грунтового разреза, характеризующегося очень низкими V_s скоростями поперечных волн 150-200 м / сек (Тип грунта IV, V СНИП 2.01.03.-93 КР). Резонансная частота в южной части города вблизи Кыргызского хребта в диапазоне от 0.28 до 1 Гц. В центральной части города отображена низкая резонансная частота между 0.1 и 0.2 Гц, в то время, как в северной части города в сторону Чу-Илийских гор отображены резонансные частоты между 0.2 и 0.3 Гц. Частотный диапазон инженерного интереса охватывает 0,1-20 Гц. Частоты больше, чем 1 Гц возникают в тонких слоях рыхлых осадочных пород и соответствуют собственной частоте двух- и трехэтажных зданий, расширяя диапазон до 4-11 Гц, со средним значением 7,7 Гц. В то время как частоты ниже 1 Гц, усиливаются мощными осадочными толщами более 100 м, и представляют собой реакции зданий с высотой более 10 этажей. Фундаментальная частота грунта уменьшается от 0,3 Гц (собственный период колебаний $T=3.3$ сек) на севере, до ~0,1 Гц ($T=10$ сек) в центральной части города и вновь возрастает до 0,3 Гц в зоне Иссык-Атинского разлома. На карте показано что фундаментальные частоты грунта в Бишкеке находятся в диапазоне 0,1-0,3 Гц (собственный период колебаний 3-10 сек), что указывает на возможность возникновения длинно-периодного движения грунта в мощном осадочном чехле Чуйской впадины. На картах СМР

территория г. Бишкек делится на три зоны. 1. Восьми-балльная сейсмическая зона, в южной части города расположена в полосе предгорного шлейфа слившихся конусов выносов рек Аламедин и Ала-Арча. Мощность толщ галечникового состава более 100 м., несущая способность грунтов 6 кг/см². Глубина залегания уровня грунтовых вод более 10 м., в северной части и, превышает 100 м., в южной части выделенной зоны. 2. Девяти-балльная сейсмозона охватывает центральную часть города и, периферийную часть предгорного шлейфа из слившихся конусов выноса рек Аламедин и Ала – Арча. Территория сложена гравийно-галечниковыми отложениями, с прослоями суглинков и перекрыта мощностью от 2,0 до 5,0 м. и более, слоем суглинков. Грунтовые воды залегают на глубине от 3,0 до 10 м. 3. Более 9 балльная сейсмозона, где не рекомендуется капитальное строительство, есть зона с проявлением эффекта приращения сейсмических баллов превышающих 9 баллов. Мощность суглинков изменяется от 5,0 до 10,0 м., а галечника от 5,0 до 7,0 м. Допускаемые нагрузки на суглинистые грунты составляют от 1,5 до 2,5 кг/см². Грунтовые воды залегают на глубине менее 3,0 м. Проведены зондирования на 3-ех площадных и мобильные точечные измерения сейсмических шумов на 230 пунктах. На Рис. 4. представлена “Карта сайт-эффектов в качестве новой цифровой с основами искусственного интеллекта как информации для сейсмического микрорайонирования в целях планирования и сейсмостойкого строительства г. Бишкек до 2025 г

Геофизическими измерениями впервые установлена ширина разлома, варьирующая от первых десятков метров до 400 м. Это требует пересмотра ширины влияния активного разлома предусмотренных в СНИП для оценки рисков в данной зоне. Методом не активной сейсмики в 2015 г. проведены 30 измерений сейсмических шумов по 4 профилям в крест простирания Иссык-Атинского разлома, и ширина Иссык-Атинского разлома в районе с. Орто-Сай соответственно составляют по профилям: 240 м. (от I-A 14 до I-A 15), в районе с. Нижний-Орок 368 м. (от I-A 23 до I-A 22), в районе с. Нижний-Орок 368 м. (от I-A 23 до I-A 22) и в районе с. Кок-Джар составляет: 42 м. (I-A 27).

На четырех высотных уровнях здания ЦАИИЗ установлены были с 2012 г. 4-сейсмических датчиков (акселерометры), для оценки сейсмо-устойчивости здания. К наиболее сейсмостойким и устойчивым отнесены специалистами КыргызНИИН строительства и «Международного университета инновационных технологий» 1-2-этажные застройки советского времени. Подвержены опасности и уязвимости беспорядочно застраиваемые новые высокэтажные здания в г. Бишкек. Поведения здания к воздействиям сейсмических волн определяли инструментально на выбранных типовых 6 зданиях г. Бишкек, где на разных этажах были установлены 45 датчиков Sosewin, оснащенных беспроводной системой связи. SOSEWIN, это самоорганизующая информационная сейсмическая сеть раннего оповещения, где каждый элемент этой сети является узлом SOSEWIN. В соответствии с

принятой программой CREST, классификация уязвимости города Бишкек представлена в виде шести-классовой системы уязвимости от А до F в соответствии с Европейской Макросейсмической Шкале EMS-98. К классу А относятся здания наибольшей чувствительности разрушений, а к F наименьшей чувствительности. По типологии и конструкции существующих зданий по г. Бишкек, классификация уязвимости составляет соответственно [12%, 33%, 16%, 27%, 11%, 1%] для классов от А до F. В 2005 году в Бишкеке насчитывалось около 77150 зданий. Официально зарегистрированное число жителей составило 849200 человек по данным офиса координации гуманитарных дел (<http://ochaonline.un.org/>) (Рис.5-а). СКР составит 5,9 для уровней интенсивности землетрясений от 6,8 до 7,5 баллов и увеличится до 17,6 при интенсивности сейсмичности от 7,8 до 8,5 баллов, а также возрастает до 36,5 при интенсивности землетрясений равна 9 баллов. В созданной модели уязвимости СКР равен 36,5, при общем количестве зданий равно 77148 шт., а жителей г. Бишкек до 849204 чел., расчетное число поврежденных и разрушенных зданий составляет соответственно 48410 шт. и 22219 шт., 93447 чел. пострадавших и 16624 потери. Карты сайт эффектов на основе использования инновационных технологий и ГИС обработки данных были составлены также для города Каракол (Рис. 5-б) [1-4].

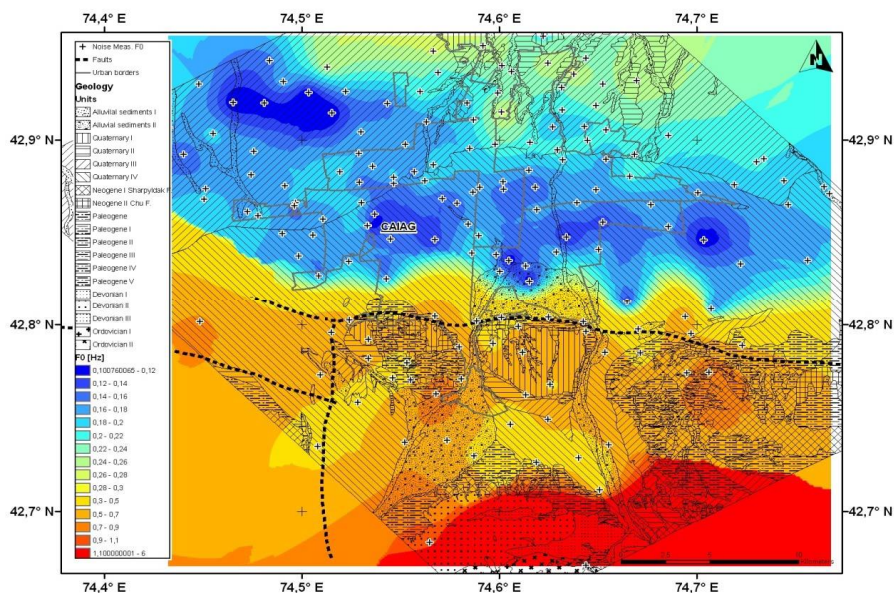
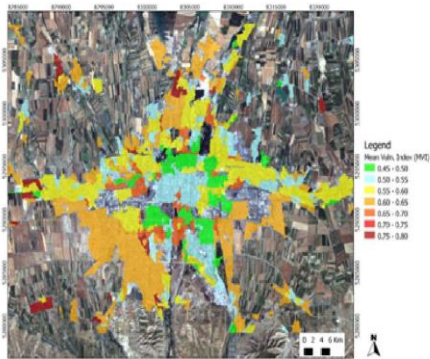
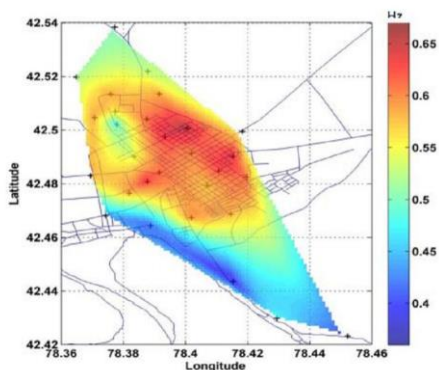


Рис. 4. Карта сайт-эффектов в качестве новой цифровой с основами искусственного интеллекта дополнительной информации для сейсмического микрорайонирования в целях планирования и сейсмостойкого строительства г. Бишкек до 2025 г.

На Рис. 5-б отображены результаты анализа для различных участков г. Каракол расположенный в северной части города вблизи озера Иссык-Куль, отображает самую низкую скорость распространения поперечных волн со значениями ниже 200 м/с вблизи поверхности. Массивы 2 и 3, расположенные вблизи центра города дают скорость распространения поперечных волн со значением 300 м/с вблизи поверхности. О составлена впервые карта резонансной частоты для г. Каракол, полученная в ходе анализа сейсмических шумов. Наблюдается наличие очень низкой резонансной частоты. В южной части частота около 0.4 Гц с ростом до 0.67 Гц вблизи центра г.Каракол [1-4].



а.



б.

Рис. 5. а. Карта пространственного распределения сейсмической уязвимости для г. Бишкек; б. Карта резонансной частоты для г. Каракол, определенной на основе N/V спектральных коэффициентов сейсмических шумов [1-4].

На территории (Рис .6) г. Нарын были в 2014 г. установлены 16 современных сейсмостанций и их записи в течение 4-ех месяцев. Проведены часовые одновременные измерения 16 сейсмостанциями в 3-ех полигонах зондирования (Стадион, Аэропорт, Кампус Университета фонда Ага Хана). Мобильными сейсмостанциями измерены 134 точечных микросейсм (по 35-40 минут).

Обработав записей по 194 инструментальным пунктам измерений впервые составлена карта сайт эффектов для территории г. Нарын (Рис.6).

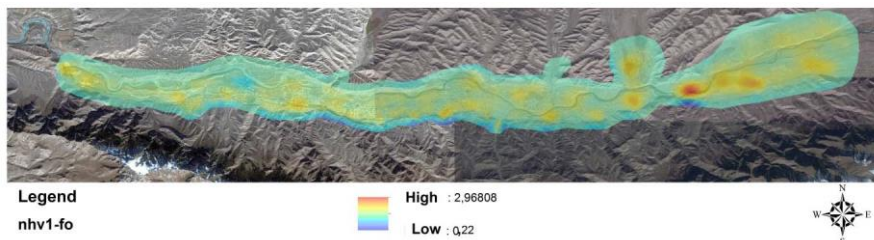


Рис. 6. Карта интегрированных мониторинговых оценок сайт-эффектов по 3-м видам сейсмических измерений на территории г. Нарын и его агломераций [1-4].

Из карты видно, что на исследуемой территории частоты колебания частиц грунтов варьируют от 0, 15 до 2,97 Гц. До 70% площади территории города характеризуются средними значениями частот колебания частиц грунта 1,55 Гц, вариации которой показаны на карте сайт-эффектов цветами желтого тона. Наиболее высокие значения колебаний частиц грунтов на карте показаны цветами коричневого тона.

Выводы

1. Функционируют сети и системы интегрированного мониторинга позволяющие создать основы искусственный интеллект в виде сетей раннего оповещения населения от сильных землетрясений, на базе использования цифровых карты сайт-эффектов для густонаселенных городов Бишкек, Каракол и Нарын предназначенных для сейсмостойкого строительства и снижения потерь и ущербов.

2. Создание адаптированного между собой интегрированного мониторинга на территории Кыргызстана и трансграничных странах Центральной Азии особенно для густонаселенных городов повышает потенциал принимаемых решений с учетом возможностей искусственного интеллекта.

Литература

1. Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Айталиев А.М., Айдаралиев Б.Р., Сарногоев А.К., Ажыбаев Т.А. О концепции “Катастрофоведение Кыргызской Республики”. Материалы международной научно-практической конференции “Совершенствование прогнозирования и управления стихийными бедствиями”, посвященной десятилетию кафедры “Защита в чрезвычайных ситуациях” и Учебного, научно-технического центра”, “Развитие гражданской защиты” КРСУ и МЧС КР 16 мая 2016 г. Бишкек. 2016, С. 89-93.

2. Усупаев Ш.Э., Мамыров Э.О. Сейсмогеонимия новый путь развития наук о прогнозе землетрясений. Материалы Международной научно-практической конференции посвященной 25-летию Кыргызско-Российского Славянского университета имени Б. Ельцина и Дню Науки. Снижение рисков стихийных бедствий. Сендайская рамочная программа по снижению риска бедствий на 2015-2030 гг. Бишкек, 2018 С. 122 – 126.

3. Усупаев Ш.Э. Инженерная геонимия мобильной индустрии сейсмостойкого строительства. Труды 2-ой Международной научно-практической конференции по сейсмостойкому строительству. Вестник международной ассоциации экспертов по сейсмостойкому строительству. Бишкек, 2018 №1/2018 (2), С. 159 – 162.

4. Shahid Ullah, Stefano Parolai, Massimiliano Pittore. A Report on Site Effects Studies in Kyrgyzstan, (Scientific Technical Report; 16/02), Potsdam: GFZ German Research Center for Geosciences. DOI: <http://doi.org/10.2312/GFZ.b103-1602en>

УДК 553.98:556.314:661.7 (575.13)

СУЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ В ФОРМИРОВАНИИ ОКИСЛИТЕЛЬНО- ВОССТАНОВИТЕЛЬНОГО ПОТЕНЦИАЛА ПЛАСТОВЫХ ВОД ЮРСКОГО ВОДОНАПОРНОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АМУДАРЬИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Нармухамедов М.А., Т.Х.Шоймуратов, Ш.А.Умаров

*Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений,
(АО «ИГИРНИГМ») 100059, г.Ташкент, Республика Узбекистан,
igirnigm@ing.uz shakhumarov@gmail.com*

Аннотация. В статье рассматриваются актуальные вопросы окислительно-восстановительного потенциала (Eh) пластовых вод юрских отложений Бухаро-Хивинского нефтегазоносного региона, которые имеют, как положительные, так и отрицательные значения. Эти величины отражают суммарную окислительно-восстановительную способность подземных вод, обусловленную наличием в них ряда окислительно-восстановительных пар. На основе изучения и анализа величины окислительно-восстановительного потенциала подземных вод юрского водонапорного комплекса исследуемой территории, установлена их взаимосвязь с залежами углеводородов и представлены соответствующие выводы.

Ключевые слова: *пластовая вода, подземные воды, окислительно-восстановительный потенциал, нефтегазоносность, Бухаро-Хивинский нефтегазоносный регион, величина, гипергенез, углеводородное сырье (УВ-сырье), залежь, месторождение, юрские отложения, зональность, регион.*

Пластовые воды, присутствующие в каждом нефтегазоносном регионе представляют собой сложную флюидодинамическую физико-химическую систему, обладающую определенными окислительными или восстановительными свойствами. Окислительно-восстановительное состояние пластовых вод обусловлено наличием в них химических элементов с переменной валентностью (Fe^{2+} , Fe^{3+} , As^{3+} , H_2S^{2-} и др.), которые в зависимости от окружающей их геологической среды обладают способностью отдавать или присоединять к себе электроны. Окислительно-восстановительная способность пластовых вод может быть выражена количественно с помощью измеряемого непосредственно в водах окислительно-восстановительного потенциала Eh (в вольтах и/или милливольтях).

Современный состав подземных вод очень сложный, поскольку сформировался он на протяжении долгого временного периода за счет вытеснения древних седиментационных вод морского или озерного происхождения. Как правило, они минеральные и представляют собой воды с большим диапазоном измененных смешанных вод. Их принадлежность к седиментационным водам устанавливается на основе палеогеогеологического анализа и изучения содержащихся в водах макро- и микроэлементов, водорастворенных газов и органических веществ. В отдельных случаях было установлено участие вод биогенного происхождения, главным образом в районах, где нефтяные и газовые залежи располагаются на больших глубинах.

Состав газов, растворенных и выделяющихся из подземных вод, являются хорошим показателем условий, в которых протекают геохимические процессы. Для выяснения этих условий, следует обратить внимание на следующие три вида природных условий [2]:

- процесс окисления, где интенсивно протекают процессы выщелачивания (это условие может глубоко проникнуть в отдельные участки – до 1000 м водоносных систем, где подземные воды могут содержать азот и кислород);

- процесс восстановления, в которой кислород уже отсутствует, однако в водах сохраняются газы биохимического происхождения (метан, сероводород, а также биогенный азот и углекислый газ, к которым приурочены и азотные воды);

- метаморфические условия, которые образуются при термометаморфизме пород.

Наличие в пластовых водах водородных ионов и их концентрация имеет большое значение, в геохимических процессах, протекающих в водных растворах в зоне гипергенеза. Гидрохимическое воздействие вод на окружающую среду объясняется реакцией диссоциации воды на ионы H^+ и OH^- , при этом в незначительной степени происходит расщепление ионов OH^- на H^+ и O^{2-} . Величина кислотности подземных вод (pH) изменяется в

пределах: от 1 (для сильно кислых растворов) до 12 (для резко щелочных вод), а величина рН морской воды на контакте с известняками может повышаться до 9.

Роль окислительно-восстановительных условий в зоне гепергенеза является весьма значительной. Окисление – это процесс отдачи электронов, в то время как восстановление – процесс их присоединения. Причем окисление одного элемента, при котором отдаются электроны сопровождается восстановлением другого элемента – приобретающего эти электроны.

В этих процессах главным окислителем является кислород. Кроме кислорода окислителями могут быть и другие химические элементы, способные принимать электроны: трехвалентное железо, четырехвалентный марганец, шестивалентная сера и др. Восстановителями могут быть атомы и ионы, способные отдавать электроны – двухвалентное железо, двухвалентный сероводород, элементы, проявляющие металлические свойства и др.

Способность водорастворенных компонентов присоединения или отдачи электронов зависит от строения валентного слоя каждого элемента. Эта способность характеризуется окислительно-восстановительным потенциалом (Eh) атомов и ионов, измеряемым в вольтах или милливольтгах, относительно какой-либо стандартной окислительно-восстановительной реакции, потенциал которой приравнивается к нулю. Такой реакцией принято считать переход водорода из газообразного состояния в состояние иона.

Процессы образования нефти и газа и их накопления в залежах происходят в подземных водах в восстановительной обстановке. Необходимо отметить, что роль подземных вод двояка: с одной стороны, они являются созидающим фактором, так как без длительной миграции вод, несущих исходный материал для залежей, не образовались бы промышленные месторождения нефти, с другой – разрушающим, причем процессы разрушения особенно интенсивно протекают в том случае, если вода привносит в углеводородную (УВ) залежь окислительную обстановку.

Многочисленными исследователями (В.А.Сулин, Д.В.Голубятников, А.А.Карцев, Е.А.Барс, А.М.Овчинников, В.А.Кудряков и др.) было установлено, что в районах нефтегазовых месторождений Амударьинского седиментационного бассейна, в основном развиты воды следующих двух типов:

1. Хлоридно-кальциево-натриевые воды и рассолы, часто с общей минерализацией более 50 г/л, местами превышающей 270 г/л (до 30 %). Во многих случаях они могут рассматриваться как измененные древние воды морского генезиса. В результате коллоидно-химических и микробиологических процессов, протекавших в восстановительной обстановке, эти воды местами лишены сульфатов и содержат сероводород. Они обогащены такими микроэлементами, как йод, бром, бор, радий, литий, рубидий и др.

2. Гиридокарбонатно-хлоридно-натриевые (щелочные) безсульфатные с общей минерализацией значительно меньшей, чем у подземных вод первого типа. Они содержат серу и поэтому могут называться гидросульфидными [1].

Воды второго типа обычно свидетельствуют о промывании вмещающих пород и связанном с ним разрушении нефтяных и газовых залежей.

При гидрохимической характеристике следует учитывать условия залегания подземных вод в нефтегазоносных пластах. Эти воды подразделяются на две группы:

- пластовые воды краевые, контурные, подошвенные и приконтурные, находящиеся в одном пласте с УВ и генетически с ней связанные;

- подземные воды водоносных горизонтов, расположенных на глубинах в пределах УВ месторождений, но непосредственно с УВ залежами, не связанные и не заключающие промышленные залежи нефти и газа.

По отношению к нефтегазовым пластам воды могут располагаться в верхних и нижних горизонтах. Выше или ниже залегающие пластовые воды могут попадать в нефтяную скважину и обводнить залежь, проникая по затрубному пространству из-за дефектов крепления или повреждения обсадных труб. Систематизация анализов вод нефтяных и газовых месторождений должна проводиться весьма тщательно с тем, чтобы получить истинную гидрохимическую картину, не искаженную вмешательством деятельности человека.

Долгое время, при изучении подземных вод нефтегазоносных регионов Амударьинской впадины, величине окислительно-восстановительного потенциала пластовых вод не уделялось должного внимания, поскольку до недавнего времени сведения об окислительно-восстановительном состоянии пластовых вод были недостаточны. В последние годы, благодаря современным методам исследования и накопленному, в этом плане опыту, стало возможным оценивать подземные воды, в том числе и с точки зрения окислительно-восстановительного потенциала, в частности и на территории Бухаро-Хивинского нефтегазоносного региона (БХНГР).

В гидрогеологическом отношении БХНГР занимает северо-восточную часть Амударьинской водонапорной системы, которая ограничена на севере и юге Южно-Кызылкумским и Амударьинским разломами, на востоке и юго-востоке – горными сооружениями Гиссарской и Зарафшано-Туркестанской систем. В пределах рассматриваемой территории по структурно-тектоническим, литолого-фациальным и гидрогеологическим условиям выделяются три гидрогеологические области: Бухарская, Чарджоуская и Бешкент-Кашкадарьинская (рис. 1).

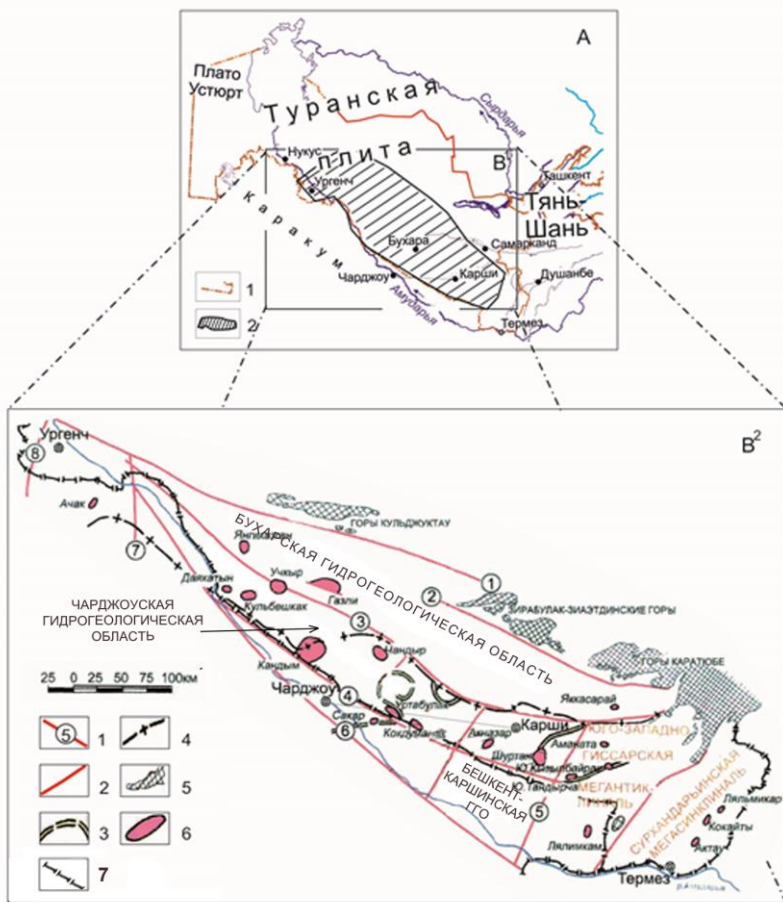


Рис. 1. Положение района исследований (А, В¹) и схема основных тектонических элементов (В²).

Условные обозначения: А, В¹: 1 – государственная граница Республики Узбекистан; 2 – Бухаро-Хивинский нефтегазоносный регион; В²: 1 – региональные разломы (1 – Южно-Кызылкумский, 2 – Предзаравшанский, 3 – Бухарский, 4 – Гугуртли-Гирсанский, 5 – Лянгаро-Караильский, 6 – Амударьинский, 7 – Питняк-Серахский, 8 – Беурдешикский); 2 – разрывные нарушения меньшего порядка, разделяющие разнотипные геологические разрезы; 3 – линии развития барьерных рифов; 4 – границы развития соленосных отложений; 5 – выходы на дневную поверхность домезозойского фундамента; 6 – месторождения углеводородов.

Окислительно-восстановительный потенциал подземных вод юрских отложений Бухаро-Хивинского нефтегазоносного региона

| № п/п | Наимен. площади и месторож-я | Интер. опробов., м | Минерализация воды, г/л | H ₂ S мг/л | NH ₄ мг/л | CO ₂ мг/л | pH | Eh, Мв (от-до) |
|-------|------------------------------|--------------------|-------------------------|-----------------------|----------------------|----------------------|-----------|----------------|
| 1. | Чигил | 3645-3700 | 20-169 | 2,4-20,7 | 22-1392 | 660 | 0,84-6,5 | +28-+350 |
| 2. | Кокдумалак | - | 279 | 13,6 | 228 | 650 | 5,7-6,1 | +50-+68 |
| 3. | Юж.Кемачи | 2254 | 71,1 | 34 | 137 | 79,2 | 6,35 | +38 |
| 4. | Андакли | 2183-2456 | 112-165 | 19,4-37,4 | 107-280 | 62-365 | 5,3-6,74 | +15-+99 |
| 5. | Умид | 2577 | 81,8 | 27,2 | 134 | 875,6 | 6,43 | +33 |
| 6. | Шарк. Хатар | 2143 | 192 | 95 | 62 | 343 | 6,16 | +48 |
| 7. | Жанубий Кульбешкак | 1918-2068 | 32,8-120 | 0,68-11,8 | 2-44 | 25-120 | 6,1-8,05 | +7-+51 |
| 8. | Турункул | 3254-3267 | 100-105 | 2,0-2,2 | 80-100 | 142-290 | 5,9-6,2 | +48-+63 |
| 9. | Туйгу | 3610-3644 | 92,3-114 | 0,34-2,08 | 24-61 | 72-194 | 6,4-6,76 | +20-+38 |
| 10. | Саватли | 2010 | 23 | - | - | - | 6,46 | +31 |
| 11. | Сомонтепа | 2361-2422 | 25,8-66,7 | - | 20-102 | 57-62 | 5,17-5,91 | +63-+105 |
| 12. | Назаркудук | 3660-3874 | 113-139 | 7,0-16 | - | - | 1,23-6,4 | +37-+329 |
| 13. | Киркчашма | 2350-2330 | 151,8 | 30,6 | 1248 | - | 5,55-6,11 | +51-+82 |
| 14. | Талимаржан | 3779-3627 | 17,3-108,7 | 4,1-19,0 | 60-278 | - | 6,0-6,64 | +21-+64 |
| 15. | Гарб.Эрназар | 3843-3804 | 138,5 | 10,8 | 348 | - | 6,0 | +59 |
| 16. | Эрназар | 3569-3629 | 12-98 | 2,2-9,5 | 17,1-142 | - | 6,0-6,8 | +9-+57 |
| 17. | Девхона | - | 92 | 11,8-12,5 | 125-134 | - | 5,7-6,3 | +39-+75 |
| 18. | Худжум | 3644-3967 | 104,6-108 | 12,7-16,1 | 85-134 | - | 6,0-6,21 | +42-+56 |
| 19. | Шим.Гирсан | 3641-3610 | 107,6-114 | 10,12-11,64 | 12,10-150 | - | 6,4-6,48 | +30-+35 |
| 20. | Гирсан | 3648-3601 | 105 | 11,4 | 10,64 | - | 6,55 | +26 |
| 21. | Бахористан | 2505-2484 | 150,7-246 | 25,6-49,3 | 178-214 | - | 4,0-5,99 | +151-+177 |
| 22. | Уртакум | 2640-2720 | 181,4-212,5 | 4,42-5,44 | 56-62 | - | 6,7-6,78 | +13-+18 |
| 23. | Юж. Кемачи | 2227-2257 | 30 | 2,04 | 44 | - | 6,38 | +36 |

Окислительно-восстановительный потенциал подземных вод юрских отложений газоконденсатных и нефтегазоконденсатных эксплуатируемых месторождений Бухаро-Хивинского нефтегазоносного региона

Таблица 2

| № п/п | Наименование площади и месторождений | Интервал опробования, м | Минер. воды, г/л | H ₂ S мг/л | NH ₄ мг/л | pH | Eh, МВ (от - до) |
|-------|--------------------------------------|-------------------------|------------------|-----------------------|----------------------|----------|------------------|
| 1. | Шуртан | 2827 | 3,7-3,9 | 13,6-20,4 | 9,4 | 7,35 | -18 - -21 |
| 2. | Жанубий Кульбешкак | 1901-1938 | 3,3-3,74 | 9,2-11,84 | 2,0-9,0 | 7,5-8,05 | -27- -59 |
| 3. | Шон-Шараф | 1235-1438 | 3,24-8,1 | 2,0-3,74 | 12-57 | 7,4-8,5 | -19- -86 |
| 4. | Алан | 2779-2900 | 3,11 | 5,78 | 8,5 | 6,91 | +5 |
| 5. | Эрназар (скв. №7) | | 2,6-3,1 | 0,68-0,70 | 2,0-2,2 | 7,21-7,4 | -11- -22 |
| 6. | Эрназар (скв. №10) | | 2,54 | 0,55 | 2,0 | 7,46 | -25 |
| 7. | Эрназар (скв. №11) | | 3,37 | 6,0 | - | 7,25 | -14 |
| 8. | Эрназар (скв. №12) | | 1,86 | 6,4 | - | 7,0 | +1,0 |
| 9. | Уртабулак | 2885-2849 | 18,5 | 7,14 | 62,5 | 7,05 | -2 |

Гидрогеохимическая зональность юрского водонапорного комплекса исследуемой территории носит явные черты унаследованности от элизионных этапов гидрогеологического развития, при заметном проявлении процессов смены седиментогенных вод инфильтрационными в меловых водонапорных комплексах Бухарской гидрогеологической области. Основная область создания напора расположена в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта, а дополнительная (для верхнемеловых) горизонтов – в пределах южного склона Кызылкумской системы поднятий. Разгрузка водоносных горизонтов осуществляется по пути транзита подземных вод в зонах пьезоминимумов переточного типа и в виде распыленной разгрузки через водоупоры. Степень развития инфильтрационного водообмена уменьшается при переходе от верхних частей водонапорной системы к нижним и от Бухарской гидрогеологической области к Чарджоуской, а также с удалением от горных областей создания напора [3].

В последние годы лабораторией «Нефтегазовая гидрогеология» АО «ИГИРНИГМ» Госкомгеологии РУз проведено изучение окислительно-восстановительного потенциала (Eh) электрометрическим методом

подземных вод юрских отложений БХНГР с помощью прибора «рН-метр рН-150МИ» [4].

В таблицах №1 и №2, представлены анализ фактического материала, отражающий окислительно-восстановительные свойства 130 проб подземных вод различного ионно-солевого состава.

Полученный материал свидетельствует, что подземные воды юрских отложений исследуемой территории, имеют как положительные (+350 мВ), так и отрицательные значения окислительно-восстановительного потенциала (-86 мВ). Эти величины отражают суммарную окислительно-восстановительную способность подземных вод, обусловленную наличием в них ряда окислительно-восстановительных парных элементов.

В исследованных пробах юрского водонапорного комплекса БХНГР величина окислительно-восстановительного потенциала (Eh) подземных вод варьирует в пределах от +9 до +350 мВ. Эти воды по физико-химическим показателям относятся к пластовым, седиментационного генезиса с высокой минерализацией – от 20 до 279 г/л (см. табл. 1). Значения окислительно-восстановительного потенциалов пробах подземных вод с метан и метаново-азотными газами изменяются от $-11 \div 86$ до $+1 \div 5$ мВ. По физико-химическим показателям они также относятся к пластовым водам, но к конденсационному типу с низкой минерализацией (от 1,86 до 8,1 г/л), связанные с газовым и газоконденсатными залежами, т.е. часть воды выделяются из газов при конденсации водяных паров, что приводит к разубоживанию минерализации пластовых вод (см. табл. 2).

Следовательно, для всех сульфидных, углекисло-сероводородных, метановых и метаново-азотных вод характерны восстановительные свойства. Наиболее высоко они выражены в сульфидных водах. Только углекислые воды характеризуются положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала (Eh), по величине которого в основном их можно отнести к природным водам обладающими слабо окислительными свойствами.

Повторные замеры окислительно-восстановительного потенциала (Eh) изученных подземных вод юрского водонапорного комплекса БХНГР, выполненные в разные годы показали, что знак и величина потенциала обладают относительной устойчивостью. Следует отметить, что по величине окислительно-восстановительного потенциала все исследованные воды отличаются от речных и грунтовых вод. Согласно теоретическому расчету и экспериментальным данным целого ряда авторов, окислительный потенциал речных, озерных и грунтовых вод лежит в основном в пределах от +240 до +300 мВ (В.Мэсон, 1949; А.Н. Коротков, 1965; В.П.Щербак, 1970) [4].

На основании вышеизложенного, можно считать, что исследованные пробы пластовых вод юрских отложений БХНГР по сравнению с поверхностными водами, обладают определенными восстановительными свойствами.

Таким образом, на основе изучения величины окислительно-восстановительного потенциала (Eh) подземных вод юрского водонапорного комплекса БХНГР можно сделать следующие выводы:

1. Величины окислительно-восстановительного потенциала (Eh) подземных вод изменяются от +9 до +350 мВ. Воды по физико-химическим показателям относятся к пластовым, седиментационного (элизионного) генезиса с высокой минерализацией (от 20 до 279 г/л и более).

2. Значения окислительно-восстановительного потенциала подземных вод (Eh) изменяются от $-11 \div 86$ до $+1 \div 5$ мВ. Эти воды по физико-химическим показателям также относятся к пластовым, но к конденсационному типу с низкой минерализацией (от 1,86 до 8,1 г/л), связанные с газовым и газоконденсатными залежами (т.е. воды выделялись из газов при конденсации водяных паров).

3. Установлена зависимость между концентрацией водородных ионов (рН) и величиной окислительно-восстановительного потенциала (Eh), т.е в кислых водах ($\text{pH} < 7$) наблюдаются повышенные значения окислительно-восстановительного потенциала (от +5 до +350 мВ), а в щелочных водах ($\text{pH} > 7$) – отрицательные (от -11 до -86).

4. Исследованные подземные воды по сравнению с поверхностными водами по величине окислительно-восстановительного потенциала, обладают более выраженными восстановительными свойствами.

Литература

1. Кудряков В.А. Нефтегазонакопление в геогидродинамических системах. // Ташкент. Издательство «Фан». 1985.
2. Овчинников А.М. Гидрогеохимия. // Недра. М. 1970. С.200.
3. Шоймуратов Т.Х. Гидрохимическая зональность подземных вод меловых и юрских образований Бухаро-Хивинского региона в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. // Узбекский журнал нефти и газа. Ташкент. 2014. №3. С.27-34.
4. Руководство по эксплуатации «рН-метр рН-150МИ».

ВЛИЯНИЕ НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ НА ПОКАЗАТЕЛИ БЛИЗЛЕЖАЩИХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД – НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА И РЕКИ НАРЫН

Оторова С.Т.¹, Молдогазиева Г.Т.², Тотубаева Н.Э.^{3а}, Кожобаев К.А.^{3б}

¹*Нарынский государственный университет им. С.Нааматова,
Нарын, Кыргызская Республика
saira-091@mail.ru;*

²*Институт геологии Национальной Академии наук КР
moldogazieva-gt@yandex.ru.*

³*Кыргызско-Турецкий Университет Манас, Бишкек
nurzat.totubaeva@manas.edu.kg;
kanatbek.kojobaev@manas.edu.kg;*

Аннотация. В статье, на основе проведенных исследований авторов, дается характеристика влияния города Нарын на состав вод реки Нарын, протекающий частично через и, в основном, вдоль города. Были отобраны в разные сезоны года 30 проб воды в трех пунктах: выше города, в пределах города и ниже города. Микрокомпонентный состав вод бти периодов отбора проб определялся в лабораториях бывшего Государственного агентства по геологии и минеральным ресурсам при Правительстве Кыргызской Республики на спектрометре с атомно-эмиссионным приближенно-количественным методом и с испарением пробы из канала угольного электрода. Для 4х периодов отбора проб - в лаборатории компании «Stewart Assay and Environmental Laboratories LLC» на спектрометре методом атомно-эмиссионного анализа с индуктивно связанной плазмой. Исследованиями выявлено, что город Нарын оказывает заметное влияние на состав вод вблизи берега реки Нарын, выражающееся в резком повышении содержание сухих остатков (в среднем - до трех раз) и ряда микроэлементов (в среднем - до двух раз). Однако, вследствие больших расходов реки Нарын, выше 90 м³/с, концентрация загрязнений резко снижается после достаточно полного смешения и разбавления водой вниз по течению реки.

Ключевые слова: *загрязнение, город Нарын, река Нарын, микроэлементы, сухой остаток.*

Введение. Хорошо известно, что населенные пункты оказывают значимое техногенное влияние на окружающую среду [8]. В данной статье, на основе своих исследований дается анализ влияния г. Нарын на микрокомпонентный состав и на изменчивость общих показателей вод реки Нарын, протекающего в меньшей части через город, большей частью – рядом с городом.

Г.Нарын, с населением порядка 41 тысячи жителей, административный центр одноименных области и района. Площадь территории города — 40,5 км². Город расположен в Нарынской котловине у подножья хребта Нарын-Тоо, на высоте 2000 м над уровнем моря. Через верхнюю часть города проходит автомобильная дорога Бишкек — Торугарт. Торугарт - название пограничного населенного пункта перед границей КР с Китаем, расстояние до которого от г.Нарын составляет примерно 185 км. В 180 км севернее города на западном берегу озера Иссык-Куль находится железнодорожная станция Балыкчы. Климат района резко континентальный, характеризующийся холодной, продолжительной зимой и теплым, засушливым летом. Средние зимние температуры составляют -17⁰С, летние +18⁰С. Годовое количество осадков около 300мм, которые, в основном, выпадают восеннее-зимний период [1].

Река Нарын, протекающая по территории Кыргызской и Узбекской Республик, является правой составляющей реки Сырдарья. Длина р. Нарын составляет 534 км (вместе с рекой Большой Нарын – 807 км), площадь водосбора 58370км². В бассейне – было около 2074 ледника общей площадью 1357,8км². Нарын – самая большая и многоводная река Кыргызстана – течет по территории республики с востока на запад. На своем пути она принимает 130 притоков протяженностью свыше 10 км и около 500 менее значительных речек и ручьев. Нарын течет по межгорным долинам, местами в узких ущельях. Питание снеговое и родниковое, в верховьях ледниково-снеговое. Половодье - в апреле-сентябре. По среднему годовому расходу воды у города Нарын имеется много различных цифр, что объясняется длительностью рассчитываемого периода (10 лет, 15 и более лет и т.д., а также временем расчета, так по одному расчету оно равно 88,4 м³/сек [1] или, по другой, более поздней оценке - 90,6 м³/сек [4], есть оценки и порядка 100 м³/сек [7].

Методика исследований. Исследования проводились с 2002 года и до 2005г. Исходя из целей настоящей статьи и согласно требованиям нормативных документов [6; 8], для анализа взяты три точки: 1) воды реки Нарын перед (выше) города Нарын; 2) в пределах города, сразу после впадения в нее небольшой речушки Шаркыратма; 3) на достаточно большом расстоянии ниже города – на расстоянии гарантийного полного смешения вод после г. Нарын и до впадения в нее следующего крупного притока – реки Кажырты, со среднемноголетним расходом порядка 5,2 м³/с. После города Нарын, до впадения реки Кажырты в реку Нарын, впадает река Он-Арча.

Приводимые в статье данные являются частью более масштабного исследования, которые включали 12 пунктов, отбор проб из которых проводился в разные сезоны года всего 10 раз, в результате которых были обнаружены 13 микроэлементов, таким образом можно считать всего было 1560 элементо-определений. Из них в данной статье, для выяснения влияния города Нарын на реку Нарын, анализируется 3 пункта, то есть анализируется в четыре раза меньше данных, иначе порядка 430 элементо-определений. Анализируемые нами 3 пункта имели ранее номера 4, 6 и 7 – далее эти номера оставлены неизменными И повторимся, пункт 4 – это характеристика вод реки Нарын перед (выше) города Нарын; пункт 6 – это характеристика вод берега реки Нарын примерно в центре города Нарын; пункт 7 – это характеристика вод реки Нарын на 30-40 км ниже города – на расстоянии гарантийного полного смешения вод после г. Нарын.

Исследования проводились в основном за счет средств самих авторов, но в рамках различных экологических программ. Анализ содержания микрокомпонентов в пробах вод, отобранных 6 раз в разные сезона года в 2002-2004гг проводился на спектрометре с атомно-эмиссионным приближенно-количественным методом и с испарением пробы из канала угольного электрода. Данная методика позволяет обнаружить до порядка 50ти элементов, и эта методика, в частности, применялась в Центральной лаборатории Государственного агентства по геологии и минеральным ресурсам при Правительстве Кыргызской Республики (ГАГМиР ПКР - ныне это ведомство носит название «Государственный Комитет промышленности, энергетики и недропользования КР») и первые анализы были проведены там [5]. В этой же лаборатории проводились общие анализы pH, жесткости, содержания макрокомпонентов и т.п.

В последующем пробы отбирались тоже в разные сезоны года 2004 – 2005 гг 4 раза и летом 2020 года. Эти 5 анализов на микрокомпоненты проводились на спектрометре методом атомно-эмиссионного анализа с индуктивно связанной плазмой в лаборатории компании «Stewart Assay and Environmental Laboratories LLC», часто кратко называемых как «SAEL» или «Алекс Стюарт», аккредитованной, согласно Международного стандарта качества ISO 9002 [9].

Полученные результаты и их обсуждение. Сначала проанализируем полученные данные по результатам исследования проведенных в лаборатории ГАГМиР ПКР. Предварительно был проведен небольшой статистический анализ полученных результатов и была попытка исключения грубых ошибок экспериментов, в ходе которого выяснилось, что отклонения носят как бы «закономерный» характер, заключающийся в том, что значения из 936 измерений концентрации микроэлементов (6 дат отбора проб * 12 пунктов * 13 элементов = 936) со значениями с более чем 3-х разовым превышением общего среднего значения концентрации по каждому элементу, из полученных 59 превышений, 40 приходится на пробы,

отобранные 11 июня и 7 – на пробы отобранные 7 июля, в том числе 18 отклонений приходится на пункт 6 – город Нарын и 6 – на пункт реки Ат-Башы «после села Ат-Башы»; на все остальные 4 даты и пункты приходится всего от 0 до 4-х «отклонений». Поэтому было решено не исключать эти выявленные «грубые ошибки», так как они, скорее всего, не являются ошибками, а являются объективными данными.

Результаты определения сухого остатка приведены ниже в таблице 1.

Таблица 1.

| Сухой остаток, мг/кг | | | | |
|---|------------|------------|------------|--|
| Дата отбора проб | 4-ая | 6-ая | 7-ая | Среднее сухого остатка по разным пунктам |
| 11.06.2002. | 210 | 670 | 270 | 383,3 |
| 25.09.2002. | 156 | 610 | 144 | 303,3 |
| 13.12.2002. | 140 | 340 | 135 | 205,0 |
| 23.04.2003. | 225 | 670 | 300 | 398,3 |
| 07.07.2003. | 170 | 1112 | 160 | 480,7 |
| 26.04.2004. | 235 | 570 | 326 | 377,0 |
| Среднее сухого остатка по всем датам | 189 | 662 | 223 | 358 |

Из этой таблицы можно видеть, что среднее значение сухого остатка наибольшее в водах реки Нарын, отобранных в пределах города (6-я точка), и его среднее значение почти в три раза (? – см. ниже) превышает среднее значение в остальных двух точках. Также можно видеть, что наибольшие значения среднего значения сухого остатка приходится на весенне-летнее время – порядка 400 мг/кг и выше, а наименьшее – на зиму - 205 мг/кг, что, учитывая паводки и снеготаяние, вполне логично для этих мест.

Ниже приведены обобщенные данные по определению микроэлементов в указанных 3 пунктов. Для наглядности ниже приведена одна небольшая обобщенная таблица данных по содержанию стронция (см. табл. 2).

Таблица 2.

| Sr, мг/кг | | | | | | | | |
|--------------------|--------------------|-------|-------|--------------|--------------|------------|-------------|------------|
| Дата отбора проб | Пункты отбора проб | | | Средн. | MAX | MAX/Средн | MIN | Средн/MIN |
| | 4 | 6 | 7 | | | | | |
| 11.06.2002. | 0,189 | 1,005 | 0,189 | 0,461 | 1,005 | 2,2 | 0,19 | 2,4 |
| 25.09.2002. | 0,234 | 4,270 | 0,576 | 1,693 | 4,270 | 2,5 | 0,23 | 7,2 |
| 13.12.2002. | 1,400 | 1,020 | 0,203 | 0,874 | 1,400 | 1,6 | 0,20 | 4,3 |

| | | | | | | | | |
|--------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| 23.04.2003. | 1,575 | 6,700 | 2,700 | 3,658 | 6,700 | 1,8 | 1,58 | 2,3 |
| 07.07.2003. | 0,153 | 3,336 | 0,192 | 1,227 | 3,336 | 2,7 | 0,15 | 8,0 |
| 26.04.2004. | 0,705 | 1,710 | 0,652 | 1,022 | 1,710 | 1,7 | 0,65 | 1,6 |
| Среднее | 0,709 | 3,007 | 0,752 | 1,489 | 3,070 | 2,088 | 0,501 | 4,317 |

Чтобы уменьшить объем статьи и не загромождать ее таблицами и цифрами, ниже в одной таблице 3 даны обобщенные средние данные за все даты и по всем обнаруженным элементам в лаборатории бывшего Госагентства по геологии КР.

Таблица 3.

| Средние данные концентрации элементов за все даты в пунктах 4, 6 и 7 и их некоторые обобщения. | | | | | | | | |
|--|---------|---------|---------|---------|---------------|----------------------|---------|---------------|
| Пункты отбора проб | | | Средн. | МАХ | МАХ/ Средн | Знач. 6/ средн | MIN | Средн/ MIN |
| 4 | 6 | 7 | | | | | | |
| Sr, мг/кг | | | | | | | | |
| 0,70933 | 3,00683 | 0,75192 | 1,48936 | 3,07017 | 2,09 | 2,02 | 0,50092 | 4,32 |
| Ba, мг/кг | | | | | | | | |
| 0,08217 | 0,21343 | 0,0838 | 0,12647 | 0,21735 | 1,70 | 1,69 | 0,07358 | 1,88 |
| Ga, мг/кг | | | | | | | | |
| 0,00175 | 0,00558 | 0,00135 | 0,00289 | 0,00558 | 1,93 | 1,93 | 0,00135 | 2,14 |
| Ti, мг/кг | | | | | | | | |
| 0,0728 | 0,17785 | 0,0573 | 0,10265 | 0,18568 | 1,93 | 1,73 | 0,05155 | 2,94 |
| Pb, мг/кг | | | | | | | | |
| 0,00116 | 0,00952 | 0,00234 | 0,00434 | 0,01048 | 2,25 | 2,19 | 0,00075 | 2,38 |
| Ag, мг/кг | | | | | | | | |
| 0,00045 | 0,00016 | 0,00012 | 0,00024 | 0,00053 | 2,27 | 0,66 | 6,9E-05 | 2,51 |
| V, мг/кг | | | | | | | | |
| 0,00175 | 0,00281 | 0,00113 | 0,00189 | 0,00281 | 1,55 | 1,48 | 0,00103 | 1,85 |
| Cr, мг/кг | | | | | | | | |
| 0,0051 | 0,01776 | 0,00592 | 0,0096 | 0,01822 | 1,85 | 1,85 | 0,0042 | 3,44 |
| Mo, мг/кг | | | | | | | | |
| 0,00082 | 0,00347 | 0,00095 | 0,00174 | 0,00347 | 1,82 | 1,99 | 0,00052 | 2,91 |
| Mn, мг/кг | | | | | | | | |
| 0,04666 | 0,06218 | 0,03817 | 0,049 | 0,06398 | 1,85 | 1,27 | 0,02105 | 1,68 |

| | | | | | | | | |
|------------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|--------------|--------------|----------------|--------------|
| Ni, мг/кг | | | | | | | | |
| 0,00247 | 0,00962 | 0,004 | 0,00536 | 0,00962 | 1,98 | 1,79 | 0,00133 | 4,44 |
| Zr, мг/кг | | | | | | | | |
| 0,00347 | 0,00912 | 0,00424 | 0,00561 | 0,00992 | 1,77 | 1,63 | 0,00283 | 1,90 |
| Cu, мг/кг | | | | | | | | |
| 0,00437 | 0,01378 | 0,0053 | 0,00782 | 0,01378 | 1,74 | 1,76 | 0,00422 | 1,80 |
| Средние данные всех средних | | | | | | | | |
| 0,072 | 0,272 | 0,074 | 0,139 | 0,278 | 1,903 | 1,692 | 0,051 | 2,630 |

Если внимательно проанализировать данные таблицы, то можно видеть, что г.Нарын как будто оказывает сильнейшее воздействие на сухой остаток вод, почти в 3 раза повышая его значение, и на концентрацию микроэлементов – по среднему значению концентрации всех микроэлементов за все периоды отбора проб - почти в 2 раза. Однако сухой остаток и средние концентрации микроэлементов в водах этой же реки, на расстоянии гарантированного полного смешения вод - пункт 7, повышается незначительно: сухой остаток на 6,1%, а микроэлементы – всего на 3%! На такое снижение концентрация вряд ли могла повлиять река Он-Арча, имеющая а) в десятки раз меньший расход и б) протекающий в основном в безлюдных местах, то есть имеющая минимальное техногенное влияние.

Поэтому это можно объяснить тем, что пробы воды отбирались близ берега, куда сливаются многочисленные и разнообразные бытовые, а частично и промышленные сточные воды города. Очистные сооружения сточных вод города практически не работают, кроме того, не во всех частях города имеется нормально работающая канализация [2; 7]. Поэтому жители и мелкие предприятия от своей деятельности сточные воды нередко сбрасывают прямо в реку Нарын и ее малый левый приток в реку Шаркыратма, протекающей через верхнюю часть города, о чем можно было, в частности, судить по специальным исследованиям [3], по фотографиям и сообщениям в различных электронных источниках: интернете, прессе и т.д.

По результатам исследований 4-хкратно отобранных в разные сезоны года проб вод в тех же пунктах в лаборатории SAEL, во всех пробах этих 4-хкратных отборах следующие элементы не были обнаружены: Ag, As, Be, Cd, Hg, Pb, Se, Ti, V. Хром, молибден и никель были обнаружены лишь в одном периоде отбора проб. Все эти элементы, как и определенные макроионы - Ca, Na, Mg, K, в статье не будут рассматриваться. Остальные нижеследующие 9 элементов, концентрации которых были обнаружены хотя бы в двух периодах отбора проб, будут проанализированы: Al, Ba, Co, Cu, Fe, Mn, Sb, Si, Zn (см. табл.4).

Таблица 4.

| Средние содержания элементов, мг/кг | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------------------------|-----------------|-------|--------------------------------|-------|--------|--------------------------------|--------|-------|--------------------------------|-------|--------|-------------------------|------------------------|-------|------|
| Дата отбора проб 26.04.2005 г. | | | Дата отбора проб 26.01.2005 г. | | | Дата отбора проб 23.07.2004 г. | | | Дата отбора проб 29.10.2004 г. | | | Сред. все по всем датам | Максимум по всем датам | | |
| № | Символ элемента | 4-ая | 6-ая | 7-ая | 4-ая | 6-ая | 7-ая | 4-ая | 6-ая | 7-ая | 4-ая | | | 6-ая | 7-ая |
| 1 | Al | 0,69 | 0,65 | 0,85 | <0,03 | <0,03 | <0,03 | 2,96 | 1,72 | 4,21 | <0,03 | <0,03 | <0,03 | 2,44 | 4,2 |
| 2 | Ba | 0,084 | 0,081 | 0,092 | 0,039 | 0,047 | 0,059 | 0,114 | 0,06 | 0,157 | 0,053 | 0,048 | 0,058 | 0,09 | 0,2 |
| 3 | Co | 0,015 | 0,018 | 0,016 | <0,004 | <0,004 | <0,004 | 0,02 | 0,021 | 0,063 | <0,004 | <0,004 | <0,004 | 0,03 | 0,1 |
| 4 | Cu | 0,335 | 0,318 | 0,4 | 0,007 | 0,008 | 0,01 | 0,322 | 0,3 | 0,419 | <0,005 | <0,005 | <0,005 | 0,27 | 0,4 |
| 5 | Fe | 1,41 | 1,44 | 1,9 | 0,02 | 0,011 | 0,009 | 4,73 | 2,99 | 6,73 | 0,014 | 0,008 | 0,016 | 2,34 | 6,7 |
| 6 | Mn | 0,128 | 0,135 | 0,176 | <0,001 | <0,001 | <0,001 | 0,226 | 0,127 | 0,346 | <0,001 | <0,001 | <0,001 | 0,23 | 0,3 |
| 7 | Sb | 0,035 | <0,02 | 0,021 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | 0,045 | 0,123 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | 0,08 | 0,1 |
| 8 | Si | 3,39 | 3,54 | 3,89 | 4,07 | 3,43 | 3,2 | 4,2 | 4,72 | 5,55 | 2,26 | 2,67 | 2,37 | 3,89 | 5,6 |
| 9 | Zn | 0,008 | 0,009 | 0,011 | 0,009 | 0,004 | 0,017 | 0,015 | 0,011 | 0,022 | <0,001 | <0,001 | 0,01 | 0,01 | 0,0 |
| Средние значения | | 0,677 | 0,774 | 0,817 | 0,829 | 0,700 | 0,659 | 1,573 | 1,110 | 1,958 | 0,776 | 0,909 | 0,614 | 1,041 | 1,96 |

Анализ этой таблицы по «очень обобщенным» данным – средним значений концентраций элементов по всем датам можно видеть, что таких четко выраженных отличий данных пункта 6 (Города Нарын) от других пунктов (выше и ниже города) не видно. В пробах от 26 апреля 2005 года заметно постепенное повышение концентрации большинства элементов, в пробах от 26 января 2005 года – наоборот, снижение концентрации большинства элементов, в пробах от 23 июля 2004г отмечаются низкие концентрации большинства элементов и только в пробах вод от 29 октября 2004г можно видеть более высокие концентрации средних значений – и только за счет кремния.

Некоторые обобщенные результаты исследований в лаборатории SAEL представлены в таблице 4.

Однако проведенные расчеты по определению стандартного отклонения по каждому пункту показали, что пункт в городе Нарын, точка б, в основном имеет наибольшие значения, то есть наибольший разброс данных наблюдается именно в данном пункте, что также подтверждает ранее сделанные выводы на основе результатов исследований в лаборатории ГАГМиР.

Река Нарын у города Нарын имеет довольно большой расход - в среднем среднегодовое значение составляет не менее 90 м³/с, что в целом-то при средней скорости течения в районе г.Нарын 1,46м/сек, довольно быстро и в большом объеме может разбавить различные загрязнения. Но, ввиду небольшой глубины реки в 1,1 м и большой ширине реки в районе города - 45 метров, для полного разбавления и смешения береговых загрязнений в таких условиях требуется довольно большие расстояния, что нужно иметь в виду при планировании исследований вод [3].

Основные выводы

На основе исследований некоторых характеристик вод реки Нарын, включая концентрацию микроэлементов, до города Нарын, в пределах города и ниже города выявлено, что, как и ожидалось, город оказывает заметное влияние на состав вод реки Нарын, выражающееся, в частности, в том, что в пределах города вблизи берега реки отмечается резко повышенное содержание сухих остатков (в среднем - до трех раз) и ряда микроэлементов (в среднем - до двух раз). Однако, вследствие больших расходов реки Нарын, концентрация загрязнений после достаточно полного смешения и разбавления водой вниз по течению реки, резко снижается.

Литература

- 1.Иссык-Куль-Нарын. // Гл. ред. Борбугулов М. Ред. совет: Саякбаева К.А. и др. Энциклопедия. / АН Кирг. ССР, Гос. ком. Кирг. ССР по делам изд-в, полиграфии и кн. торговли, - Ф.: 1991.512 с.
- 2.Кожобаев К.А., Оторова С.Т. О возможной роли антропогенных факторов в геохимии вод бассейна верхнего Нарына. //Вестник КНУ им. Ж. Баласагына. Бишкек,: 2012г.-Стр.114-120.
- 3.Кожобаев К.А., С. Жекин кызы, Оторова С.Т. Результаты исследования некоторых свойств и микроэлементного состава питьевых вод г. Нарын.// Известия ВУЗов Кыргызстана. №4, 2016г. Бишкек, 2016. Стр.45-47.
- 4.Маматканов, Д.М, Бажанова Л.В, Романовский В.В. Водные ресурсы Кыргызстана на современном этапе. Бишкек.: Илим, 2006.-276 с.
- 5.Методика предприятия МП 28-99. Определение атомного состава горных пород атомно-эмиссионным приближенно-количественным методом при испарении из канала угольного электрода : ГАГМиР при ПКР, Центральная лаборатория. Бишкек.1999г.-15с.

6.Отбор проб поверхностных вод суши и очищенных сточных вод. Рекомендации.Р 52.24.353-2012. Дата введения 2012-04-02.

7.Оторова С.Т. Экогеохимия вод верховьев бассейна реки Нарын. Автореф. дисс. на соискание ученой степени кандидата технических наук . 25.00.36. Геозкология. Бишкек-2013.-23с.

8.Шварц А.А. Экологическая гидрогеология. Учебное пособие. СПб.: Изд-во С.-Петербургского университета, 1996.- 60 с.

9.<https://kg.kompass.com/c/stewart-assay-and-environmental-laboratories>

УДК 577.4+551.510.42 (575.1)

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ОПУСТЫНИВАНИЯ В БАСЕЙНЕ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

***В.А.Рафиков, **Н.А.Рафикова, ***З.А.Ганиев**

**Институт Сейсмологии Академии наук Республики Узбекистан,
100128. г.Ташкент, ул. Зулфияхоним, 3
uz-hydrolog@mail.ru*

*** Институт Сейсмологии Академии наук Республики Узбекистан,
100128. г.Ташкент, ул. Зулфияхоним, 3
nodira1266@mail.ru*

****Самаркандский государственный университет Республики Узбекистан
140104. г.Самарканд, Университетская, 15
gziyodullo@mail.ru*

Аннотация: Международным сообществом признано, что опустынивание представляет собой крупную экономическую, социальную и экологическую проблему для многих стран во всех регионах мира. Одной из острейших глобальных проблем современности является проблема деградации земель при увеличивающейся антропогенной нагрузке на экологические системы. Проблема опустынивание выросла в проблему мирового значения в период чрезвычайно трагических событий в 1968-1973 гг., когда опустошительная засуха, которую впоследствии назвали «великой», обрушилась на страны Судано-Сахельской зоны Африки.

Ключевые слова: *опустынивание, засуха, деградация, деструкция, ландшафт, геосистема, экосистема*

Введение. Проблема опустынивания особенно обострилась в 70-80-е годы прошлого столетия. Этот процесс получил масштабное развитие на аридных территориях в результате жестокой продолжительной засухи и нерационального использования земельно-водных, растительных,

минерально-сырьевых и топливно-энергетических ресурсов. Опустынивание стало одним из самых опасных природно-антропогенных явлений, имеющих чрезвычайно серьёзные экологические и социально-экономические последствия. В настоящее время им охвачено 30% орошаемых, 50% богарных и 75% пастбищных земель. Более 100 стран Африки, Азии и Латинской Америки с населением около 900 млн. человек испытывают его негативные последствия. Ежегодно в мире опустыниванию подвергается около 50 тыс. км² потенциально продуктивных земель, а экономический ущерб достигает 40 млрд. долл. США. В некоторых странах аридной зоны наблюдаются перебои в снабжении населения продуктами питания, растёт уровень бедности, увеличивается число так называемых экологических беженцев.

В 1965-1975 гг. впервые опустынивание нанесло огромный социально-экономический ущерб странам Судано-Сахельской зоны Африки. Оно привело к гибели большей части населения и миллионов голов скота. Опустынивание – не фронтальное явление естественного наступления пустыни на маргинальные земли, а постепенная деградация аридных ландшафтов в результате обострения взаимовлияния природных и антропогенного факторов. Причины опустынивания (как естественные, так и антропогенные) по своей природе очень сложны и многоплановы, но во всём мире этот процесс протекает по одному сценарию [1].

В 1977 г. проблема опустынивания стала предметом обсуждения на конференции ООН в Найроби (Кения), где был принят Всемирный план действий по борьбе с этим явлением. В 1992 г. на Международной конференции ООН по охране природы и устойчивому развитию, прошедшей в Рио-де-Жанейро, однозначно была подтверждена глобальность этой проблемы и принято решение приступить к разработке Всемирной конвенции по борьбе с опустыниванием.

Конвенция была принята в 1994 г. и стала правовой основой в реализации национальных программ и важным шагом по пути консолидации стран в решении этой проблемы. Одновременно Генеральная Ассамблея ООН рекомендовала всем странам создавать национальные комитеты или координационные центры и активизировать действия по борьбе с опустыниванием не только на уровне правительств, но и на уровне местного самоуправления с участием общественности.

Опустынивание – результат деградации природных ландшафтов аридной зоны в условиях засухи, высокой температуры воздуха, дефицита пресных вод, нарушения равновесия природного баланса в результате антропогенного воздействия (вырубка древесно-кустарниковой растительности, перевыпас, уплотнение почвогрунтов транспортом, строительной техникой и т.д.).

Методика и объекты исследования

Процессы опустынивания нередко начинаются в период сильной засухи, когда степень и скорость антропогенного воздействия на аридные экосистемы превышают способность ландшафтов к самовосстановлению. Известно, что человек в своей хозяйственной деятельности нередко переступает экологический барьер динамического равновесия между потреблением природных ресурсов и их естественным самовосстановлением. По оценкам ЮНЕП, в 2000 г. общая площадь земель, подвергнутых опустыниванию, достигла 10 млн. км², почти 35% аридных территорий мира находится на грани опустынивания [4].

Географическая дифференциация масштабов и характер антропогенного опустынивания определяются, прежде всего, интенсивностью хозяйственной деятельности человека, использующего, с одной стороны, исторически сложившиеся методы, с другой – современные технологии, зачастую не приспособленные к специфической и легко уязвимой экологической системе пустынь [3].

В мировой литературе термин «опустынивание» учёными трактуется по-разному. Однако все они сходятся в том, что это весьма негативное явление, имеющее в своей основе как природный, так и социально-экономический аспект. Опустынивание – это нарушение равновесия компонентов природной среды, приводящее к уменьшению и потере ресурсного потенциала земли и ухудшению экологических условий для развития всех видов органической жизни.

В целях борьбы с опустыниванием разработаны различные технологии. Одни из них успешно реализуются на практике, другие ещё проходят проверку и доработку, третьи требуют тщательного изучения. Цель всех технологических разработок – предотвращение развития процессов опустынивания и, где это возможно, восстановление биологической продуктивности подвергнутых опустыниванию земель в пределах их экологических возможностей [2].

Центральная Азия занимает обширную внутриконтинентальную замкнутую территорию в бассейне Аральского моря. В гипсометрическом отношении регион находится в диапазоне от 132 м ниже уровня океана до 7495 м выше его. Здесь по генезису и естественной структуре чередуются самобытные ландшафты. По ландшафтному разнообразию на долю пустынь, полупустынь и сухих степей приходится 76% территории региона, которая находится в зоне взаимопроникновения азиатских и средиземноморских растительных сообществ с высоким показателем эндемизма.

В Центральной Азии нет естественных ландшафтов, в той или иной степени не затронутых хозяйственной деятельностью человека. Значительная часть их в разной степени подвержена процессам опустынивания. Научно-исследовательские работы по аридной проблематике получили развитие в связи с реализацией национальных программ действий по борьбе с опустыниванием в рамках Центральноазиатского региона. При этом широко

использовались результаты аэро- и космических наблюдений, многолетних наземных исследований, различные тематические карты, статистические материалы. В первую очередь, была разработана типология пустынных ландшафтов и выявлены факторы, способствующие развитию опустынивания.

В результате определены шесть причин этого явления:

1. Деградация растительного покрова.
2. Дефляция, перенос и аккумуляция песчаных отложений.
3. Водная эрозия почв лёгкого механического состава.
4. Засоление и заболачивание грунтов.
5. Перевыпас.
6. Техногенное разрушение структуры целинных земель.

Как любой динамический природный процесс, опустынивание может быть диагностировано и оценено путём сравнительного анализа, то есть сопоставления двух разных состояний. Это может быть сделано двумя существенно различающимися методами:

- сопоставлением состояния одной и той же территории в различные периоды времени;
- сопоставлением состояния двух различных территорий в один и тот же момент времени.

Обсуждение результатов

В первом случае может быть установлен факт опустынивания, определена степень и скорость процесса, особенно если рассматривается достаточно большой промежуток времени. Во втором используется принцип сравнительно-географического анализа, в основе которого лежит гипотеза соответствия или подобия географического ряда явлений их генетическому ряду. В этом случае могут быть установлены лишь сам факт процесса опустынивания и степень его проявления в каких-то относительно условных величинах. Поскольку все природные процессы характеризуются различными качественными и количественными проявлениями в условиях естественного состояния ландшафта и на обрабатываемых землях, целесообразно проводить оценку процесса опустынивания отдельно для естественных экосистем, включая природные пастбища, и искусственно созданных агроэкосистем. Это позволяет разработать методы диагностики и контроля ряда физических, биологических и социальных факторов на основе применения специальных индикаторов в целях своевременного выявления негативных процессов в аридных экосистемах. Такие индикаторы позволяют проводить:

- оценку подверженности компонентов экосистемы процессам опустынивания;
- прогноз опасности опустынивания до начала процесса;
- мониторинг процессов в районах, подверженных опустыниванию или находящихся под его угрозой;

- оценку последствий процессов опустынивания и разработку мероприятий по борьбе с ними.

По генетическим признакам различают климатические, геолого-геоморфологические, экологические, гидрогеологические, гидрологические, почвенно-геохимические, биологические, биохимические и социально-экономические индикаторы опустынивания. Каждая из указанных групп включает целый ряд индивидуальных индикаторов, большинство которых определяется по стандартным методикам. Индикаторы опустынивания по своей направленности подразделяются на статические, динамические, прямые, косвенные, постоянные, переменные, зональные, региональные, локальные. Только при условии учёта всех этих показателей можно получить достоверную информацию и дать экологическую и социально-экономическую оценку состояния, масштабов, тенденции развития и последствий опустынивания.

Для мониторинга опустынивания основные индикаторы подразделяются на следующие группы показателей:

- тематические;
- пространственные;
- динамические;
- социально-экономические.

Они дополняют друг друга и дают более полную характеристику процессам опустынивания. По существующей классификации, глубине и масштабам степень процессов опустынивания может быть слабой, умеренной и сильной. Первая указывает на начало процесса, когда ему подвергнуто 5-7% площади, но ещё нет ясных признаков деградации. В этом случае необходимы только профилактические мероприятия. Умеренная степень опустынивания характеризуется снижением продуктивности до 25% площади как целинных, так и орошаемых земель, его заметными очагами, которые можно ликвидировать путём ограничения масштаба их хозяйственного использования. При сильной степени опустынивания почти полностью утрачивается биологическая продуктивность земель, и имеют место практически необратимые нарушения экосистемы.

Особенно чувствительна к опустыниванию растительность, которая позволяет сравнительно легко отслеживать районы, подверженные ему, как в пространстве, так и во времени.

Для мониторинга опустынивания интерес представляют и почвенные индикаторы: плодородие; содержание гумуса; биомасса почвенной фауны; активная микробная биомасса; содержание легкорастворимых и токсичных солей; площади земель вторичного засоления; уплотнённость; каменистость; земли, подверженные водной эрозии и дефляции; площади подвижных и закреплённых песков; мощность песчаного наноса.

Для мониторинга техногенных индикаторов были приняты следующие показатели:

- площадь земель, деградированных в результате строительства и использования транспорта;
- повреждение почвенно-растительного покрова землеройной техникой и при строительстве гидротехнических объектов;
- площадь земель, деградированных в результате геологоразведочных работ и строительства добывающих и перерабатывающих объектов;
- содержание пестицидов и ядохимикатов в почве;
- площадь земель вторичного засоления и заболачивания;
- площадь земель и водной поверхности, загрязнённых продуктами нефте- и газодобычи, отходами промышленных предприятий.

По разработанным критериям выделены три класса опустынивания фонового уровня, под которым имеется в виду состояние ненарушенных экосистем (см. таблицу).

Техногенное нарушение ландшафтов пустынь является разновидностью антропогенного опустынивания и происходит в результате интенсивного использования транспорта, землеройной и другой техники, а также при эксплуатации промышленных объектов. Последствия его сказываются на многих компонентах природной среды и могут привести к нарушению экологического равновесия. По контурам проявления техногенное опустынивание можно разделить на площадочное, линейно-полосное и точечное. Контурсы опустынивания при этом в 3-7 и более раз могут превышать контурсы самих хозяйственных объектов.

В настоящее время темпы техногенного опустынивания усилились в результате массового строительства и эксплуатации производственных предприятий, прокладки инженерных коммуникаций, разработки и эксплуатации нефтяных и газовых месторождений. Любое строительство сопряжено с проведением большого объёма земляных работ, в результате которых изменяется рельеф: образуются выемки, насыпи, карьеры, каналы, траншеи и др., усиливающие дефляционные процессы.

Только вокруг одной буровой вышки (от начала бурения до эксплуатации) разбивается поверхность песчаных отложений на площади 2-4 га.

В последнее время практикуется перемещение буровых вышек волоком в неразобранном виде с использованием большого количества мощных тракторов. В результате образуется полоса разбитых песков шириной до 50 м.

Линейно-ленточные очаги опустынивания возникают также под влиянием автомобильного транспорта и землеройных машин. В песчаных пустынях транспорт разрушает дернину песчаной осоки, предохраняющую поверхность песка от дефляции. В результате стабильная песчаная поверхность разбивается, песок выносится ветром и откладывается на обочине дорог. Образуются глубокие и широкие язвы дефляции: дефляционные процессы на дорогах распространяются как в глубину, так и в ширину. На обочинах дорог образуются язвы дефляции диаметром от 2-3 до

50-100 м, а выдутые из них пески аккумулируются вдоль дороги и образуют шлейф шириной 30-100 м и более. В результате происходит врезание профиля дороги в рельеф. На вершинах грядовых и бугристо-барханных песков глубина врезки достигает 2-2,5 м; мощность песчаных наносов на обочинах дорог составляет 0,5-1,0 м. Местами образуются даже небольшие барханы, прослеживаемые на расстоянии 500 м от дороги, что затрудняет движение транспорта. В таких случаях водители совершают объезды по целинным пескам, разбивая новые участки. При этом в песчаной пустыне ширина разбитой транспортом полосы песков достигает 500-800 м [5].

Площадь земель, подверженных опустыниванию в бассейне Аральского моря, км² (2018 г.) [1].

| Причина опустынивания | Опустынивание | | | |
|---------------------------|---------------|-----------|---------|--------|
| | слабое | умеренное | сильное | всего |
| Деградация растительности | 750954 | 214957 | 23704 | 989702 |
| Дефляция почв | 14677 | 21464 | 3970 | 40174 |
| Эрозия почв | 53009 | 29570 | 2819 | 85540 |
| Засоление почв | 19114 | 10982 | 7684 | 37942 |
| Перевыпас | 26457 | 18450 | 9323 | 54462 |
| Техногенный фактор | 23126 | 12480 | 7041 | 42821 |
| Всего | 887337 | 307903 | 54541 | 451454 |

При строительстве автомобильных дорог в условиях пустынь ширина полосы отчуждения должна составлять не более 25 м. Учёными Центральной Азии опустынивание трактуется как совокупность физико-географических процессов и антропогенного фактора, приводящих к нарушению равновесия аридных экосистем и уменьшению биологической продуктивности аридных ландшафтов вплоть до её полного уничтожения.

Заключение

Учёт и анализ закономерностей формирования пустынных экосистем позволяют выявить районы, подверженные опустыниванию, совершенствовать методы ландшафтной индикации, прогнозировать подходы рационального природопользования.

В исследованиях учёных нашло отражение новое направление – разработка индикаторов опустынивания и организация мониторинга, то есть систематического наблюдения и контроля состояния природной среды с целью выявления процессов опустынивания на самых начальных стадиях. По

индикационным признакам (физико-химические, биологические и социальные) определяются уязвимые в плане опустынивания участки и своевременно проводятся профилактические мероприятия. Разработка индикаторов опустынивания ведётся исходя из необходимости учёта взаимодействия антропогенного и природных факторов для более раннего выявления процессов опустынивания с целью их предотвращения.

Координация научно-исследовательских работ по проблемам пустынь и опустынивания в бассейне Аральского моря осуществлялись Региональным центром исследований и подготовки кадров в области борьбы с опустыниванием в рамках ЭСКАТО – ЮНЕП, созданным в 1987 г. в Ашхабаде на базе бывшего Института пустынь АН Туркменистана и Отделом географии АН РУз. Региональный центр являлся координатором следующих работ:

1. Раннее выявление признаков опустынивания земель с целью их предотвращения.

2. Разработка методов создания защитных лесных полос по окраинам оазисов на поливе.

3. Разработка технологии создания лесных полос и зелёных «зонтов» в отдалённых пустынных районах с целью защиты скота от высокой солнечной радиации летом, сильного ветра и мороза зимой.

4. Разработка технологии восстановления растительного покрова в районах открытой добычи полезных ископаемых, строительства ирригационной сети, дорог, трубопроводов и т.п.

5. Разработка технологии закрепления и облесения подвижных песков с целью защиты от песчаных заносов и выдувания орошаемых земель, каналов, населённых пунктов, железных и шоссейных дорог, нефте- и газопроводов, промышленных предприятий.

6. Разработка рекомендаций по строительству коллекторно-дренажной сети и облицовка оросительных каналов для борьбы с фильтрацией воды и вторичным засолением почв.

В рамках деятельности Отдела географии АН РУз в 2017 году была составлена унифицированная карта опустынивания аридных зон Республики Узбекистан масштабом 1:1 000 000 а также карта опасность опустынивания аридных зон Республики Узбекистан масштабом 1:3 500 000.

Таким образом, при разработке научных основ борьбы с опустыниванием очень важно уметь сопоставлять новые подходы к решению проблемы борьбы с опустыниванием по многим показателям, прежде всего, сравнивая капитальные затраты с ожидаемыми результатами. Основная задача в области борьбы с опустыниванием состоит в том, чтобы найти рациональные способы использования природных ресурсов пустынь, не нарушая их экологического равновесия.

Литература

1. Бабаев А.Г. Проблемы пустынь и опустынивания. Ашхабад: Туркменская государственная издательская служба, 2012. 412 с.
2. Бабаев А.Г., Зонн И.С. Диагностика опустынивания. Наука и человечество. М., 1986. 541 с.
3. Зонн И.С., Орловский Н.С. Опустынивание: стратегия борьбы. Ашхабад: Ылым, 1983. 238 с.
4. Опустынивание – визуальный синтез. ООН, CCD. Женева, 2012. 326 с.
5. Петров М.П. Подвижные пески и борьба с ними. М., 1950. 425 с.

УДК 502.757 (571/575)(0.4)

ОРГАНИЗАЦИЯ ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ТЕРРИТОРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКЖАЛ (КАЗАХСТАН)

Саринова А.А., Королёв В.А.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991,
Российская Федерация, Москва, Ленинские горы, д. 1, aidanka_ca@mail.ru*

Аннотация: анализируются вопросы особенности организации эколого-геологического мониторинга территорий свинцово – цинкового месторождений Акжал (Республика Казахстан), который эксплуатируется более 60 лет.

Ключевые слова: *изменения геологической среды, открытый, закрытый способ добычи, эколого – геологический мониторинг*

В настоящее время в Казахстане требуется корректировка природоохранной деятельности на геологоразведочных и горнодобывающих производствах, с включением оценки воздействия и прогноза последствий их деятельности.

Развитие горнодобывающей промышленности в Казахстане усилило процесс загрязнения земель токсичными веществами.

По данным земельного баланса по состоянию на 1 ноября 2018 года, в республике 248,42 тыс. га нарушенных земель, на которых размещаются отвалы вскрышных и горных пород, хвостохранилища, золоотвалы, карьеры угольных и горных разработок, нефтяные поля и амбары.

Только в результате деятельности предприятия цветной металлургии отходов накоплено свыше 22 млрд. тонн, в том числе около 4 млрд. тонн отходов горного производства, из токсичных – свыше 1,1 млрд тонн отходов обогащения и 105 млн тонн отходов металлургического передела[2].

Для возможности сбора всех данных мониторинга, автоматизации его анализов, а впоследствии быстрого принятия управленческих и хозяйственных решений только в конце 2022 году будет создана Единая государственная система мониторинга окружающей среды[4].

В связи с актуальностью экологического мониторинга в Казахстане в данной статье анализируются особенности эколого – геологического мониторинга на примере свинцово – цинкового месторождения Акжал (Республика Казахстан), который эксплуатируется более 60 лет.

Цель работы создание системы наблюдений, контроля, оценки и прогноза природного и природно-техногенного воздействия на компоненты окружающей среды в процессе недропользования для целей использования при разработке природоохранных мероприятий, направленных на обеспечение благоприятных условий жизнедеятельности биоты и человека.

Методы и объект исследования. Акжалское месторождение расположено в Шетском районе Карагандинской области Республика Казахстан и имеет 2 промплощадки, связанные единым технологическим процессом: промплощадка № 1 – рудник Акжал; промплощадка № 2 – перевалочная база (рис.1). Основное производство промплощадки №1 относится к предприятиям 1 класса опасности (производство по добыче свинцово – цинковых руд), параметры санитарной защитной зоны (СЗЗ) установлено не менее 1000м. В связи с чем, в данной статье рассматривается только промплощадка №1 – рудник Акжал.

Весь этот комплекс горно-добывающего предприятия оказывает техногенное воздействие на геологическую среду.

Санитарно – профилактические учреждения, зоны отдыха, медицинские учреждения и охраняемые законом объекты (памятники архитектуры и др.) в районе размещения месторождения отсутствуют.

С точки зрения территориального охвата на месторождении Акжал будет проводится детальный мониторинг. В связи с чем в наблюдательную сеть включен детальный наблюдательный полигон - это полигон низшего уровня, предназначенный для сбора первичной эколого-геологической информации и для решения различных узкоспециальных задач.

Месторождение Акжал расположено в восточной части Акжал-Аксоранской зоны смятия, в пределах южного крыла крупной антиклинальной складки, ядро которой сложено эффузивно-пирокластической толщей франского яруса, а крылья – терригенно-карбонатными породами фамена-нижнего турне. Северное крыло перекрыто аллювием р. Костангол, южное – осложнено серией более мелких складок и разрывными нарушениями субширотного простирания.

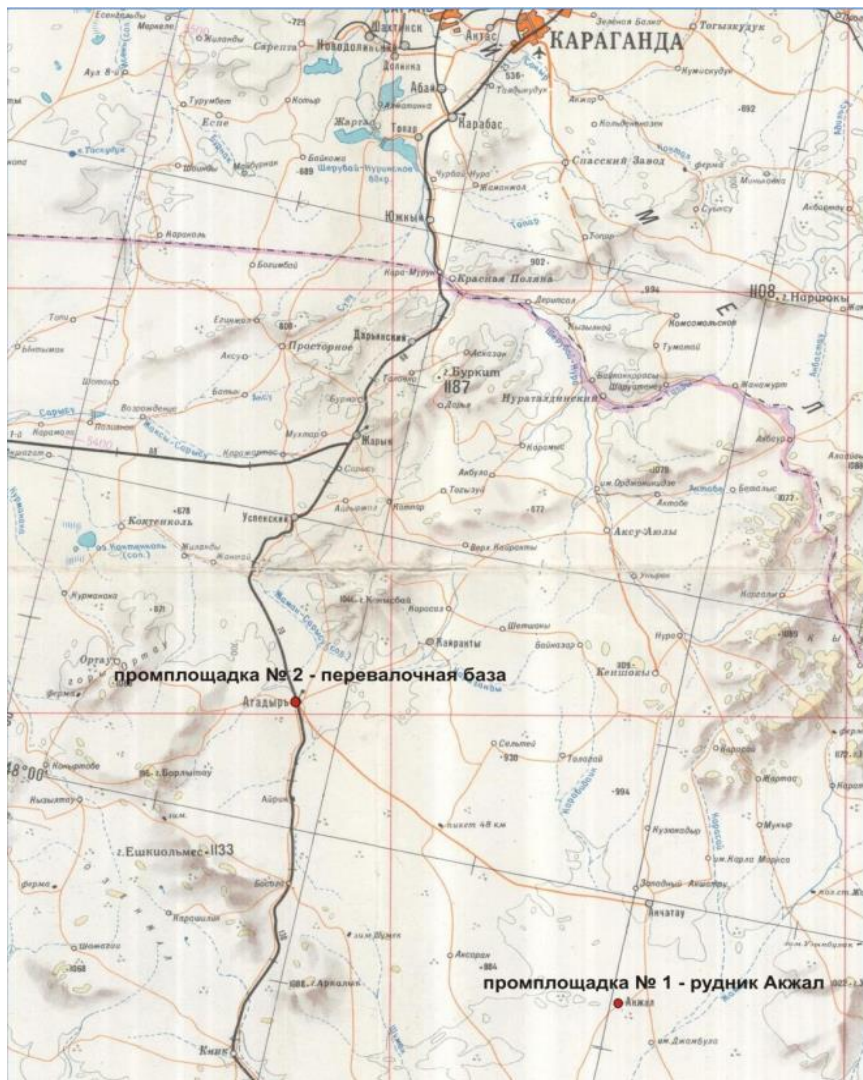


Рис.1. Карта-схема расположения промплощадок №1 и №2 месторождения Акжал



Рис.2. Карта-схема промплощадки №1 месторождения Акжал: 1 - хвостохранилище; 2 – карьер Центральный (действующий) и карьер Восточный (эксплуатация приостановлена); 3- обогатительная фабрика; передвижная дробильно-сортировочная установка; временный склад руды; отвал вскрышных пород; шлакоотвал (Золоотвал); отвал легкой фракции (2 ед.); промышленная котельная; угольный склад; склад ГСМ; химическая лаборатория; РСУ; механический цех; кузница; ремонтно-монтажный цех; автотранспортный комплекс; АБК (столовая в здании АБК); медицинский центр; участок хранения материалов и оборудования

Район Акжалского рудного поля отличается сравнительной бедностью поверхностных и подземных вод и относится к зоне недостаточного увлажнения. Условия формирования подземных вод определяются специфическим сочетанием климатических, физико-географических и геологических факторов, типичных для Центрального Казахстана. Подземные воды месторождения формируются в основном за счет атмосферных осадков, в основном запасов воды в снеге в период весеннего снеготаяния на площадях выхода палеозойских пород на поверхность. Естественные условия месторождения Акжал отличаются затрудненными и замедленными гидродинамическими условиями, что подтверждается минерализацией карьерных вод. Акжалское месторождение эксплуатируется более 60 лет, это привело к наложению на естественные условия формирования ряда техногенных факторов. Во-первых, вокруг месторождения создалась депрессионная воронка, радиусом до 1.0 км [3].

С 2016 года предприятие переходит на смешанный способ отработки открытым (глубина которого достигает 230м) и подземным способами. Среди указанных способов разработки открытые горные работы являются наиболее экологически напряженным способом добычи, в наибольшей мере влияющим на компоненты геологической среды.

При этом способе добычи наибольшие изменения геологической среды связаны с отчуждением земель под карьеры и отвалы пустой породы; нарушением гидрогеологических условий с формированием депрессионных воронок, смешением вод разного состава, истощением запасов подземных вод и т. д.: изменением ландшафта территории; изменением напряженного состояния массивов горных пород и активизацией склоновых процессов. Отсюда следует, что при организации мониторинга геологической среды в районах открытых разработок наблюдательная сеть должна быть направлена на мониторинг подземных вод (гидродинамический режим и химический состав вод), на наблюдения за устойчивостью бортов карьеров и отвалов пород, на наблюдения за различными возможными видами загрязнения горных пород, почв и ландшафта в целом.

Подземный (шахтный) способ разработки полезных ископаемых также влечет за собой ряд негативных в экологическом и инженерно-геологическом отношении процессов. К ним относятся: изменения гидрогеологических условий (режим, химический состав, температура), захватывающие глубокие водоносные горизонты; вовлечение в оборот агрессивных и минерализованных сбросных подземных вод; изменение напряженного состояния горных пород в глубине массивов (формирование горных ударов, вывалов, обрушений кровли, мульд проседания); изменение ландшафта, связанное с отвалами и хранением добытого полезного ископаемого; изменение температурного поля массива [1].

На основании изложенного объектами мониторинга является:

- почвы, горные породы
- подземные воды
- рельеф
- геологические и инженерно – геологические процессы за устойчивостью бортов карьеров и отвалов пород.

Программа эколого-геологического мониторинга разрабатывается для каждой конкретной наблюдательной сети, с учётом особенностей данной местности. В целом программа данного вида мониторинга представляет собой методическое руководство по эколого-геологическим наблюдениям на конкретной территории.

Наблюдения будут осуществляться с учетом режима работ и сезонной изменчивости параметров природной среды. Кроме того, предусматривается выполнение мониторинговых исследований в случае возникновения аварийной ситуации.

Производство мониторинга подземных вод предполагает систематическое получение данных о геолого-гидрологическом и экологическом состоянии подземных вод на участках карьера и водозабора, в зоне их влияния. Это требует проведения следующих видов работ уже имеющих наблюдательных скважинах:

- замеры уровней ежемесячно
- измерение глубины скважин;

- подготовка, ликвидация прокачек эрлифтом (центробежным насосом);
- проведение прокачек;
- лабораторные работы;
- заключение о результатах ведения мониторинга подземных вод;

Отбор проб воды должен производиться так, чтобы определяемые показатели состава и состояния воды как можно более точно соответствовали таковым в пластовых условиях. Перед отбором проб на химические анализы во всех скважинах мониторинговой сети должна производиться прокачка скважин с целью удаления объёма застойной воды, находившейся длительное время в скважине. При прокачке скважин должно использоваться оборудование, исключающее вторичное загрязнение проб воды. Отбор, консервация и хранение проб должны производиться в соответствии с предлагаемыми методиками, составленным по стандартным методикам, принятым в Республике Казахстан.

Для проверки точности проведения аналитических работ должен быть предусмотрен отбор контрольных проб воды. Контрольные пробы отбираются непосредственно после отбора основной пробы и помещаются во второй комплект бутылок. Анализы проб должны проводиться лабораториями, аккредитованными в порядке, установленном законодательством РК. Замеры уровня воды, измерения фактической глубины производятся ежемесячно. В целях изучения химического состава подземных вод из скважин месторождения Акжал необходимо отбирать пробы воды два раза в год.

При проведении мониторинга почв предполагается решение задач по:

- своевременному выявлению и контролю изменений структуры почвенного покрова под влиянием производственной деятельности;
 - оценке и разработке рекомендаций по предупреждению и устранению негативных последствий, рациональному использованию и охране почв; созданию информационного обеспечения мониторинга почв.
- Основными задачами производственного экологического мониторинга за состоянием почв являются:
- контроль загрязнения почв тяжелыми металлами;
 - оценка санитарно-токсикологической обстановки на территории;
 - разработка рекомендаций по улучшению состояния почв и предотвращению загрязняющего воздействия объектов на природные комплексы.

Наблюдения за состоянием компонентов ОС, подверженных воздействию, проводят как на границе санитарно-защитной зоны (СЗЗ), так и на других выявленных участках негативного воздействия в процессе хозяйственной деятельности природопользователя.

Проведение мониторинга состояния почв предлагается проводить (рис.3)

- на границе СЗЗ,

- в зоне активного загрязнения,
- за границей СЗЗ.

Оценка качественного состояния почв должна выполняться путем сравнения аналитических данных с нормативными показателями (ПДК) и фоновыми значениями.

В почвах в составе мониторинга воздействия контролируются загрязняющие вещества: I класс опасности: свинец, цинк, бериллий; II класс опасности: хром, медь, никель, молибден, кобальт; III класс опасности: титан, марганец, ванадий, цирконий; IV класс опасности: олово.

В ней описываются следующие положения:

1) Перечень показателей, которые будут мониторироваться: состав, изменения и свойства горных пород; природные геологические процессы; антропогенные геологические процессы; взаимодействие инженерного сооружения и местной геологической среды и т. п.

2) Размещение точек наблюдения и наблюдательных полигонов (это размещение во многом аналогично мониторингу подземных вод).

3) Описание технических средств наблюдения. Наблюдения могут быть непосредственными (наземными) и дистанционными. В первом случае используется оборудование, аналогичное оборудованию, применяемому в мониторинге подземных вод;

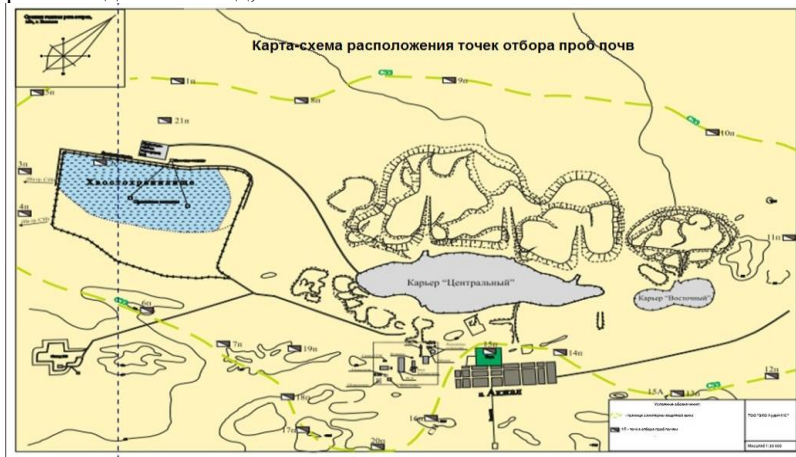


Рис.3. Карта – схема расположения точек отбора проб почв

Площадка месторождения Акжал находится в сейсмобезопасном районе, поэтому исключены опасные явления экзогенного характера типа селей, наводнений, оползней и др. Рельеф местности и планировка промплощадки исключают также возникновение чрезвычайной ситуации от ливневых стоков.

Заключение:

- Почвы района рудника Акжал за счет естественных природных факторов и длительного техногенного влияния при отработке месторождения подверглись физическому и химическому изменению на площадках в результате антропогенной деятельности, получили развитие насыпные техногенные грунты, произошло засоление и деградация почв, что земледелия практически не пригодны.

- отчуждение значительной части полезных земель под отвалы;

- вокруг месторождения создалась депрессионная воронка, радиусом до 1.0 км.

Литература

1. Королёв В.А. «Мониторинг геологических, литотехнических и эколого – геологических систем»: учебное пособие / Под ред. В.Т.Трофимова. — М., КДУ, 2007. — 416 с,
2. Министерство экологии, геологии и природных ресурсов «Национальный доклад о состоянии окружающей среды и об использовании природных ресурсов Республики Казахстан за 2018 год»
3. Саринова А.А, Королёв В.А. «Эколого-геологические условия свинцово-цинкового месторождения Акжал (Казахстан)»: Сборник материалов 2 часть V Международного научно-практического конференции «Актуальные вопросы наук о земле в концепции устойчивого развития Беларуси и сопредельных государств» - 109 стр.
4. <http://ecogofond.kz>

УДК 630.62

ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОЩАДЕЙ ЗАРОСЛЕЙ ОБЛЕПИХИ КРУШИНОВИДНОЙ (*HIPPORHAE RHAMNOIDES L.*) НА ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗ.ИССЫК-КУЛЬ

Тотубаева Н.Э.¹, Дуйшебекова С.Б.¹, Кожобаев К.А.¹

¹Кыргызско-Турецкий Университет Манас, Бишкек, Кыргызская Республика,
nurzat.totubaeva@manas.edu.kg, sezimduishebekova@gmail.com,
kanatbek.kojobaev@manas.edu.kg

Аннотация За последние годы площадь естественных экосистем Прииссыкуля претерпевает значительные изменения. Интенсивное развитие земледелия, садоводства, пляжного туризма, животноводства на побережье озера Иссык-Куль приводит к интенсивному преобразению естественных экосистем в агроландшафты. В какой-то степени принося незначительную прибыль для арендаторов побережных земель,

экосистема озера лишившаяся естественного защитного барьера подвергается большому антропогенному воздействию, что может иметь непредсказуемые экологические последствия как для экосистемы озера, так и для местных жителей. Созрела острая необходимость анализа площади, занятой естественными экосистемами, и определения предельно допустимых преобразований естественных экосистем побережья, которая позволит экосистеме озера сохранять свой баланс. В данной статье на примере облепихи крушиновидной (*Hippophaerhamnoides*), произрастающей на побережье озера Иссык-Куль, проанализирована ситуация уменьшения кустарниковой растительности. Исследования показали, что площадь облепиховых зарослей на территории Гослесфонда уменьшилась на более чем 600 га за последние 20 лет. В разрезе лесхозов Иссык-Кульской области показаны сокращения площадей зарослей облепихи. Для сохранения экосистем вплотную граничащих с окультуренными территориями требуется реализация разработанных программ и стратегий подходов устойчивого развития региона.

Ключевые слова: облепиха крушиновидная, озеро Иссык-Куль, устойчивое развитие, естественные экосистемы

Введение. Прибрежные экосистемы высокогорных озер выполняют большую водоохранную и почвозащитную функции и должны находиться под особой охраной и защитой [12, 10, 9]. Однако, в связи с ростом численности населения мира, нехваткой равнинных земель, в последнее время эти уникальные экосистемы подвергаются беспощадному уничтожению и окультуриванию [6,7]. К таким уникальным и в то же время стоящими под угрозой исчезновения экосистем относится высокогорное озеро Иссык-Куль.

Оно самое большое озеро в Кыргызстане; одно из 25 крупнейших озер в мире и седьмое по глубине. Иссык-Куль - второе по прозрачности озеро в мире после Байкала [20]. Озеро с 1976 года включено в Рамсарский список водно-болотных угодий, имеющих международное значение, главным образом, в качестве местообитания водоплавающих птиц. В связи с этим 12 участков воды и суши акватории озера Иссык-Куль являются особо охраняемыми природными территориями Кыргызской Республики и находятся в ведении Иссык-Кульского государственного природного заповедника. В целях сохранения, восстановления и использования естественных территорий с богатым природным и культурным наследием постановлением Правительства Кыргызской Республики от 25 сентября 1998 года N 623 "О биосферной территории Ысык-Кель" акватория озера Иссык-Куль объявлена биосферной территорией "Ысык-Кель" со статусом особо охраняемой природной территории и занесена во всемирную сеть

биосферных резерватов в рамках программы ЮНЕСКО «Человек и биосфера».

Однако, несмотря на принятые меры по сохранению природы уникального края имеются проблемы, которые требуют незамедлительного решения и принятия мер. Трудное социально-экономическое состояние местного населения вынуждает их преобразовывать природные экосистемы и заниматься наиболее налаженным видом бизнеса, таким как пляжный туризм или традиционное землепользование. Общее количество туристов, ежегодно посещающих курортную зону Иссык-Куля, составляет более 1 000 000 человек и их количество растет из года в год. Погоня за социальным достатком в стиле «коричневой» экономики в регионе поставила под удар существование прибрежных экосистем: вырубаются кустарники, а освободившиеся участки используются для строительства пансионатов, создания пляжных зон (фото 1). След, оставляемый за собой человеком после посещения рекреационных мест, не имеет аналогов и вряд ли можно найти другую более обсуждаемую тему и при этом так и не урегулированную, к сожалению. Урон, наносимый уникальной экосистеме озера огромен.



Фото 1. Вырубленные прибрежные заросли облепихи крушиновидной (фото Н.Тотубаевой, 2018г)

Также в последнее время набирает популярность создание плодовых плантаций, путем преобразования прибрежных естественных биоценозов, что создает новую угрозу загрязнения озера и ее экосистемы различными органическими и неорганическими загрязнителями, которые обязательно попадут в озеро и внесут существенный вклад в загрязнение воды органическими веществами.

В результате активной человеческой деятельности прибрежные облепиховые заросли подвергаются деградации, которые выполняют множество экологических функций: укрепляют песчаные берега; служат механическим фильтром; местообитанием для множества уникальных животных и птиц края, создают микроклимат; способны смягчать последствия изменения климата (фото 2).



Фото 2. Облепиховые заросли оз.Иссык-Куль (фото Н.Тотубаевой, 2020г)

По данным экспертов, из-за антропогенного воздействия на побережье озера Иссык-Куль, вызвавшего деградацию водно-болотных угодий (ВБУ), исчезли или находятся под угрозой исчезновения 2 вида млекопитающих, 20 видов птиц, 2 вида земноводных и 6 видов рыб. Уменьшилась рыбопродуктивность водоемов, многие ВБУ утратили свое рекреационное значение [1,2,3]. Водно-болотные угодья отличаются высокой продуктивностью [22] и поддерживают множество экосистемных товаров и услуг. В местных масштабах водно-болотные угодья снабжают пищей, сырьем, выполняют фильтрационную функцию загрязняющих веществ, являются хранителями чистой воды и средой обитания диких животных, обладают эстетическим и другими функциями [29, 24, 30]. В более широком масштабе ландшафты, богатые водно-болотными угодьями, помогают регулировать региональный климат [16, 11, 25] и обеспечивают критическую среду обитания для континентальных и межконтинентальных мигрирующих видов [18, 19].

Много написано об уникальной природе Прииссыкуля, много желающих приобрести земельные наделы на берегу жемчужины нашей

страны, но задумываемся ли мы о наличии предела всего, предела естественной регуляции, предела емкости экосистемы?

Целью настоящей статьи было проанализировать динамику изменения площади облепиховых зарослей побережья и изучить влияние преобразования естественных экосистем в агроландшафты.

Материалы и методы исследований

Эти исследования были проведены в Иссык-Кульской области Кыргызской Республики. Иссык-Кульская область расположена в северо-восточной части Кыргызской Республики. Общая площадь территории составляет 43,1 тыс. км²., что составляет 21,58% общей площади республики, расположена на высоте от 1600 до 7439 м над уровнем моря. Население 413,1 тыс. человек (8,6% от общей численности).

Площадь, покрытая лесной растительностью изучаемого региона, была определена по материалам Лесного кадастра республики. Были отобраны и изучены 4 пункта прибрежных зон озера Иссык-Куль по нижеследующим признакам: зоны с нетронутой экосистемой; зоны с наиболее выраженным антропогенным воздействием; зоны с минимальным антропогенным воздействием; зоны со средним антропогенным воздействием, схематически расположение пунктов исследования отображены на рис.1.



Рис.1. Точки отбора образцов

Почвенные образцы отбирались из верхнего слоя (0-20 см) горизонта методом «конверта» с пробной площадки размером 1x1 м путем составления объединенной, пробы массой 400-500 г. рН почвы измеряли калибровочным Horiba portable pH meter, В-213, в соотношении почвы и дистиллированной воды 1:2,5 по массе.

Исследование изменения микрофлористической структуры изучаемых образцов почв проводилось на сообществах микроскопических грибов, бактерий и актиномицетов. Исследовались общие и структурные индексы (общая численность, наличие меланизированных темноокрашенных видов). Численность микроорганизмов определяли общепринятым методом

разведения с последующим высевом на питательные среды: бактерии, усваивающие органические формы азота - на мясо-пептонном агаре с гидролизатом кильки (МПА), микроорганизмы, усваивающие минеральный азот, в т.ч. актиномицеты - на крахмало-аммиачном агаре (КАА), микромицеты - на среде Чапека и на картофельном агаре (рН=5,6).

При установлении видового состава бактерий и актиномицетов, пользовались "Определителем бактерий и актиномицетов" Н. Красильникова [17], кратким определителем бактерий Берги [13], "Определителем актиномицетов" Г. Гаузе [15], для определения микромицетов определителем Н. Пидопличко [21].

Результаты и обсуждения Общая площадь зарослей облелихи в Иссык-Кульской котловине составляет примерно 5,72 тыс. га с биологическим запасом плодов 2,5 тыс. т., при среднем урожае 430 кг/га [1]. Однако интенсивное развитие побережья как курортной зоны привело к преобразованию и значительному уменьшению территорий естественных экосистем, имеющих международный статус водно-болотных угодий, в

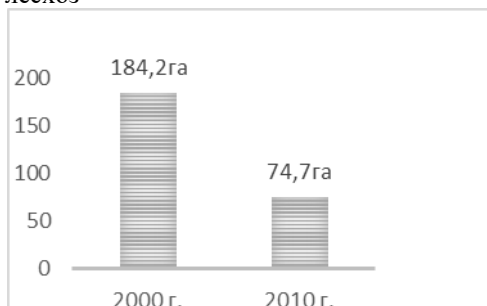


Фото 3. Вырубленные древесно-кустарниковые насаждения прибрежной зоны оз.Иссык-Куль (фото Н.Тотубаевой, 2019г.)

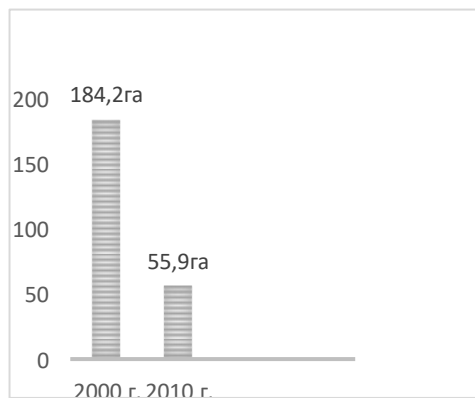
качестве места зимовки перелетных птиц. Так, за последние 20 лет только облелиховые заросли уменьшились на более 600 га (диаграмма 1) и продолжают уменьшаться с еще большей скоростью, что вызывает большую тревогу. Анализ показал, что 60% вырубленных лесонасаждений приходится на аридную зону Прииссыккулья (Тонский район), что может повлиять на микроклимат региона, увеличивая засушливые территории [5, 8, 28] (фото 4).

Динамика изменения облепиховых зарослей на территории Гослесфонда Иссык-Кульской области, в разрезе лесхозов

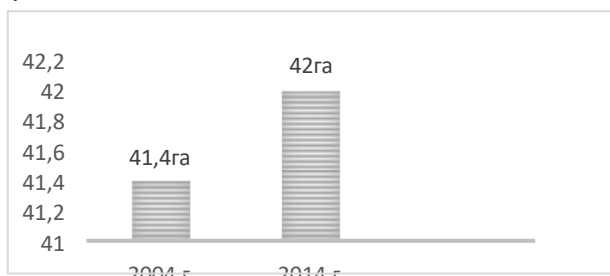
а) Балыкчинский лесхоз



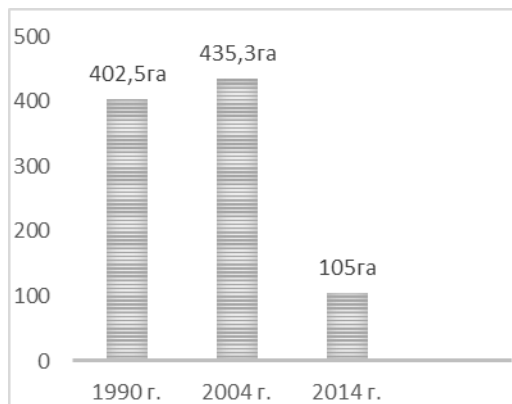
б) Тонский лесхоз



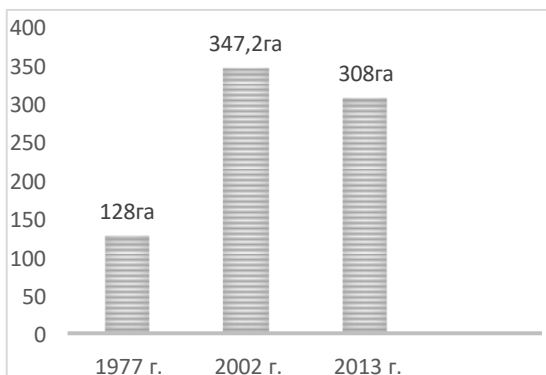
в) Джеты-Огузский лесхоз



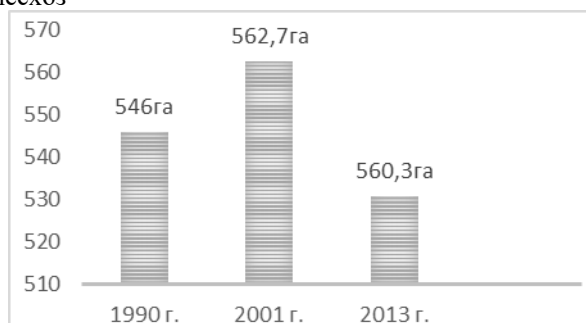
г) Каракольский лесхоз



д) Иссык-Кульский лесхоз



е) Тюпский лесхоз



Исследование рН почвы показало, что они имеют тенденцию к защелачиванию, в зоне развитого курортного района рН почвы варьировал от

6,50 (Булан Соготу) до 7,91 - в одном из наиболее загрязненных районах региона (Чолпон-Ата).

Отмечено, что по мере развития растений наблюдаются различия в количестве и качестве субстрата, что приводит к изменению состава почвенных микроорганизмов [23, 26, 27]. Микробиологический анализ почв в районе подверженных наибольшему загрязнению произведенными вырубками облепиховых насаждений показал, что микробиологическое разнообразие образцов почв с облепиховыми зарослями был высок по сравнению с образцами, где они были вырублены. Почвенные образцы, отобранные на участках с наибольшим посещением туристов и развитым пляжным туризмом (Чолпон-Ата) содержали преимущественно микромицеты родов *Aspergillus*, *Mucor* и *Penicillium*. Разнообразие актиномицетов также было небольшим, в основном встречались виды устойчивые к антропогенному прессингу (*Albus*, *Cinereus*). В образцах почв с наименьшим антропогенным прессингом (Булан-Соготту) наблюдалось богатое видовое разнообразие как почвенных микромицетов, так и актиномицетов и бактерий. А на участках с вырубленными насаждениями преобладали бактерии. Что указывает на значительное преобразование микробиологического разнообразия изучаемых экосистем.

Выводы

За последние годы площадь естественных экосистем озера Иссык-Куль интенсивно уменьшается преобразовываясь в агроландшафты. Сохранение уникальных прибрежных экосистем, расположенных в непосредственной близости с населенными пунктами и испытывающих антропогенную нагрузку, требует консолидации знания, опыта и политической воли для сохранения экосистемы озера для нынешних и будущих поколений. Для этого требуется воплощение в жизнь разработанных стратегий и нормативно-правовых актов на национальном и региональном уровнях. А также необходимо разработать методы оценки регенеративной способности и способности окружающей среды к самовосстановлению, чтобы проложить путь к устойчивому развитию региона и экосистемы озера [30].

Литература

1. Боряев К.И., Пименова М.Г., Супрунова Р.М. Запасы плодов облепихи в ИссыкКульской котловине // Витаминные растительные ресурсы и их использование. – М., 1977.- С.129-131.
2. Ивашова Н. Е. Система биомониторинга территории Иссык-Кульского заповедника
3. Кулагин С. Состояние и перспективы сохранения водно-болотных угодий оз. Иссык-Куль
4. Яковлев А.П., Солоха А.В., Ивашова Н.Е. Экодемографический мониторинг населения зимующих птиц на озере Иссык-Куль
5. A community-based approach to resilient and sustainable landscapes Lessons from Phase II of the COMDEKS Programme, p.122

6. Binggeli P., Eakin M., Macfadyen A., Power J., McConnell J. 1992. Impact of the alien sea buckthorn (*Hippophaë rhamnoides* L.) on sand dune ecosystems in Ireland. // In: Coastal Dunes, Carter, Curtis & Sheehy-Skeffington (eds.), Rotterdam, p. 325–337.
7. Blaj R., Mărginean M., Stanciu M. 2009. Aspects regarding to ecological reconstruction at Coșa Mică, Sibiu County. // Research Journal of Agricultural Sciences 41: 23–28.
8. Campbell D. J., Lusch D. P., Smucker T. A., and Wangui E. E., —Multiple methods in the study of driving forces of land use and landcover change: A case study of SE Kajiado District, Kenya, // *Hum. Ecol.*, vol. 33, pp. 763–794, 2005.
9. Dong Xie, Qiang Wang, Zhongqiang Li, Roger Paulo Mormul, and Liangdong Zhu Restoration and Management of Healthy Wetland Ecosystems. // *Hindawi Scientifica* Volume 2017, Article ID 1874604, 2 pages <https://doi.org/10.1155/2017/1874604>
10. IUCN (2013) International Union for Conservation of Nature. www.iucn.org.
11. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*; IPCC: Cambridge, UK, 2014.
12. Hoekstra A. Y. and Chapagain A. K., *Globalization of Water: Sharing the Planet's Freshwater Resources*, UK: Blackwell Publishing, Oxford, 2008, ch. 1-2.
13. Holt J. The determinant of bacteria Bergey. // In: Hoult J., Krieg N., Snit P., Staley J., Williams S. (Eds), Moscow: Mir, Volume 1, p. – 432, 1997.
14. Heshmati G.A. 2011. Biological Models for Protecting Different Land Use in Arid Areas in China. // *Journal of Rangeland Science* 1: 235–246.
15. Gauze G.F, Preobrazhenskaya T.P. The determinant of actinomycetes. Births Streptomyces. Moscow: Science, 1983.
16. Karl, T.R.; Melilo, J.M.; Peterson, T.C. *Global Climate Change Impacts in the United States*. // Cambridge University Press: Cambridge, MA, USA, 2009.
17. Krasilnikov N.A. The determinant of bacteria and actinomycetes. // Moscow: AN USSR, 1949.
18. Marshall, C.H.; Pielke, R.A.; Steyaert, L.T. Has the conversion of natural wetlands to agricultural land increased the incidence and severity of damaging freezes in South Florida? // *Mon. Weather Rev.* 2004, 132, 2243–2258.
19. Myers, J.P. Conservation of migrating shorebirds: Staging areas, geographic bottlenecks, and regional movements. // *Migr. Conserv.* 1983, 37, 23–25.
20. Priorities for the conservation of wetlands of the Kyrgyz Republic until 2023/ <http://www.ecology.gov.kg/page/view/id/26>
21. Pidoplichko N.M. Mushrooms-parasites of cultivated plants. Determinant. // *Naukova Dumka*: Kiev, 1977.
22. Rakesh K. Maikhuri, Kottapalli S. Rao, Krishna G. Saxena Bioprospecting of Wild Edibles for Rural Development in the Central Himalayan Mountains of India// *Mountain Research and Development* Vol 24 No 2 May 2004: 110–113
23. Ribolzi, O., Patin, J., Bresson, L.M., Latschack, K.O., Mouche, E., Sengtaeouanghoun, O., Silvera, N., Thiébaux, J.P., Valentin, C., 2011. Impact of slope gradient on soil surface features and infiltration on steep slopes in northern Laos. // *Geomorphology* 127, 53–63.
24. Verma, M., 2001. *Economic Valuation of Bhoj Wetlands for Sustainable Use*. // [EERC Working Paper Series: WB-9]. Indian Institute of Forest Management, Bhopal.
25. Wylynko, D. (Ed.), 1999. *Prairie Wetlands and Carbon Sequestration: Assessing Sinks Under the Kyoto Protocol*. // International Institute for Sustainable Development, Manitoba, Canada.

26. Yang M, Yang D, Yu X (2018) Soil microbial communities and enzyme activities in sea-buckthorn (*Hippophae rhamnoides*) plantation at different ages. // PLoS ONE 13(1): e0190959. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0190959>
27. Zhang WW, Lu ZT, Yang K, Zhu JJ. Impacts of conversion from secondary forests to larch plantations on the structure and function of microbial communities. // Appl Soil Ecol. 2017; 111: 73±83.
28. Zheng H, Ouyang ZY, Wang XK, Fang ZG, Zhao TQ, Miao H. Effects of regenerating forest cover on soil microbial communities: A case study in hilly red soil region, Southern China. // Forest Ecol Manag. 2005; 217: 244±254.
29. Zedler, J.B., Kercher, S., 2005. Wetland resources: status, trends, ecosystem services, and restorability. // Annu. Rev. Environ. Resour. 30 (1), 39–74.
30. Zhao, S., Peng, C., Jiang, H., Tian, D., Lei, X., Zhou, X., 2006. Land use change in Asia and the ecological consequences. // Ecol. Res. 21 (6), 890–896.

УДК 636.084.414:635.924

Алтыгана жапайы бадал өсүмдүгүнүн жайылуусунун негизинде башка тоют өсүмдүгүнө тийгизген көйгөйлүү маселелери

Уманова Н.Д., Омуров Ж. М.

*И.Раззаков атындагы КМТУ ага мугалими, 720044, Кыргыз Республикасы,
Бишкек шаары,
umanova.nurgiz@mail.ru
omurov66@mail.ru. orcid.org 0000-0002-6813-2400*

Аннотация: Жайыт ресурстарын сарамжалдуу жана эффективдүү колдонуу Кыргызстандын материалдык каржылоосун камсыздоо үчүн басымдуулук кылуучу факторлордун бири болуп, жайыт жерлери эсептелет жана андан түздөн түз көз каранды. Табигый жайыт жерлери арзан тоют булагы болуп келген жана болуп келүүдө, бирок алардын абалы азыркы учурда канаттандыраарлык эмес. Азыркы учурда бардык экосистеманын эң эле масштабтуу бузулушу жайыттардын экосистемасында болуп жатканы анык. “Алтыгана” аттуу тикенектүү жапайы бадал өсүмдүгүнүн Суусамыр өрөөнүндө пайда болушу, болжол менен 1995-жылдарга таандык болуп саналат. Биринчи жылдары аз санда болгондуктан, бул бадал өсүмдүгүнүн зыяндуулугу көп сезилген эмес. Кийинки мезгилдерде Суусамыр өрөөнүнүн ичинде жапайы “алтыгана” бадал көбөйүп бара жатканы байкоого болот. Бадал биздин климаттык шартка тез ылайыкташып, тез көбөйүшү менен өзгөчөлүнөт. Бул бадал өсүмдүгү өзүнүн туруктуу жайылып бара жаткандыгына

байланыштуу, мал жаныбарлары жей турган чөптөр кескин азайууда.

Ачкыч сөздөр: экосистема, алтыгана, бадал, жайыттар, жайыт чөптөрү, экология, тилке, отоо чөптөр, контагиоздук эктима.

Кириш сөз.

Республикада табигый жайытка бай Суусамыр өрөөнү мал-чарбачылыкты өнүктүрүү борборлорунун бири болуп эсептелинет. Жайында Чүй жана Талас областарынан келип, өрөөндүн жайыттарында көптөгөн мал жайлайт. [1]. Өрөөндө жай мезгили кыска, кыш мезгили эрте келет жана көпкө созулат - октябрь айынан апрель айына чейин. Туруктуу жашоочулардын көпчүлүгү мал-чарба жана соода-сатык жумуштары менен алектенет. Жай мезгилин өткөргөн жашоочулар мал жандыктарын кыштоолоруна көчүрүп, кышты ийгиликтүү өткөрүү үчүн, ага даярдануу иштерин жүргүзөт. Бул өрөөндүн эн негизги стратегиялык мааниси - малга жайыт катары колдонулуусу. Жайлоолордо өскөн чөптөрдүн түрлөрүнүн саны ондоп саналат. Алардын көпчүлүгү малга тоют катары колдонулат жана бул тоют чөптөрү малга жагымдуулугу менен аларды бат семиртүү касиеттери ээ экени элге кеңири белгилүү. Суусамырдын кымызынын өзгөчө жагымдуу даамы да бул тоют чөптөрү менен байланыштуу экени талашсыз.

Изилдөөлөр жана жыйынтыктар.

Бирок кийинки жылдарда бул өрөөндө “алтыгана” деген жапайы бадал өсүмдүгү көбөйүп келе жаткандыгы - өтө көйгөйлүү маселе болууда. Пайдасыз, желбеген же зыян алып келүүчү өсүмдүктөрдү жалпысынан, **ото чөптөр** деп атап келебиз. Ар түрлүү ото чөптөрдүн зыяндуулук деңгээли окшош болбой, ар кандай болгондуктан ото чөптөргө бир нече аныктамалар берилген, алардын ар бири өз алдынча мааниси боюнча туура болуп эсептелет.[2,3,8] Мына ушундай ото чөпкө “алтыгана” бадалын да киргизсе болот. Анткени пайдасыз, желбеген жапайы бадал өсүмдүгү “алтыгана” Суусамыр өрөөнүнүн жайыттарында жайылып, жылдан жылга көбөйүүсү табигый жайыттын өндүрүмдүүлүгүн төмөндөтүп, мал чарбачылыкка зыян алып келүүдө. Себеби бул өсүмдүктү мал жебейт, аны азырынча кайра иштетип малга тоют катары колдонууга жолдор жок жана ал башка тоют чөптөрдүн ордун ээлеп, жайыттарды кескин түрдө кыскартып келе жатат. [4]

Жыл сайын көбөйүү көрсөткүчү жогорулап, айыл-чарба жерлеринин кыскарышына, малдарга жана жөө адам баласына, аны аралап өтүүдө чон кыйынчылыктарды алып келүүдө. Себеби, алтыгананын сөңгөгү ачуу жана жыш тикендүү болгондуктан, малдын денесине оңой сайылып, көп учурда анын кесепетинен малдардын **контагиоздук эктима** оорусунун көбөйүүсүнө коркунуч туудурууда. Андан сырткары, мал жаныбарлар аралап өтүүдө

тикенге жүнүнүн жабышуусу менен бирге ар бир бадалданган гектарда 0,5ден 1,5 килограммга чейин жүндөрү калат. [5] Дагы бир терс касиети болуп, жайыт тоюттарынын дээрлик азайышына алып келип, жапайы, пайдасыз бадалдар көптөгөн зыяндуу курт-кумурскалардын топтолуучу жайы болууда. Курт-кумурскалар дагы жайыт чөптөрүнүн азайышына жана малдарга зыян алып келүүсүнө мүмкүндүк түзүүдө. Жана ошондой эле “алтыгана” жапайы бадалы пайдалуу чөптөрдүн нымдуулугун, күндүн нурун жана азык заттарын тартып алуу менен бирге пайдалуу чөптөргө терс таасирин тийгизүүдө. Жогоруда белгиленген себептердин натыйжасы, жалпы өрөөн боюнча экологиялык абалдын өзгөрүүсүнө алып келүүдө. Бул көрүнүш I-сүрөттө көрсөтүлгөн.

Суусамыр өрөөнүндө жайыт аянттарын туура колдонууда жана жапайы өсүмдүктөрдү арылтууга төмөнкү ыкмаларды чагылдырууга болот:

- Жайыттарды сарамжалдуу пайдалануу;
- Суу режимин жөнгө салуу (кургатуу, сугат);
- Тоют өсүмдүктөрүн коргоо, пайдасыз өсүмдүктөрдүн көбөйүүсүнө жол бербөө;
- Үстүңкү катмарын жакшыртуу мүмкүнчүлүгү.

Биринчи ыкмага – жайыт айланымын ишке ашыруу (кашар же белгилүү бир жер тилкелерине мал жайуу). Жайыттын жүктөмүн убактылуу азайтуу (же болбосо жалпы аянттан белгилүү бир жер тилкени чыгаруу), 1 жылдан 3 жылга чейин жайыт жер тилкелерин алмаштырып туруу (жайыт жерлерин эс алдыруу). [5,6,7]

Экинчи ыкмага – кургатуу, нымдуулукка бай жайыт жер тилкелерине нымдуулукту сүйгөн өсүмдүктөрдү себүү жана түшүмдүүлүгү боюнча төмөн талаа жана талаа шалбааларын суугаруу.

Үчүнчү ыкмага – жаратылышты коргоо иш чаралары – жоголуп бараткан, касиеттүү жана сейрек учураган чөптөрдү коргоо.

- Корголуучу жерде пайдалуу чөптөрдү көбөйтүү (дарылык, техникалык, декорациялык өсүмдүктөр);
- Жүктөмү аз жайытты жана чабынды жерлерди чарбалыкта аяр режимде колдонуу.
- Табигый жайыттарды жакшыртуу үчүн эң жеңил иш-чаранын бири болуп, бадал сымал жапайы отоо чөптөрдү чаап же казып салуу.

Төртүнчү ыкмага - качан өскөн чөптөрдүн арасында баалуу тоют чөптөрү болсо жана ошондой эле алар начар абалда байкалса, үстүңкү катмарын жакшыртуу сунуштамалары колдонулат.

- Чөптөрдү кошумча себүү;
- Таштардан арылтуу;
- Жерди иштеп чыгуу (кесүү, малалоо, акиташтоо).

Ошондой эле алтыгана бадалын азайтуу жана жок кылуу үчүн заманбап отоо чөптөрү менен күрөшүү үчүн дүйнө жүзүндө жакшы белгилүү болгон жана кеңири колдонулган механикалык, химиялык жана биологиялык ыкмалардан, Суусамыр өрөөнүндөгү алтыгана бадалы үчүн кайсынысы экономикалык, социалдык, экологиялык жактан эң акыл ченемдүү жана майнаптуу болоорун аныктоо керек



1-сүрөт. Алтыгана жапайы бадалынын жайыт жерлериндеги жайылышы

Жалпы корутунду. Суусамыр өрөөнүндөгү “алтыгана” жапайы бадал өсүмдүгүнүн өрөөндү бойлоп тоо этегине жайылып өсүү менен бирге тегерегиндеги майда тоют чөптөрдү кескин түрдө кысып жоготуу касиетине ээ болуп, айыл-чарбага, адамга, малга терс таасирин тийгизип, бул өрөөндүн экосистемасына жана анын бузулушуна алып келүү жөндөмдүүлүгү байкалууда. Жайыт жерлерин зыяндуу, пайдасыз бадалдардан арылтуу, пайдалуу чөптөрдүн өндүрүмдүүлүгүн жогорулатуу жана ошондой эле жайыт жерлерин туура пайдалануу бирден бир көйгөйлөрдүн бири болууда. Ошондуктан “Алтыгана” жапайы бадал өсүмдүгүнүн таркалышын, азайтууга жана жок кылууга иш-чараларды майнаптуу жүргүзүү, анын касиеттерин жана аны менен күрөшүү жолдорун изилдөө - бул биздин өлкө үчүн өтө актуалдуу маселе болууда. Мына ушундай көйгөйлүү маселелердин чечилишине жана ишке ашырылышына иш-чаралар жүргүзүлүшү тийиш.

Колдонулган адабияттар

1. Асанов Э.Д., Кыргызстандын географиясы, энциклопедиялык окуу китеби, Бишкек 2010ж.
2. Корсмо Э. Сорные растения современного земледелия [Текст] / Э. Корсмо.- М.-Л.: Сельхозгиз, 1933. – 416 с.

3. Котт, С.А. Сорные растения и борьба с ними [Текст] / С.А. Котт. - М.: Колос, 1969. – 365 с.
4. Ксыкин Иван Валерьевич. Вредоносность сорняков и меры борьбы с ними в посевах зерновых культур на светло-каштановых почвах Волго-Донского Междуречья Волгоград -2015.-181с.
5. Иманакунов О.«Демонстрация устойчивогоуправления горными пастбищами вСуусамырской долине, Кыргызстан», 2010-ж.
6. Программа развития ООН в Кыргызской Республике«Инвентаризация и оценка пастбищ Суусамырской долины», 2008-ж.
7. Рекомендации рациональное использование естественных и улучшенных пастбищ. - Алматы, 2011. - 34с
8. Скляднев, Н.В. Сорные растения и борьба с ними [Текст] / Н.В. Скляднев, В.Ф. Егоров. – Красноярск: Кн. изд-во, 1959. – 54 с.

УДК 551.48.215 (235.216) (04)

ИЗМЕНЕНИЯ В ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМАХ НАРЫНСКОГО, АК-ТАЛИНСКОГО, И АТ-БАШИНСКОГО РАЙОНОВ НАРЫНСКОЙ ОБЛАСТИ (ВНУТРЕННИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

**Усубалиев Р.А., Аламанов С.К., Ахмедов С.М.,
Бакирова Ч.Б., Дуулатов Э.С.**

*Институт геологии, Национальная академия наук Кыргызской Республики,
Эркиндик 30, Бишкек, Кыргызстан, 720040
ryskul_kgz@mail.ru*

Аннотация: На примере Нарынского, Ак-Талинского и Ат-Башинского районов Нарынской области рассмотрены балансовые, площадные и объемные изменения ледников Внутреннего Тянь-Шаня. Статья иллюстрирована двумя графиками и одной таблицей.

Ключевые слова: ледник, снег, баланс, бассейн, площадь, деградация.

По площади Нарынская область среди остальных областей страны занимает первое место и составляет 45 200 км² или 22,6 % территории страны и в географическом плане относится к Внутреннему Тянь-Шаню. Рассмотрим масштабы оледенения и характер изменения ледниковых систем трёх районов – Нарынского, Ак-Талинского и Ат-Башинского.

Река Нарын является главной составляющей бассейна р. Сыр-Дарьи и

самым крупным речным бассейном Кыргызстана. Здесь находится наибольшее количество ледников в бассейне р. Сыр-Дарья. Увеличение количества осадков и высот местности с запада на восток проявилось в характере распределения оледенения. В нижней и средней части (это территория как раз трёх нами рассматриваемых районов Нарынской области) этого бассейна развиты небольшие ледники долинных и каровых типов, их средние размеры 0,34-0,6 км². Обширные площади оледенения сосредоточены в верховьях бассейна - в долинах рек Чон- и Кичи-Нарын. Коэффициент оледенения в названных речных бассейнах соответственно равен 10,8 и 8,9%. [1-3]. Однако, верхняя область питания, крупные очаги оледенения и самые большие ледники находятся за пределами территории Нарынской области.

К территории Ат-Башинского района собственно бассейна реки Ат-Башы, относятся также бассейны рек Какшаал и Чатыр-Куль и правобережная часть бассейна р. Узёнгю-Кууш и верховья реки Арпа. Оледенение этих бассейнов приурочено к хребтам Внутреннего Тянь-Шаня - Ат-Башы, Борколдой-Тоо, Какшаал-Тоо, Жаман-Тоо и др., а также северо-восточному склону Ферганского хребта и северному склону хр. Торугарт.

В связи с происходящими потеплениями приземного слоя атмосферного воздуха и неоднозначным изменением осадков в высокогорной зоне внутреннего Тянь-Шаня, на примере МС «Тянь-Шань», (рис. 2 и 3), проявляется интенсивное сокращения площади и объема ледников, т.е. происходит деградация современного оледенения.

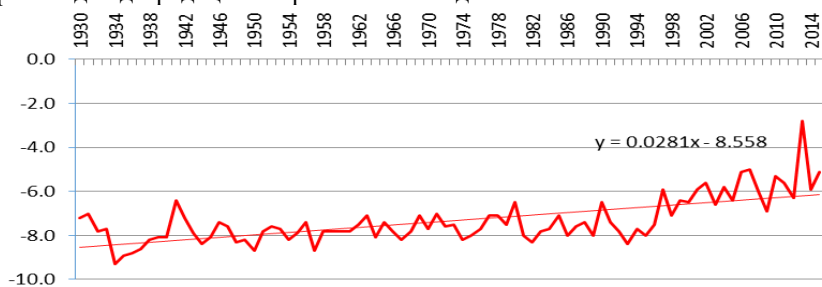


Рис. 2. Временной ход и колебание средних годовых температур воздуха на МС «Тянь-Шань»

В период с 1930 по 2015 гг. на МС «Тянь-Шань», т.е. за 85 года произошло общее трендовое повышение среднегодовой температуры на 2,4°С. Размах колебаний среднегодовых температур составил 6,5 °С, при этом температура воздуха в последний десятилетие были в основном выше нормы. По сравнению со среднегорными зонами или нижележащими долинами, в высокогорной зоне потепление происходит менее интенсивно, что объясняется изменчивостью синоптических процессов, особенностями трансформации воздушных масс в горной системе и их неодинаковым проявлением в регионах, а также особенностями и своеобразием влияния на

изменения температур физико-географических условий высокогорных районов.

Атмосферные осадки являются одним из наиболее изменчивых, но в то же время не однозначным элементом изменения климата. Многолетние колебания атмосферных осадков в значительной мере связаны с изменчивостью синоптических процессов в том или ином году. Несмотря на то, что однотипные синоптические процессы охватывают большую территорию, интенсивность изменения атмосферных осадков на Тянь-Шане не везде одинакова, что обусловлено особенностями строения рельефа, орографией и гипсометрией хребтов. Поэтому суммы осадков подвергается значительным колебаниям. Редко их значения равны среднегодовой сумме (норме), в основном осадков выпадало меньше или больше нормы. В высокогорных районах тенденция изменения осадков отмечается чуть в сторону уменьшения.

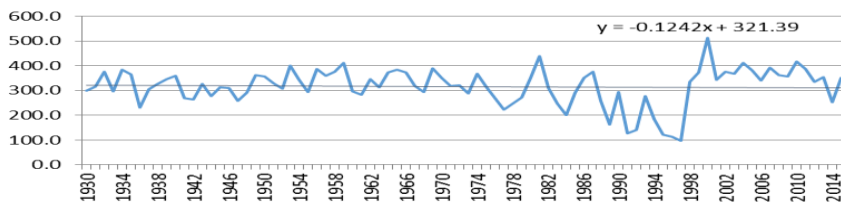


Рис.3. Временной ход и колебание среднегодового количества осадков на МС «Тянь-Шань»

В теплый период отмечается интенсивное уменьшение количества осадков, что крайне неблагоприятно для существования оледенения в условиях современного потепления климата. Так, на МС «Тянь-Шань» за 85 год трендовое уменьшение сумм осадков теплого периода составило – 20,3 мм. При норме атмосферных осадков теплого периода (252,7 мм), уменьшение осадков составило 8%. Однако, с конца 1980-х годов и до 1998 года наблюдаются резкое уменьшение, а с 1998 г. резкое повышение количество выпавших атмосферных осадков. Это связано, возможно, в первом случае с человеческим фактором, а во втором с переносом метеостанции на другое место и относительно на более высокий уровень. Но, несмотря на это и на рост количество выпавших атмосферных осадков в последние годы, за 18 лет трендовое уменьшение сумм осадков теплого периода составило – 41,7 мм, т.е. уменьшение осадков составило 14,3% при норме атмосферных осадков 292,4 мм.

Наиболее объективным показателем состояния ледников и их эволюции являются многолетние данные по балансу массы ледников – его величина и знак. Этот показатель у ледников Тянь-Шаня отрицательный с начало 70-х годов прошлого столетия, за исключением редких положительных масс

балансовых годов, связанные с благоприятными погодно-климатическими условиями того или иного года.

В баланс массовом исследовании, для ледниковых систем бассейна реки Нарын, репрезентативными ледниками могут служить ледники, расположенные в верховьях этой реки. Это ледники № 354, он расположен в северо-западном склоне горного массива Ак-Шыйрак и Западный Суек. Последний находится на северном склоне хребте Джетим-Бель (Внутренний Тянь-Шань).

В табл. 1 показан баланс массы исследованных ледников в соответствующие гидрологические года. Как следует из таблицы, в основном баланс отрицательный, то есть расход льда превышает величину питания.

Таблица 1. Баланс массы репрезентативных ледников, (в мм водн. экв.)

| Ледники | 2010-2011 | 2011-2012 | 2012-2013 | 2013-2014 | 2014-2015 | 2015-2016 | 2016-2017 |
|---------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Западный Суек | -371 | -470 | -363 | -459 | -822 | -425 | -872 |
| №354 | -356 | -463 | -463 | -675 | -635 | -399 | -574 |

Таким образом, из-за частого превышения расходной части баланса, чем приходной, направленно наблюдаются процессы, как отступление фронта ледника, так и утонение его поверхности. В целом, по всем исследованным ледникам, продолжается изменения пространственное положение границ ледников, уменьшаются объемы льда и запасов воды, аккумулированной в ледниках.

Литература:

1. *Забиров Р.Д., Баков Е.К., Диких А.Н., Осмонов А.О.* Основные закономерности и масштабы современного оледенения Киргизии. //Материалы симпозиума «География в Киргизии» VII съезда Географического общества СССР. 22-27 сентября 1980 г. Фрунзе: Илим, 1980. С. 30-46.
2. *Камалов Б.А.* Современное оледенение и сток с ледников в бассейне Сырдарьи. //Тр. САРНИГМИ. Вып. 12 (93). М.: Гидрометеоздат, 1974. 80 с.
3. *Оледенение Тянь-Шаня.* – М., ВИНТИ - 1995. Ответственные редакторы: М.Б. Дюргеров, Лю Шаохай, Се Зичу. – 234 с.

КРУПНЕЙШИЕ ОБВАЛЫ ЗААЛАЙСКОГО ХРЕБТА И ИХ РАДИОУГЛЕРОДНЫЙ ВОЗРАСТ

В.И. Шатравин

*Тянь-Шаньский высокогорный научный центр Института
водных проблем и гидроэнергетики НАН КР,
с. Кызыл-Суу Жети-Огузского района, ул. Чикаева 9
shatravin@yandex.ru*

В статье приведены результаты выполненного автором детального изучения крупнейших обвалов Заалайского хребта – Ачикташского и Команского. Установлен абсолютный возраст первой, наиболее мощной генерации этих обвалов. Сделан критический анализ результатов обследования этих морфолитологических и смежных с ними образований, полученных предшествующими исследователями. На примере конкретных разрезов сделан вывод о том, что традиционно применяемые методы изучения и картографирования четвертичных отложений высокогорных зон не позволяют строить объективную геологическую и палеогляциологическую картину. **Ключевые слова:** обвалы, оползни, морены, псевдоморены, радиоуглеродные датировки, землетрясения, сейсмическая активность.

Введение. Обвалы в горных районах являются яркими индикаторами сейсмоопасности этих районов. Заалайский хребет (северная периферия Памира) находится в зоне чрезвычайно высокой сейсмической активности [2]. Согласно Карте сейсмического районирования территории Кыргызской Республики [1], этот хребет и прилегающие к нему районы входят в зону наибольшей сейсмоактивности на территории Кыргызстана, а сама зона является одной из наиболее сейсмоопасных территорий в мире. В связи с этим с позиции оценки сейсмической опасности Заалайского хребта и примыкающей к нему Алайской долины актуальным является детальное изучение и картографирование крупнейших обвалов, сорвавшихся с северного склона этого хребта, - Ачикташского и Команского (названия даны по одноименным долинам рек, в которых произошли эти обвалы), приуроченных к центральной, самой высокой части этого хребта, с высотами до 7134 м (п. Ленина). Эти обвалы являются не только крупнейшими в Заалайском хребте, но и во всем регионе. Так, например, объем обвальных масс наиболее крупного из них Команского обвала, оцененный К.В. Курдюковым [4] в 4-5 км³, в 2-2,5 раза больше объема Усойского завала (2,2

км³), образовавшегося при одноименном катастрофическом обвале во время землетрясения в 1911 году на Центральный Памире, из-за которого образовалось Сарезское озеро. И это при том, что Усойский завал является крупнейшим не только в современном мире, но и в нашу историческую эпоху. В научной литературе этим обвалам уделено мало внимания. Первые сведения о них именно как об обвалах появились в работе К.В. Курдюкова [1964]. До него эти грандиозные по размерам морфо-литологические образования принимались исключительно за плейстоценовые морены, что нашло отображение как на геологических и литологических картах, так и в научных статьях. Некоторая информация компиляционного характера (с обзором работы К.В. Курдюкова) об этих обвалах приведена в монографии В.С. Хромовских [9]. Однако существенным недостатком этих работ является отсутствие надежных абсолютных возрастов Ачикташского и Команского обвалов: в обоих случаях возраста этих обвалов авторы приводят только на основании геоморфологических и стратиграфических сопоставлений, поэтому они являются не только ненадежными, но и «плавающими».

Целью выполненного автором изучения Ачикташского и Команского обвалов было получить дополнительную информацию как о самих этих обвалах, так и о смежных с ними отложениях иного генезиса.

В задачи исследований входило следующее: выделить в обвальных массах разновозрастные генерации; уточнить места срыва обвальных масс и высотные отметки бровок срыва этих обвалов; изучить стратиграфические разрезы обвальных масс и подстилающих и/или перекрывающих их отложений иного генезиса с применением разработанных автором генетических показателей отложений высокогорных зон [10]; установить абсолютный возраст этих обвалов с помощью радиоуглеродного метода датирования; сделать критический анализ результатов обследования этих обвалов и смежных с ним отложений, полученных предшествующими исследователями.

По существу, поставленные автором задачи были выполнены. Важнейшим достижением было установление абсолютного возраста первой, наиболее мощной генерации изученных обвалов.

Методика и объекты изучения. Исследования выполнялись посредством полевого изучения вышеуказанных обвальных и смежных с ними отложений иного генезиса. При этом обследовались как поверхности аккумулятивных форм, сложенных этими отложениями, так и естественные обнажения в виде эрозионных врезов. В отдельных случаях были заданы горные выработки в виде шурфов и копушей. Широко применялось дешифрирование космофотоснимков (кфс) из ресурсов ГУУГЛ, а также – фотографирование на местах полевых обследований. Для наглядности при полевых исследованиях особое значение автором придавалось фотографированию объектов и мест их изучения, и делалось это исходя из того, что лучше что-либо показать, чем много об этом сказать или написать.

Для установления истинного генезиса изученных отложений применялись установленная автором закономерность гляциального и гравитационного литогенеза и полученные им генетические показатели основных типов четвертичных отложений высокогорных зон [10, 11]. Важнейшими из них являются количественные показатели (определяемые с помощью лабораторных анализов мелкоземистого заполнителя тестируемых отложений): геохимические – в виде *окисно-закислого коэффициента по железу* ($K = \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) и гранулометрические – в виде *степени глинистости* ($S = <0,005/(1-0,005)$) - соотношения процентного содержания фракций $<0,005\text{мм}$ и $1 - 0,005$ (мм), где $<0,005\text{мм}$ – глинистая фракция, $1 - 0,005$ (мм) – область мономинеральных частиц, не подвергающихся дальнейшему дроблению при физическом выветривании. В частности, для различения истинных морен от псевдоморен (включая *оползни* и *обвалы*) применялись отработанные им на практике генетические признаки этих отложений в виде количественных статистически определенных (с использованием более 300 образцов) показателей морен и псевдоморен, приведенных в табл. 1.

Количественные генетические показатели морен и псевдоморен Табл. 1.

| Генетический тип отложений | $K = \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ | $S = <0,005/(1-0,005)$ |
|--|--|------------------------|
| Морены голоценовые -gHs | 0,03-0,07 | 0,078 |
| Морены плейстоценовые- gIPs | 0,03-0,07 | 0,107 |
| Гравитационные деляпсивного типа отложения - в виде оползней -gr(dl) | 0,3-1,0 | 0,159 |
| Гравитационные дерупсионного типа отложения - в виде обвалов -gr(dr) | Показатель зависит от исходных обвальных пород | 0,022 |

Кроме количественных показателей, применялись дополнительные генетические показатели истинных морен и псевдоморен, полученных автором в виде соответствующих текстурно-структурных, морфолитологических и лито-стратиграфических признаков [10]. Радиоуглеродное датирование обвальных масс было выполнено с использованием автохтонной тонкодисперсной рассеянной органики в виде органических микродетритов, извлеченных из песчано-илистой фракции верхнего горизонта позднеплейстоценового аллювия, непосредственно постилающего обвальные массы Команского обвала (более подробно – в основной части статьи). Экстрагирование рассеянной органики выполнялось по методике, отработанной автором и применяемой им для датирования морен [12, 13]. Сущность этой методики заключается в просеивании и отмывке в воде большой навески пробы мелкоземистого заполнителя датированных отложений с последующим экстрагированием из нее рассеянной органики методом флотации. В данном случае, для извлечения из вышеуказанной толщи аллювия микроорганики в количестве нескольких сотен миллиграммов,

достаточном для радиоуглеродного датирования, потребовалось более 100 кг пробы песка и ила. Радиоуглеродный анализ выполнялся методом AMS-датирования.

В качестве основных объектов изучения были: собственно обвальные массы; подстилающие их толщи массовых деляпсивных гравитационных (в виде специфических пространственно развитых оползней, относимых автором к псевдоморенам) отложений, широко развитых в Алайской долине и традиционно выдаваемых исключительно за плейстоценовые морены (о чем подробнее сказано в основной части статьи); собственно гляциальные отложения в виде голоценовых морен; пролювиальные и аллювиальные отложения голоценового и позднплейстоценового возрастов.

Полученные результаты. Ачикташский и Команский обвалы сорвались с северного склона Заалайского хребта, в наиболее высокой центральной его части в районе пика Ленина (7134 м) и разгрузились в днище Алайской долины. Обвальные массы наиболее крупного из них Команского обвала, пройдя транзитный путь более 30 км от места их срыва, пересекли всю Алайскую долину и частично разгрузились на противоположном борту долины, на склонах предгорья Алайского хребта. Общий вид этих обвалов (точнее, их обвальных масс) приведен на рис.1, построенном на основе кфс. Их обвальные массы до относительно недавнего времени (до опубликованных результатов обследований К.В. Курдюкова [4]) принимались за плейстоценовые морены. При этом они ни стратиграфически, ни морфологически не вычленились из подстилающих их морфологически подобных им аккумулятивных образований, также принимаемых за плейстоценовые морены. Именно так они (и те, и другие морфолитоологические образования) отрисованы на литологической и геологической картах Киргизской ССР масштаба 1:500 000, а также - на геологической карте масштаба 1:200 000. Для наглядности на рис. 2 приведен фрагмент геологической карты Кирг. ССР масштаба 1:500 000.

Показанные на рис. 1 мощные морфологически выраженные аккумулятивные образования, примыкающие к оконечным частям обвальных масс Ачикташского обвала, в совокупности с самими обвальными массами традиционно принимались за позднплейстоценовые морены. Именно такую картину видим и на геологических картах Киргизской ССР масштабов 1:500 000 и 1: 200 00. Для наглядности на рис. 2 приведен фрагмент геологической карты 1:500 000. Отрисованные на этой карте пространственно широко развитые в Алайской долине аккумулятивные массы с символом QIII – это все то, что *традиционно* принималось и принимается по сей день за *позднплейстоценовые морены*. Стрелками и символом gI_{QIII} автором показаны нерасчлененные обвальные массы Ачикташского и Команского обвалов и подстилающие их морфологически подобные им аккумулятивные образования, также традиционно выдаваемые за позднплейстоценовые морены.

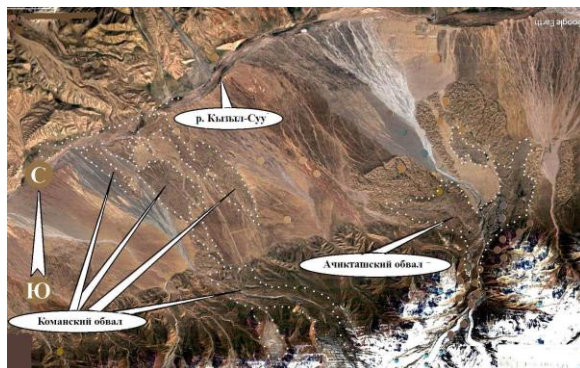


Рис. 1. Общий вид Айчикташского и Команского обвалов. Обвальные массы оконтурены

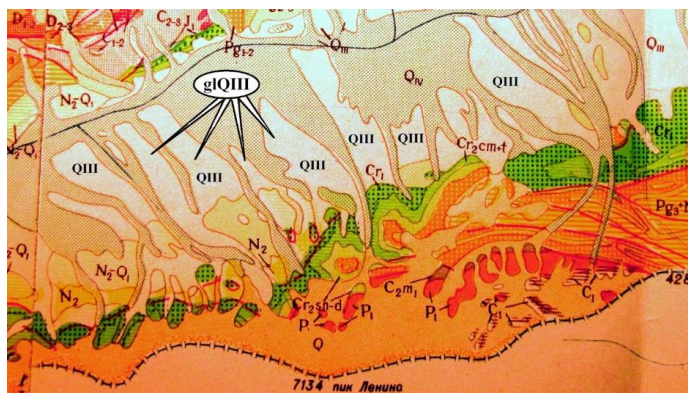


Рис. 2. Фрагмент геологической карты Киргизской ССР масштаба 1:500 000 с Алайской долиной и Заалайским хребтом (водораздел хребта пока-зан пунктирной линией)

Должное нужно отдать К.В. Курдюкову в том, что он пробил брешь в понимании генетической сущности Айчикташского и Команского морфо-литологических образований, показав, что это не морены, а обвалы и тем самым связал их с сейсмоактивностью района их нахождения. По результатам полевых исследований им была построена ниже приведенная схематическая геолого-геоморфологическая карта [4] района дислокации Айчикташского и Команского обвалов (рис. 3). Им дано подробное описание морфо-литологических особенностей обвальных масс Айчикташского и Команского обвалов и подстилающих их отложений, а также - петрографического состава слагающих их обломков пород, приведены и размеры обвальных масс. Согласно К.В. Курдюкову, *Айчикташский обвал*

сорвался с водораздела Заалайского хребта, со склонов пика Ленина, а обвальные массы ложатся на типичную позднеплейстоценовую морену. Обвальная масса сложена преимущественно остроугольными обломками пород с порошкообразным мелкоземистым заполнителем. По его описаниям, окраска обвальной массы в обнажениях, как правило, пятнистая – белая, серая, зеленовато-серая, коричневая и фиолетовая, что в зависимости от цвета коренных пород, вовлеченных в обвал. Неполная мощность (видимая в обнажениях) обвальных масс им оценивается в 10-15 м. Подстилающая эти обвальные массы позднеплейстоценовая морена (что в его понимании) представлена несортированными отложениями, состоящими из смеси валунов и гальки, окатанных глыб и остроугольных обломков с заполнителем из суглинка *коричневого* цвета. Неполная мощность этой морены им оценивается в 40-45 м. Важной отличительной особенностью обвальных масс и подстилающих их отложений, которую он увидел, является преимущественно мелкобугристая поверхность у обвальных масс и более крупные и вытянутые бугры у подстилающих отложений. Площадь обвальных масс Ачикташского обвала им оценивается в 35 км², объем – в 1 км³, что приблизительно в 2,5 раза больше, чем у катастрофического Хаитского обвала (1949 год, бас. р. Сурхоб, Памир). Наибольшее удаление обвальных масс Ачикташского обвала от места его срыва (то есть пройденный путь) – 20 км. *Команский обвал*, по описаниям К.В. Курдюкова, в морфо-литологическом и стратиграфическом плане ничем существенно не отличается от Ачикташского обвала. Однако отличается размерами. Так, высота бугров его обвальных масс им оценивается в 30-35 м, площадь, покрытая обвальными массами, – 150 км², а объем их массы 4-5 км³, что в 10-12 раз больше объема обвальных масс Хаитского обвала. Наибольшее удаление обвальных масс от места срыва обвала – 30 км. По его же описаниям, петрографический состав обломков этих обвалов представлен коренными породами Заалайского хребта – породами палеозойского и мезозойского возраста (черные алевролиты, диориты, красные песчаники и конгломераты, известковистые брекчии и пр.).

В обоих случаях, по К.В. Курдюкову, и Ачикташский, и Команский обвалы залегают на *позднеплейстоценовой морене*, а места срыва этих обвалов – водораздельная часть Заалайского хребта, с высотами от 6713 м (пик. Дзержинского) до 7134 м (пик Ленина). Перепад высот от бровок срыва этих обвалов до конечных частей их обвальных масс им оценивается в 3-4 км.

Автором данной статьи по результатам многоцветных исследований этого района, проведенных им в период с 2011 по 2018 гг., была существенно уточнена и детализирована эта картина. Наиболее сложным для изучения оказался район в месте дислокации Ачикташского обвала. На рис. 4 приведена построенная автором картина верхней части долины р. Ачикташ с элементами обвалов.

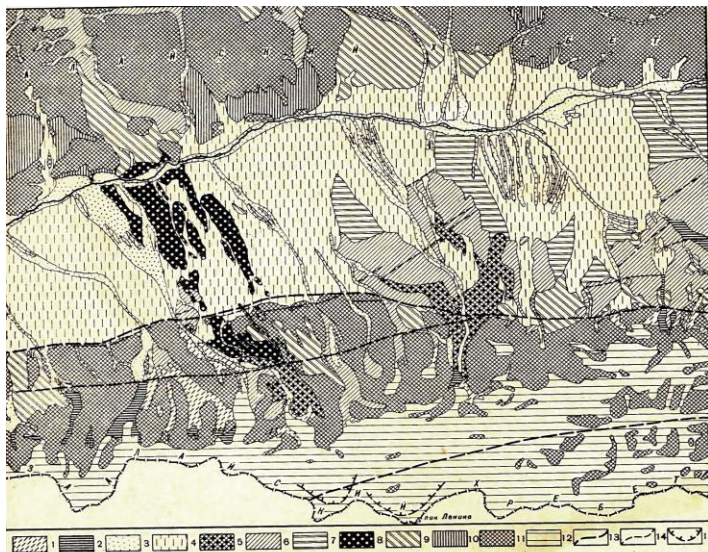


Рис. 1. Распространение масс обвального происхождения в центральной части Алайской долины

Отложения: 1 — морены современные и голоценовые; 2 — современные и голоценовые флювиогляциальные; 3 — современные и голоценовые аллювиальные; 4 — современные и голоценовые пролювиальные; 5 — массы голоценовых обвалов; 6 — морена последнего оледенения (верхнечетвертичная); 7 — флювиогляциальные отложения последнего оледенения; 8 — масса верхнечетвертичного обвала; 9 — морена предпоследнего оледенения (среднечетвертичная); 10 — прочие четвертичные отложения; 11 — дочетвертичные породы; 12 — снега и ледники; 13 — наиболее крупные разломы; 14 — разломы, образовавшиеся в голоцене; 15 — предполагаемые места срыва наиболее крупных обвалов

Рис. 3. Схематическая геолого-геоморфологическая карта района дислокации Ачикташского и Команского обвалов, построенная К.В. Курдюковым

На этом рисунке показаны морфологически и стратиграфически выделенные две разновозрастные генерации обвалов, обвальные массы которых обозначены символами gr(dr)I и gr(dr)II, соответственно. Стрелками показаны направления срыва этих обвалов. После срыва обвала первой генерации на склоне образовались морфологически выраженные цирки с бровками срыва, находящиеся на высотах от 5800 до 4700 м. Максимальное превышение высот от места срыва этого обвала до самых нижних частей его обвальных масс (3150 м) составляет приблизительно 2,5 км. Обвал второй генерации сорвался со склонов в двух местах: из вышеуказанных цирков и с крутых склонов правого нижнего притока основной долины (на схеме показано одиночной стрелкой). Поскольку обвальные массы второй генерации не сливаются, то правильнее сказать, что имели место два отдельных синхронных обвала. Наибольшая высота бровки срыва второго из них (большого по размерам) — 4700 м. Обвальные массы второй генерации меньшего обвала перекрыты голоценовыми моренами, обозначенными символом glQIV. Это обстоятельство позволяет считать, что обвалы второй генерации по возрасту древнее нижнего рубежа голоцена, то есть они позднеплейстоценовые, но они моложе обвала первой генерации. На рис. 5 и

6 показаны обнажающиеся в правом и левом, соответственно, бортах верхней части долины р. Ачикташ обвалы первой генерации, выходящие на дневную поверхность и показанные на рис. 4 символом gr(dr)I.

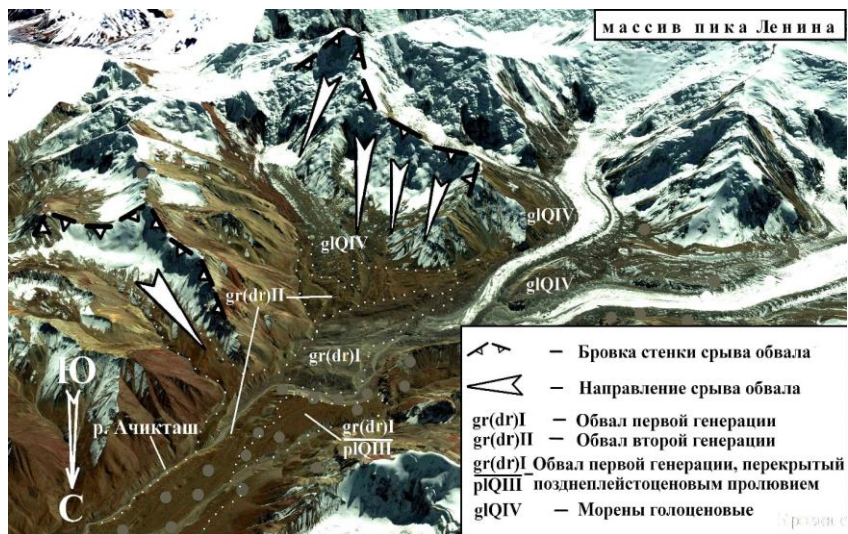


Рис. 4. Верхняя часть долины р. Ачикташ с элементами обвалов

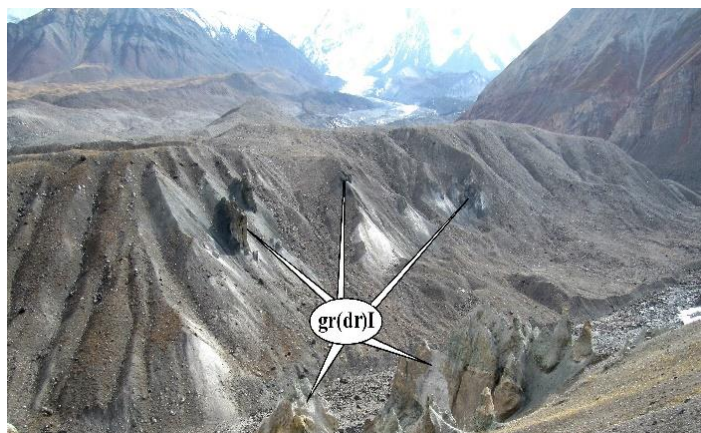


Рис. 5. Обнажения обвалных масс первой генерации

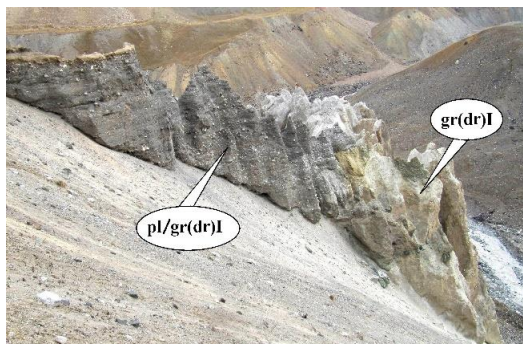


Рис. 6. обнажение обвальных масс первой генерации и перекрывающего их пролювия

В этих обнажениях видимая мощность обвальных масс первой генерации 50-70 м. На левом борту реки обвальные отложения первой генерации перекрыты пролювием, но имеются и их обнажения. На рис. 6 показано одно из таких обнажений, на нем пролювиальные отложения обозначены символом pl/gr(dr)I. В этом обнажении мощность пролювиального чехла приблизительно 10-12 м. Ниже по течению реки на протяжении приблизительно одного километра обвальные массы первой генерации полностью перекрыты чехлом пролювия, однако в бортах эрозионных врезов встречаются их обнажения. Для этого участка на рис. 7 показано морфо-лито-стратиграфическое сочленение обвальных масс первой и второй генераций и пролювия, перекрывающего обвальные массы первой генерации.

Этот пролювиальный чехол образовался в связи с временным блокированием р. Ачикташ обвальными массами второй генерации, что наглядно видно на рис. 4. Исходными отложениями для этого пролювия явились обвальные массы первой генерации (поэтому им дан символ pl/gr(dr)I), находящиеся выше по долине р. Ачикташ, на правом его берегу (рис. 4, 5). Возраст этого пролювия следует считать позднеплейстоценовым. Это в связи с тем, что он образовался сразу же после блокирования р. Ачикташ позднеплейстоценовым обвалом второй генерации. Следует сказать, что в работе К.В. Курдюкова этот пролювий отнесен к современной и голоценовой флювиогляциали (именно так там написано), что является ошибочным на основании следующего: во-первых, наличие в его толще большого количества плохо окатанных *крупных* обломков горных пород уже не позволяет отнести эти отложения к флювиогляциали; во-вторых, в силу вышесказанного (а именно: наличие на правом борту мощной толщи обвальных отложений первой генерации, показанных на рис. 4 и 5, и факт имевшего место блокирования р. Ачикташ обвалом второй генерации), исходным материалом для этих отложений могли быть только обвальные массы первой генерации, а это уже в принципе не позволяет отнести

отложения этого чехла к флювиогляциали даже по определению этого термина.

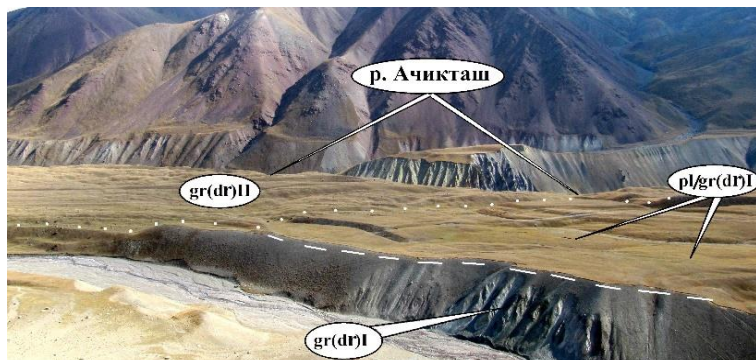


Рис. 7. Морфо-литостратиграфическое сочленение обвалных масс первой и второй генераций и пролювия, перекрывающего обвалные массы первой генерации

На рис. 8 и 9 показаны одни из многочисленных обнажений обвалных отложений первой и второй генераций в верхней части долины р. Ачикташ. Обращает внимание различия по цвету отложений обвалных масс первой и второй генераций: преимущественно серого цвета для первой из них и ярко-бурого с оттенками охристого цвета – для второй из них. Это связано с окраской исходных для этих обвалов пород. На фото, приведенном на рис. 9, отчетливо виден стратиграфический контакт этих отложений, а именно: отложения второй генерации перекрывают отложения первой генерации. Обвалные массы второй генерации не выходят за пределы горной части долины р. Ачикташ, и по своей площади они в десятки раз меньше обвалных масс первой генерации. Обвалные массы первой генерации выходят далеко за пределы этой части долины, где они распластываются на днище Алайской долины, что наглядно показано на рис.1 и 10.



Рис. 8. Обнажения обвалных масс первой (а) и второй (б) генераций в верхней части долины р. Ачикташ

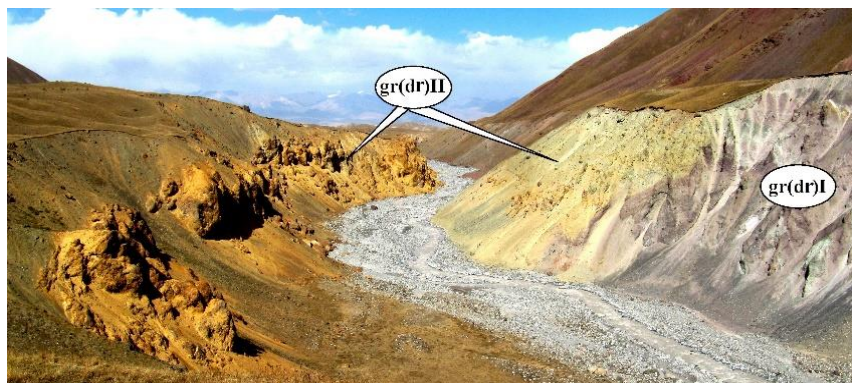


Рис. 9. Обнажения обвалных масс первой и второй генерации в бортах верхней части долины р. Ачикташ

Интересными в тематическом плане являются средние и нижние части обвалных масс первой генерации Ачикташского обвала и подстилающие их морфо-литологические образования, показанные крупным планом на рис. 10.

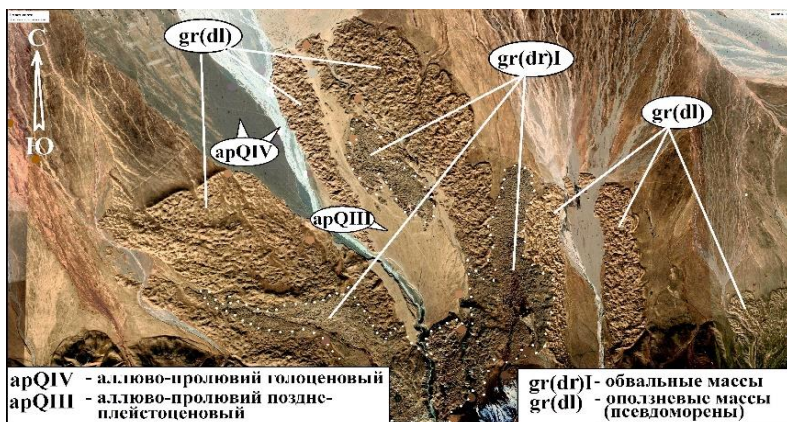


Рис. 10. Обвалные массы первой генерации Ачикташского обвала в днище Алайской долины (оконтурены) и подстилающий их морфо-литологический субстрат (рисунок сделан на основе афс)

Показанные на этом рисунке морфо-литологические образования, промаркированные символом gr(dl), это те самые морфо-литологические образования, которые исследователями традиционно выдаются за *типичные позднелейстоценовые морены*, в том числе – и на выше указанных геологических картах. Об этих «моренах» писали и все видные

исследователи, побывавшие в Алайской долине, начиная от И.В. Мушкетова [8], Н.Л. Корженевского [3] и К.К. Маркова [6], включая В.В. Лоскутова и А.К. Трофимова [5] и Е.А. Минину и В.А. Борисова [7]. Так было сделано и К.В. Курдюковым [4], что нашло отображение как в текстовой части, так и на рис.1 его работы (*прим.: в данной статье этот рисунок помещен под № 3*). Истинная же генетическая сущность показанных на рис.10 морфолитологических образований, промаркированных символом gr(dl), а также таких же образований, массово развитых в Алайской долине (всего того, что на геологической карте, приведенной на рис. 2, промаркировано символом QIII и обозначает позднеплейстоценовые морены), – это **гравитационные деляпсивного типа отложения**. Другими словами, – *оползни*, но в данном случае специфические и пространственно широко развитые. В связи с тем, что внешне (*и только*) они похожи на плейстоценовые морены, автором они называются псевдоморенами (иначе – лжеморенами), при этом подразумевая именно гравитационный деляпсивного типа их генезис. Об этом автор неоднократно сообщал как в серии своих опубликованных работ [14, 15, 16 и др.], так и в многочисленных докладах на научных форумах. Именно такой генезис этих образований им доказан на основе применения приведенных в табл.1 количественных генетических показателей.

На рис. 11 показан один из многочисленных контактов обвальных отложений первой генерации Ачикташского обвала - gr(dr)I и подстилающего его субстрата гравитационных деляпсивного типа отложений - gr(dl).

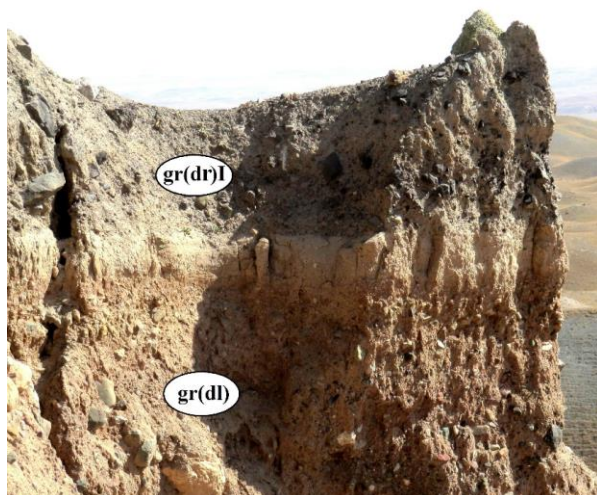


Рис. 11. Контакт обвальных отложений первой генерации Ачикташского обвала - gr(dr)I и подстилающего его субстрата гравитационных деляпсивного типа отложений - gr(dl)

Первое, что бросается в глаза при просмотре фотографии, представленной на рис 11, - это ярко выраженное различие окрасок

сопрягаемых отложений. Кроме того, при обследовании таких обнажений на месте визуально обнаруживаются текстурно-структурные и гранулометрические различия. В частности, в обвальных отложениях мелкоземистый заполнитель порошкообразный (на что указал и К.В. Курдюков), а в отложениях подстилающей толщи мелкоземистый заполнитель суглинисто-глинистый. Кроме того, резко отличается и характер поверхностей этих отложений. Для обвальных отложений характерным является беспорядочный мелкобугристый рельеф и скопление крупных остроугольных обломков (глыб) на поверхности их бугров, что наглядно показано на рис. 12.



Рис. 12. Мелкобугристый рельеф обвальных масс первой генерации Ачикташского обвала (а) и скопление крупных обломков на поверхности бугров (б)

Такая же закономерность наблюдается и для обвальных масс Команского обвала. Срыв обвальных масс Команского обвала произошел непосредственно с водораздельной части Заалайского хребта с максимальными высотными отметками пика Дзержинского – 6713 м. Подстилающие его обвальные массы гравитационные деляпсивного типа отложения в долине р. Комансу менее развиты, чем в долине р. Ачикташ. Выходят они на дневную поверхность из-под обвальных масс в предгорьях Заалайского хребта, на выходе р. Комансуу из горного устья, и частично в днище самой Алайской долины на участке ближе к р. Кызыл-Суу. Факт того, что Команский и Ачикташский обвалы залегают на одном и том же морфолитологическом субстрате в виде гравитационных деляпсивного типа отложений, свидетельствует о одновозрастности этих обвалов. В днище приводораздельного цирка левого притока р. Комансу имеются сравнительно небольшие по площади обвальные массы молодого обвала (со свежими очертаниями как самих обвальных масс, так и ниши срыва обвала). Его возраст, безусловно, поздне-голоценовый. Обвальные массы в днище верхней части собственно долины р. Комансу, показанные на рис. 3 и отнесенные К.В. Курдюковым к голоценовому обвалу, автором данной статьи считаются верхней частью основного Команского обвала, соответственно, позднеплейстоценового возраста. Превышение высот между бровкой срыва Команского обвала и нижней краевой частью его обвальных масс коло 4 км. В связи с этим энергия этого обвала была несравненно больше, чем у Ачикташского обвала. Это позволило его обвальным массам пересечь всю

Алайскую долину и частично накатиться на предгорья Алайского хребта, что показано на рис.1 и 3. Согласно В.С. Хромовских [9], «...по длине пройденного пути он не имеет себе равных на Земле. Описанные выше снежно-ледово-каменные Уаскаранские лавины выглядят карликами по сравнению с Команским обвалом».

Мелкобугристая поверхность обвальных масс Ачикташского и Команского обвалов и скопление на поверхности их бугров крупных обломков пород (см. рис. 12) свидетельствует о очень большой энергии этих обвалов и о вибрационном эффекте, имевшем место при срыве и движении обвальных масс. Это, безусловно, могло произойти при очень сильном землетрясении. При этом из-за вибрационного эффекта крупные обломки как бы всплывали на поверхность, что происходило согласно законам физики

Возраст этих обвалов К.В. Курдюков и В.С. Хромовских в своих работах приводят на основании геоморфологических и стратиграфических сопоставлений, коррелируя обвальные массы с перекрывающими их голоценовыми и подстилающими, по их понятиям, позднеплейстоценовыми моренам. Так, по К.В. Курдюкову: возраст Ачикташского обвала соответствует первой половине голоцена, Команского обвала – позднечетвертичному, близкому к голоцену, времени. По В.С. Хромовских (с компиляцией данных К.В. Курдюкова): возраст Ачикташского обвала – между 5 и 10-тью тыс. лет, Команского обвала – около 10 тыс. лет. Как следует отсюда, полученные возраста являются «плавающими», то есть неконкретными.



Рис. 13. Стратиграфический контакт обвальных масс Команского обвала с подстилающим его позднеплейстоценовым аллювием р. Кызылсуу (а) и место отбора пробы на радиоуглеродный (^{14}C) анализ (б)

Автором был получен абсолютный возраст этих обвалов радиоуглеродным методом датирования. Для радиоуглеродного анализа была отобрана проба песчано-илистых отложений из верхнего горизонта позднеплейстоценового аллювия р. Кызылсуу на контакте с обвальными массами Команского обвала. На рис. 13 показаны стратиграфический контакт этих отложений и место отбора пробы.

Для радиоуглеродного анализа была использована тонкодисперсная органика в виде органических микродетритов, рассеянных в литологическом

субстрате отобранной пробы. Методика извлечения этой органики из пробы описана в разделе «Методика и объекты изучения». Радиоуглеродный анализ был выполнен современной техникой AMS в Геохронологической лаборатории Венгрии. Получена калиброванная датировка 36380 \pm 480 лет (DeA-15017). Таким образом, возраст Команского обвала следует признать в 36000 лет. В связи с тем, что обвальные массы Ачикташского и Команского обвалов залегают на идентичных и одновозрастных отложениях субстрата gr(dl), то возраст и Ачикташского обвала следует считать таким же.

Остается только удивляться, почему все выше перечисленные исследователи и геологи, описавшие и картировавшие морфо-литологические образования в виде Ачикташского и Команского обвалов и подстилающих их субстратов, не обратили внимания (а если и обратили, то не придали должного значения) на все те ярко выраженные различия этих аккумулятивных образований, которые приведены в этой статье. Объяснением этого может быть только одно: традиционно применяемые методы изучения и картографирования четвертичных отложений высокогорных зон, основанные преимущественно на визуальных обследованиях, следовательно, допускающих большую долю субъективизма, не позволяют корректно строить геологическую и палеогляциологическую картину изучаемых районов.

Выводы

1. Колоссальность Ачикташского и Команского обвалов в совокупности с тектоническими разломами на северном макросклоне Заалайского хребта указывают на то, что эти обвалы являются сейсмо-гравитационными образованиями. Этим подтверждается высокая сейсмическая активность Заалайского хребта.
2. Полученную датировку Команского обвала в совокупности с глубиной эрозионного вреза в месте отбора пробы на радиоуглеродный анализ можно использовать в качестве временного репера при оценке интенсивности поднятия Алайской впадины.
3. При решении задач четвертичной геологии и палеогляциологии высокогорных районов традиционно применяемые методики изучения четвертичных отложений не позволяют корректно строить геологическую и палеогляциологическую картину изучаемых районов. Для получения объективных результатов исследований в этой области необходимо применять количественные генетические признаки.

Литература

1. Абдрахматов К.Е., Джанузакв К.Д., Фролова А.Г., Погребной В.Н. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики. Масштаб 1:1 000 000. - Бишкек. 2011; Объяснительная записка. - Бишкек. 2012. - 51 с.
2. Гребенникова В.В., Фортуна А.Б. Сейсмичность Заалайского хребта (Памиро-Алайская зона). // Вестник Института сейсмологии НАН КР. №1(11). - Бишкек. 2018. С. 18-32.

3. Н.Л. Корженевский. Алайская долина. Тр. Памирской эксп. 1928 г., 1930.
4. Курдюков К.В. Новейшие тектонические движения и следы крупнейших сейсмических толчков на северном склоне Заалайского хребта // Активизированные зоны земной коры (Новейшие тектонические движения и сейсмичность). М., Наука, 1964. С. 153-160.
5. Лоскутов В.В., Трофимов А.К. Древнее оледенение Северного Памира//Новые данные по геологии Таджикистана. Душанбе, 1971. Вып. 1. С 13-74.
6. К.К. Марков. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахин по наблюдениям 1932-1933 гг. Сб. Памир, тр. ледн. эксп., вып. 1, 1936.
7. Минина Е.А., Борисов Б.А. Стратиграфия четвертичных отложений Восточного Памира и Алайской долины // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1978. Т.297. С. 76 – 79.
8. Мушкетов И.В. Оледенение восточной части Ферганы и Алая. Изв. РГО, т.53. 107, 1917.
9. Хромовских, Владимир Сергеевич. Каменный дракон. Москва : Мысль, 1984. - 156 с.
10. Шатравин В.И. Фациально-литологическая типизация основных генетических генераций четвертичных отложений высокогорных зон // Геология кайнозоя и сейсмотектоника Тянь-Шаня. - Бишкек, 1994а, – С. 3-15.
11. Шатравин В.И. Основные закономерности гляциального и гравитационного типов литогенеза горных районов // Геология кайнозоя и сейсмотектоника Тянь-Шаня. – Бишкек, 1994б, - С. 15-26.
12. Шатравин В.И. Радиоуглеродное датирование «немых» толщ четвертичных отложений. // «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». Тез. докл. Всероссийского совещания, ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург, 1998б, – с. 55.
13. Шатравин В.И. Радиоуглеродное датирование морен по рассеянной органике // Климат, ледники и озера: путешествие в прошлое. Бишкек. «Илим», 2007 г. С.74-92.
14. Шатравин В.И. О тупиковой ситуации в четвертичной геологии и палеогляциологии и как из нее выйти // Материалы Международной конференции «Дистанционные и наземные исследования Земли в Центральной Азии», проведенной в ЦАИИЗ. Бишкек, Кыргызстан, 8-9 сентября, 2014. С. 234-241.
15. Шатравин В.И. Стратиграфическое расчленение квартера и картографирование четвертичных отложений орогенных областей Центральной Азии с новых исходных позиций // Сборник докладов: "Развитие наук о Земле в Кыргызстане: состояние, проблемы и перспективы". Материалы международной конференции, посвященной 100-летию юбилею академика М.М.Адышева. Изд. НАН КР, Бишкек 2015, с. 383-390.
16. Shatravin V.I. Reconstruction of the Pleistocen and Holocene glaciations of the Tian-Shan and Pamir: new results // Pamir and Tian- Shan: Glacier and Climate Fluctuations during the Pleistocene and Holocene. International Workshop, July 22-23, 2000. Institute of Soil Science and Soil Geography, Univ. of Bayreuth, Germany.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ ПО ФАЦИАЛЬНО- ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ ПОКАЗАТЕЛЯМ СЕЛЕФОРМИРУЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В.И. Шатравин

*Тянь-Шаньский высокогорный научный центр Института
водных проблем и гидроэнергетики НАН КР,
с. Кызыл-Суу Жети-Огузского района, ул. Чикаева 9
shatravin@yandex.ru*

Аннотация. Предложен метод оценки прогнозирования селевой опасности в высокогорных районах с учетом возможного типа селевых потоков по их плотности. В основу прогнозирования положена степень заглинизированности потенциальных селеформирующих отложений в зависимости от их генетического типа и фациально-литологических особенностей. Для оценки подверженности четвертичных отложений высокогорных зон грязекаменному селезарождению предложены разработанные автором количественные фациально-литологические показатели основных их генетических типов. На примере некоторых речных долин Тянь-Шаня и Памира рассмотрена для них потенциальная селевая опасность в зависимости от возможного типа селевых потоков, в том числе и при прорывах высокогорных озер.

Ключевые слова: *селевые потоки, морены, псевдоморены, оползни, обвалы, прогнозирование, четвертичные отложения, высокогорные озера, селевая опасность*

Введение. Селевая опасность в горных районах зависит не только от степени селевой активности в речных долинах, но и от типа селевых потоков. В горах наиболее разрушительными и катастрофическими являются грязекаменные селевые потоки, в отличие от водокаменных (иначе называемых наносоводными) селевых потоков, небольшой плотности (с объемным весом от 1,1 до 1,5 т/м³). Грязекаменные сели отличаются высокой плотностью, с объемным весом от 1,7 до 2,4 т/м³, и для их зарождения достаточно менее 15 % воды от общего состава селевой массы. Согласно исследованиям сотрудников отдела селевых потоков КазНИИ, расходы грязекаменных селей могут превышать расходы водного попуска в 15-20 раз [4]. О большой подвижности грязекаменных селей и дальности их продвижения наглядно свидетельствует наблюдаемый факт выдающимся

селеведом М.С. Гагошидзе [1]: «...сель двигался по выходе из ущелья в широкой пойме 1000-1500 м, прямолинейной полосой шириной лишь 30-40 м и высотой 3-4 м на протяжении 13 км».

При традиционном подходе для оценки селевой опасности высокогорных речных долин принимаются во внимание уже имеющиеся там морфологически выраженные селевые очаги (эрозионно-селевые врезы, рытвины и пр.) или перегибы рельефа на субстратах рыхлообломочных отложений, где при прохождении водных потоков повышенных расходов могут зародиться новые селевые очаги для грязекаменных селей. В качестве таких субстратов чаще всего бывают голоценовые и плейстоценовые морены, оползни и обвалы. В качестве источников водных попусков рассматриваются ледники с внутриледниковыми емкостями воды и прорывоопасные озера (включая ледниковые), а также - возможности выпадения сильных ливней. Однако при таком подходе однозначно не решается вопрос – какого типа селевые потоки следует ожидать в каждом конкретном месте и какими будут расход и транзитная зона этих селей. Последнее особенно важно знать для случаев грязекаменных селей. В лучшем случае ориентиры берутся на уже ранее проходившие там сели, но такая возможность бывает далеко не всегда. Популярная у гидрологов формула Шези, созданная для расчётов потоков в речных руслах и канализационных системах и широко применяемая в селевой практике, не позволяет решить поставленные задачи при прогнозировании селевой опасности.

В данной статье автором предложены способы ликвидировать вышеуказанный пробел в деле прогнозирования селевых потоков, соответственно, - и селевой опасности.

В этом ключе им уже была опубликована небольшая статья в соавторстве со своими сотрудниками [7]. Однако небольшой лимитированный объем этой статьи (5 стр.) не позволил достаточно подробно изложить исходный материал. А умышленное вмешательство в эту статью при опубликовании ее в сборнике статей некоего непрошенного редактора без согласования с главным автором этой статьи по большому счету смазало ее научную значимость. Последнее послужило дополнительным поводом написать данную, более расширенную статью.

Важнейшим полученным результатом в этом направлении оказалось установление различия мощностей грязекаменных селей и их транзитных путей в зависимости от генетического типа селеформирующих отложений и их фациально-литологических особенностей. Это, по сути, является ключом к пространственному прогнозированию потенциальной селевой опасности в горных районах.

Методика и объекты изучения. Материал к этой статье автором был получен при выполнении многолетних полевых обследований селевых очагов, селевых отложений и прорывоопасных высокогорных озер Тянь-Шаня и Памира на территории КР и ТР. При изучении селевых очагов и

морфо-литологических субстратов четвертичных отложений, на которых развились эти очаги, применялись как *традиционные методы полевого изучения* селевых очагов и селевых отложений, так и лабораторные методы исследования проб грунтов, отобранных из изучаемых объектов. При изучении морфо-литологических субстратов зарождения селевых потоков широко применялись разработанные им количественные фациально-литологические показатели основных генетических типов четвертичных отложений высокогорных зон в виде геохимических и гранулометрических критериев: *окисно-закисного коэффициента по железу* ($K=Fe_2O_3/FeO$) и *степени глинистости* ($S = <0,005/(1-0,005)$) - соотношения процентного содержания фракций $<0,005$ мм и $1 - 0,005$ (мм), где $<0,005$ мм – глинистая фракция, $1 - 0,005$ (мм) – область мономинеральных частиц, не подвергающихся дальнейшему дроблению при физическом выветривании [5, 6]. Важным в этой статье является надежное отличие истинных морен от псевдоморен, последние из которых чаще всего представлены в виде *оползней и обвалов*. В частности, для различения истинных морен от псевдоморен применялись отработанные им на практике генетические признаки этих отложений в виде количественных статистически определенных для Тянь-Шаня показателей для морен и псевдоморен, приведенных в табл. 1.

Количественные генетические показатели морен и псевдоморен
Табл. 1.

| Генетический тип отложений | $K=Fe_2O_3/FeO$ | $S = <0,005/(1-0,005)$ |
|---|---|------------------------|
| Морены голоценовые -gIHs | 0,03-0,07 | 0,078 |
| Морены плейстоценовые- gIPs | 0,03-0,07 | 0,107 |
| Гравитационные деляпсивного типа отложения - в виде оползней -gr(dl) | 0,3-1,0 | 0,159 |
| Гравитационные дерупсионного типа отложения - в виде обвалов - gr(dr) | Показатель зависит от исходных обвалных пород | 0,022 |

Широко применялось дешифрирование аэро-и космофотоснимков. Хорошим подспорьем явились аэровизуальные обследования (с помощью вертолета), выполненные автором в качестве бортнаблюдателя в советское время.

Основными объектами изучения были морфо-литологические субстраты, на которых развиваются селевые очаги, это – морены, оползни, обвалы, полигенетические склоновые отложения и специфические гравитационные деляпсивного типа отложения. Последние из них –это *оползни*, но специфические и пространственно широко развитые. В связи с тем, что внешне они похожи на плейстоценовые морены, автором они называются псевдоморенами (иначе – лжеморенами). На приведенной графике и в тексте этим отложениям дан генетический символ gr(dl), от слова

деляпсий. Обвалам дан генетический символ gr(dr), от слова *дерупций*. Голценовым и плейстоценовым (в статье фигурируют только позднеплейстоценовые) моренам присвоены символы gl Hs и gl PsIII, соответственно. Для селевых отложений – символ pl, от слова *пролювий*.

Полученные результаты. Полученные результаты исследований по причине лимитированного объема статей в данном сборнике изложены в основном в тезисном виде. Но для наглядности они сопровождаются большим количеством рисунков в виде отдешифрированных фотографий и кфс объектов изучения.

Известно, что грязекаменные сели формируются за счет сдвиговых и эрозионно-сдвиговых процессов, протекающих в грунтах при их значительном увлажнении. Решающую роль в этом процессе играют глинистые и пылеватые частицы в мелкоземистом заполнителе селеформирующих отложений. В этом плане интересные результаты приведены Л.Н. Гавришиной [2]. По ее оценкам, в селеформирующих отложениях одного из селевых очагов грязекаменных селей в Заилийском Ала-Тау суммарная поверхность всех частиц <1 мм составляет 92% при их весовом содержании всего в 4,4%. Суммарная поверхность глинистых частиц (<0,001 мм) 38,7% при весовом содержании 0,06%. Таким образом, на мелкодисперсные частицы 0,001-0,1 мм приходится 53,3% общей поверхности грунта и такая же доля связанной воды. Как видим, даже столь незначительные содержания глинисто-пылеватых фракций в селеформирующих грунтах позволяют этим грунтам при значительном их увлажнении вовлекаться в сдвиговую и эрозионно-сдвиговую процессы, что является физической основой зарождения и движения грязекаменных селевых потоков.

Для наглядности сказанного во введении о большой мощности грязекаменных селей, имеется видео, помещенное в https://scorcher.ru/glaciology/selevoiy_potok.htm. Полевые обследования автора этой статьи, проведенные через несколько дней после этого селя, показали, что источником водной составляющей для него был выброс воды из внутриледниковых емкостей одного из ледников северного склона хр. Петра Первого. Расходы водного попуска при выходе из ледника, по визуальной оценке, – судя по оставленным следам и продольному уклону русла, – были не более 10 м³/сек. Расход же грязекаменного селя в месте его впадения в р.

Сурхоб, судя по видео, был не менее 200 м³/сек. Важно и то, что селевым очагом, в котором селевой паводок трансформировался в грязекаменный сель, это эрозионный врез на субстрате *деляпсивных гравитационных отложений* (что в непосредственной близости от ледника) и далее – на субстрате нескальных и полускальных мезо-кайнозойских отложений; в обоих случаях – со значительным содержанием глинистых частиц.

Практика показала, что в одних случаях при прорывах даже небольших высокогорных озер ледникового или иного генезиса зарождались

мощные грязекаменные сели высокой плотности и с большим транзитным путем. В других случаях - при прорывах даже больших высокогорных озер или же внутриледниковых емкостей воды имели место маломощные грязекаменные сели с небольшим транзитным путем или же только сели низкой плотности в виде наносоводных селевых потоков. Вот конкретные примеры в фотографиях.

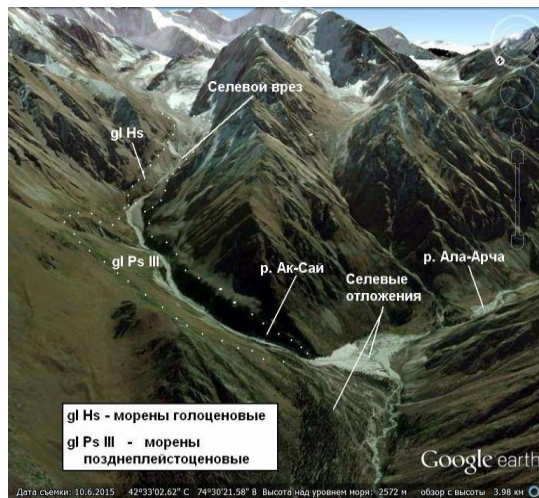


Рис. 1. Селеопасная долина р. Ак-Сай (бас. р. Ала-Арча, Киргизский хр.)

Даже при мощных выбросах воды из внутриледниковых емкостей ледника Ак-Сай грязекаменные сели проходили путь не более 5 км и разгружались на конусе выноса р. Ак-Сай. Селевой очаг – на субстрате голоценовой морены (glHs). Эта долина отличается очень высокой селевой активностью. В ней зафиксировано десятки исторических селей. Только в 1968 году там произошло 3 грязекаменных селевых потока, один из которых унес человеческие жизни

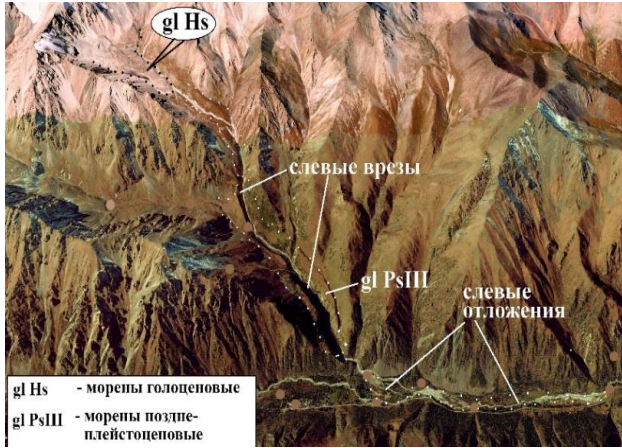


Рис. 2. Селеопасная долина р. Адыгене (бас. р. Ала-Арча, Киргизский хр.). Даже при мощных выбросах воды из ледникового оз. Тез-Тор (находится в цирке долины р. Тез-Тор, левого притока р. Адыгене) грязекаменные сели проходили путь не более 5-6 км и разгрузались на конусе выноса р. Адыгене и частично в тальвеге р. Ала-Арча. Селевой очаг – на субстрате позднелепесточеновой морены (glPsIII).



Рис. 3. Селевой очаг (селевой врез) в долине р. Ангы-Сай (бас. р. Тон, хр. Терской Ала-Тоо). Селевой врез – на субстрате псевдоморен в виде делясивных гравитационных отложений, обозначенных символом gr(dl). Транзит грязекаменных селевых потоков – более 20 км. Стрелками показаны область и направление срыва (оползания) полигенетических склоновых отложений, образовавших эти псевдоморены

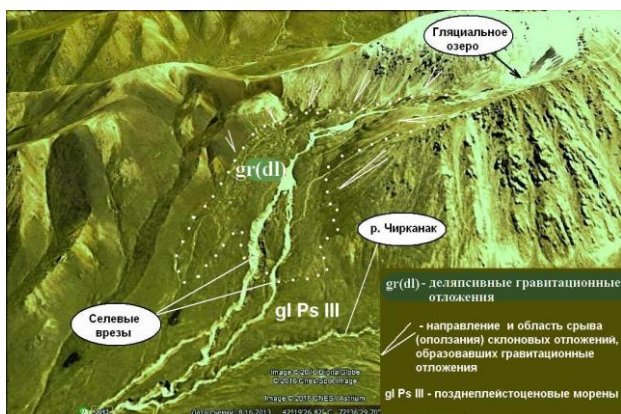


Рис. 4. Селевой очаг (селевой врез) Джалпак-Тор в правобережном притоке р. Чирканак (хр. Таласский). Селевой врез – на субстрате псевдоморен в виде делясивных гравитационных отложений. Транзит грязекаменных селей – около 20 км. Стрелками показаны область и направление срыва (оползания) полигенетических склоновых отложений, образовавших псевдоморены



Рис. 5. Селеопасная долина р. Зындан (хр. Терсей АлаТоо). Протяженность транзитной зоны грязекаменного селевого потока – более 15 км. Селевой очаг (селевой врез) – на субстрате псевдоморен в виде делясивных гравитационных отложений (см. рис.6). Источником воды селевого потока явилось прорвавшееся небольшое ледниковое озеро



Рис. 6. Верхняя часть долины р. Зындан. На снимке показаны селевой очаг в виде селевого вреза, морфо-литологический субстрат, на котором развился этот врез, и селевое русло



Рис. 7. Селевое русло в верхней части долины р. Зындан после прорыва ледникового озера. Обращают внимание следы прохождения небольшого селевого попуска, с ориентировочным расходом не более $5\text{ м}^3/\text{сек}$. Фото Б. Эрменбаева



Рис. 8. Нижняя часть селевого вреза в долине р. Зындан и грязекаменные селевые отложения, образовавшиеся при прорыве ледникового озера. В бортах вреза обнажаются делясивные гравитационные отложения, на субстрате которых образовался селевой врез. Фото Б. Эрменбаева



Рис. 9. Грязекаменные селевые массы, вытекшие из селевого вреза Зындан в межгорную долину. Фото Б. Эрменбаева

Долина р. М. Алматинка является чрезвычайно селеопасной. Селевые потоки в этой долине были вызваны либо обильными дождями в горах (1921 г.), либо прорывами ледниковых озер (1956 и 1973 гг.). В ней произошли десятки мощных исторически зафиксированных грязекаменных селей.



Рис. 10 Селеопасная долина р. М. Алматинка (хр. Заилийский Ала-Тау, Казахстан). Селевой врез – на субстрате псевдоморен в виде деляп-сивных гравитационных отложений. Стрелками показаны направление и область срыва (оползания) полигенетических склоновых отложений, которые стали исходным материалом для деляпсивных гравитационных отложений.

Наиболее мощными и катастрофическими из них были сели 1921, 1956 и 1973 годов. Селевым потоком 1921 года была уничтожена четвертая часть города Верный (ныне – Алматы), погибло более 500 человек. Транзитный путь этого селя был более 20 км. По расчетам ученых, селевой поток 1973 года был в 4 раза мощнее потока 1921 года. Напор этого селевого потока

удалось сдерживать построенной в урочище Медеу селезащитной плотиной. Однако, в связи с тем, что в верховьях долины р. М. Алматинка имеются растущие по размерам ледниковые (иначе – гляциальные) озера, сохраняются риски прорыва этой плотины. На рис.11 а,б показаны эти озера.

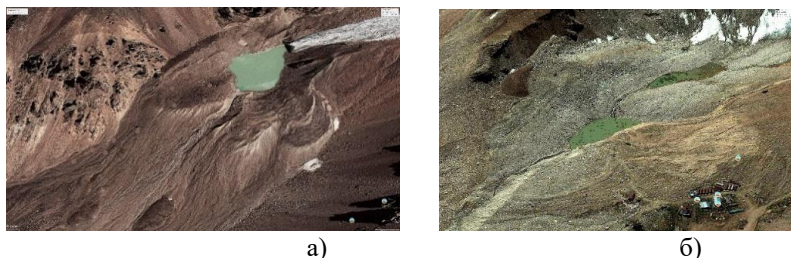


Рис. 11. Прорывоопасные левобережное (а) и ледниковые озера в верховьях долины р. М. Алматинка

Исходя из площадных размеров этих озер и собственного опыта изучения ледниковых озер, автором оценены их объемы: правобережного озера – 300 тыс. м³, для каждого из 2-х левобережных озер – по 30-35 тыс. м³. Эти объемы, по меркам Тянь-Шаньских ледниковых озер, считаются небольшими. Однако, согласно Б.С. Степанову, специалисту и эксперту в области селеведения, д.г.н., профессору, прорыв правобережного озера с расходом, превышающим критическое значение, может сформировать сель, который разрушит плотину в урочище Медеу (Источник: <http://gazeta.caravan.kz/articles/sel-zhdat-ne-budet-articleID5628.html>). Таким образом, селеопасность в этой долине вполне обоснованная. Здесь автору данной статьи уместно добавить, что чрезвычайно высокая селеопасность в долине р. М. Алматинка связана не столько с прорывами ледниковых озер и ливнями, сколько с селевым очагом (в виде эрозионно-селевого вреза), образовавшемся на субстрате **деляписивных гравитационных отложений**, которые отличаются высокой степенью глинистости (см. таб. 1). И такое заключение не безосновательное. На территории Кыргызстана были случаи прорыва ледниковых озер гораздо больших объемов, например, озера Чоктал в 1978 году (бас. р. Чоктал, хр. Кунгей Ала-Тоо): из 1 мил. 200 тыс. м³ изначального его объема при прорыве озера из него вырвалось 400 тыс. м³ воды. Однако сформировавшийся при этом грязекаменный сель прошел транзитный путь не более 4-5 км, не достигнув пос. Чоктал на побережье оз. Иссык-Куль. Причина столь незначительного транзитного пути этого селя в том, что он сформировался в селевом очаге на субстрате *плейстоценовой морены*. С позиции селеопасности, большого внимания заслуживает и долина р. Б. Алматинка (рис. 12).

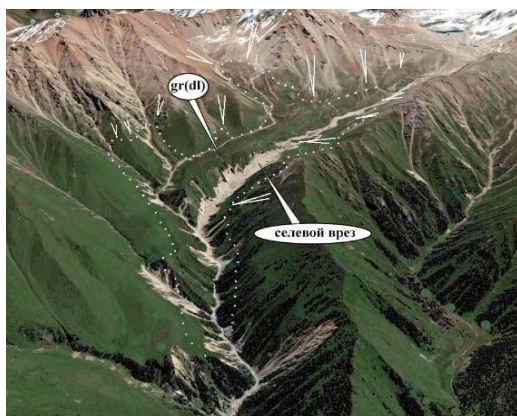


Рис. 12. Селеопасная долина р. Б. Алматинка (хр. Заилийский Ала-Тау, Казахстан). Селевой врез – на субстрате псевдоморен в виде деляпсивных гравитационных отложений (на рисунке они оконтурены крапом). Стрелками показаны направление и область оползания полигенетических склоновых отложений, образовавших эти псевдо-морены

В этой долине, равно как и в долине р. М. Алматинка, имеется большой (большой, чем в долине р. М. Алматинка) селевой очаг в виде эрозионно-селевого вреза, образовавшегося на субстрате деляпсивных гравитационных отложений. В верховьях долины имеются несколько прорывоопасных ледниковых озер (рис. 13).



Рис. 13. Ледниковые озера в долине р. Б. Алматинка

Наибольшее из этих озер, по визуальной оценке автора статьи, содержит объем воды приблизительно 500 тыс. м³. Грязекаменные селевые отложения исторических селей, сформировавшихся в этом селевом очаге, широко развиты как в нижней части долины р. Б. Алматинка, так и ниже ее

горного устья, вплоть до западной окраины г. Алматы. В случае прорыва ледниковых озер или обильных ливней в этом очаге непременно зародятся мощные грязекаменные селевые потоки, последствия которых могут быть очень серьезными.

Особого внимания заслуживает рассмотрение селеопасности горных долин, в которых имеются озера завального типа, образованные за счет обвалов горных пород. Таких озер в Тянь-Шане и на Памире огромное количество, и их объемы в большинстве случаев в разы превышают объемы ледниковых озер. На рис. 14 показано бывшее завальное озеро Яшилькуль (вернее, то, что осталось там после его прорыва в 1966 году).

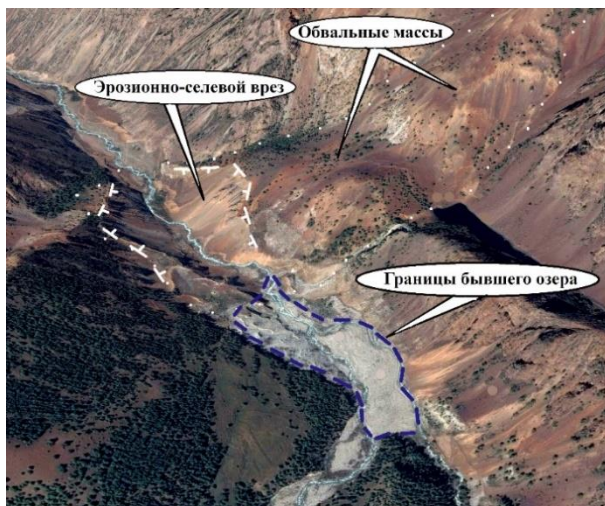


Рис. 14. Долина р. Тегермач (бас. р. Исфайрам-Сай, хр. Кичик-Алайский, Кыргызстан). Чаша бывшего завального оз. Яшилькуль (объемом воды 2,6 м³), прорвавшегося в 1966 г.

В связи с низкой степенью глинистости отложений обвальных масс (что характерно для обвалов, см. табл.1) при прорыве этого озера зародился грязекаменный сель низкой плотности, который, пройдя путь менее 10 км от места прорыва озера, трансформировался в наносоводный сель. Этот уже истощенный по плотности селевой поток прошел в виде паводка путь около 80 км, дойдя до г. Фергана. Ущерб народному хозяйству оказался незначительным.

В прогностическом аспекте важно рассмотреть считающиеся прорывоопасными завальные озера Коль-Тор (в Тянь-Шане, Кыргызстан), Коль-Сай (в Тянь-Шане, Казахстан) и Сарез (на Центральном Памире, Таджикистан). На рис. 15 приведено озеро Коль-Тор.



Рис. 15. Озеро Коль-Тор, образовавшееся за счет подпруживания р. Коль-Тор обвалом (бас. р. Кегети, хр. Киргизский). Стрелками показаны направление и область срыва обвальных масс.

В связи с большим объемом воды ($2,3\text{м}^3$) и прогрессирующей пятящейся эрозией на его плотине (ниже озера на перегибе рельефа развивается эрозионный врез за счет перелива воды в периоды критического наполнения озера; этот врез показан на снимке) это озеро рассматривается как объект чрезвычайно высокой степени селевой опасности для многочисленных нижерасположенных населенных пунктов. Настораживает именно вышеуказанный эрозионный врез, что свидетельствует о способности грунтов, слагающих плотину озера, к эрозионно-сдвиговым процессам. Однако, факт того, что плотина озера сложена обвальными отложениями с очень низкой степенью глинистости (по статистике – 0,022), следует ожидать, что при его вероятном прорыве (это непременно произойдет, вопрос только времени) зародится грязекаменный селевой поток низкой плотности. Этот поток быстро трансформируется в наносоводный сель в виде паводка, и произойдет это по сценарию прорыва оз. Яшилкуль. Селевая опасность этого озера меньше таковой, которая могла бы быть в случае, если бы его плотина была сложена деляпсивными гравитационными отложениями или же оползневыми массами из заглинизированных полускальных и нескальных мезо-кайнозойских пород. В данном случае в связи с переливом воды из озера возможен эрозионно-сдвиговой процесс разрушения его плотины, далее - эрозионно-транспортный процесс с формированием наносоводного селевого потока, равно как и при прорыве озера Яшилкуль. Грунтовые

массы в виде грязекаменных селевых отложений низкой плотности разгрузятся до выхода из горного устья р. Кольтор, до слияния с р. Кегеты, пройдя транзитный путь около 9 км. Далее, уже по долине р. Кегеты и за ее пределами на конусе выноса этой реки, пройдет наносоводный сел.

В таком ключе можно рассмотреть и другие многочисленные завальные озера на территории Кыргызстана, в том числе и очень большие: Кара-Суу и Сарычелек (бас. р. Нарын, Ферганский хребет), Бешташ (бас. р. Талас, Таласский хребет) и многие другие. Однако лимитированный объем статьи не позволяет сделать это.

На рис. 16 а,б приведено нижнее завального типа озеро Кольсай, расположенное в одноименной долине Заилийского Ала-Тау.

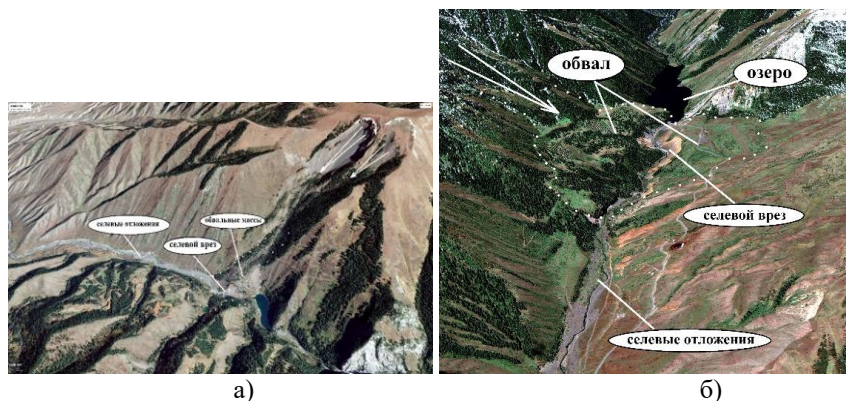


Рис. 16. Озеро Коль-Сай нижнее (долина р. Коль-Сай, Заилийский Ала-Тау)

Это озеро уже прорывалось, о чем свидетельствуют эрозивно-селевой врез на его плотине и относительно свежие селевые отложения в тальвеге долины реки ниже плотины озера. Дальность прохождения грязекаменного селевого потока приблизительно 4 км. Это в очередной раз подтверждает незначительные транзитные возможности грязекаменных селей, образующихся при прорывах озер, плотины которых сложены обвальными массами. В данном случае селевую опасность в долине расположения этого озера в случае повторного его прорыва следует оценивать исходя из степени их глинистости отложений обвальных масс и характеристик уже имевшего там место селевого потока.

На рис 17 приведено Сарезское озеро в долине р. Мургаб (Центральный Памир, Таджикистан). В связи с колоссальным объемом содержащейся в нем воды (17 км³, наибольшая глубина – 500 м) и большой абсолютной высотой места его нахождения (3255 м) это озеро считается потенциально опасным для целого региона Центральной Азии, включая государства Таджикистан, Афганистан, Узбекистан, Казахстан и Туркменистан.



Рис. 17. Озеро Сарезское. Стрелкой показаны направление и область срыва обвальных масс Усойского обвала, в связи с чем образовалось это озеро

При решении вопроса прорывоопасности этого озера и какого типа селевого потока может при этом сформироваться, следует исходить из того, что это озеро завального типа, и его водоудерживающая плотина сложена обвальными массами. Важно и то, что вся вода реки Мургаб (она средняя по размерам на Памире) выклинивается из плотины озера за счет фильтрации воды в отложениях, слагающих плотину этого озера. Косвенно это свидетельствует о том, что в мелкоземистом заполнителе этих обвальных масс мало глинистых фракций. Поэтому эрозионно-сдвиговой процесс там маловероятен, что означает – плотина не разрушится за счет этого процесса или же пятающейся эрозии. Следует ожидать, что плотина этого озера не разрушится и при мощном землетрясении. В случае землетрясения обломочный материал в теле плотины переуплотнится, могут измениться и пути фильтрации воды. Не исключено, что при этом поднимется уровень воды в озере, вплоть до верхнего бьефа. Даже в этом случае не следует ожидать размыва плотины озера и последующего прорывного селя. Однако там возможен иной сценарий разрушения плотины озера: при быстротечном переливе огромных масс воды через его плотину в случае оползня или обвала, которые могут обрушиться в озеро с правого его борта и тем самым

создать огромную разрушительную волну воды. Такая версия в настоящее время является приоритетной. При этом следует ожидать не грязекаменного селя, а только наносоводного, подобного тому, который был в долине р. Тегермач при прорыве озера Яшилькуль. Насколько мощным может быть выброс воды из озера и последующий за ним сель, будет зависеть от размеров оползня или обвала, которые могут сорваться в озеро.

Для оценки потенциальной селевой опасности и построения надежного пространственного прогноза селевой опасности в горных районах нужно учитывать степень глинистости потенциально селеформирующих отложений. Именно она – основа сдвигового и эрозионно-сдвигового процессов при формировании грязекаменных селей, как наиболее мощных и разрушительных селевых потоков. Для оценки степени глинистости основных генетических типов четвертичных отложений – как субстратов зарождения грязекаменных селей – необходимо применять полученные автором количественные генетические (в более широком плане - фациально-литологические) показатели (см. табл. 1). Кроме того, необходимо преодолеть сложившиеся у исследователей стереотипы представлений о моренах и морфологически подобных им морфо-литологических образованиях иного генезиса, а именно, иметь в виду следующее установленное автором статьи (тезис): *«На примере Тянь-Шаня, Памира, Кавказа, Гималаев и Анд на основе выше приведенных количественных геохимических и гранулометрических фациально-литологических показателей им было установлено, что все морфо-литологические образования горных районов, традиционно принимаемые за ранне- и среднеплейстоценовые морены, а также значительная часть таких образований, принимаемых за позднеплейстоценовые морены, на самом деле являются позднеплейстоцен-голоценовыми псевдоморенами, истинный генезис которых гравитационный и представлены они деляпсивными гравитационными отложениями в виде специфических пространственно развитых оползней».*

В качестве примера картографирования четвертичных отложений для целей пространственного прогнозирования селевой опасности в горных районах на основе вышеуказанных фациально-литологических показателей приводится рис. 18а. Для сравнения на рис. 18б приведен вариант картографирования этих же отложений при традиционном подходе [3].

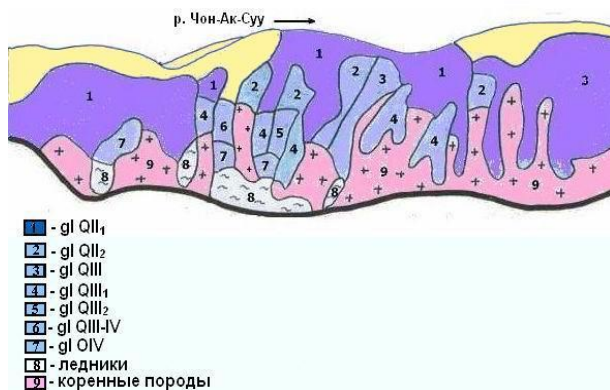
В зависимости от того, к какому генетическому типу отнести показанные на этих картах четвертичные отложения, будет совершенно **по-разному сделана оценка селевой опасности района картографирования**. В подтверждение правильности первого варианта картографирования этого участка приводится рис. 20, на котором показан селевой врез Кызылджар.

**Карта четвертичных отложений правого борта долины
р. Чон-Ак-Суу (хр. Кунгей-Ала-Тоо, Сев. Тянь-Шань)**
(составленная на основе количественных
фациально-литологических показателей)



)

**Карта четвертичных отложений правого борта
долины р. Чон-Ак-Суу (хр. Кунгей-Ала-Тоо, Сев. Тянь-Шань)**
(составленная традиционным путем)



б)

Рис. 18. Карта четвертичных отложений правого борта долины р. Чон-Аксуу (хр. Кунгей Ала-Тоо, Сев. Тянь-Шань), составленная на основе количественных фациально-литологических показателей (а) и традиционным путем (б) Для наглядности на рис. 19 приведено фото фрагмента участка картирования



Рис. 19. Правый борт долины р. Чон-Аксуу. Генетическими символами обозначены закартографированные отложения на основе количественных генетических показателей

ч

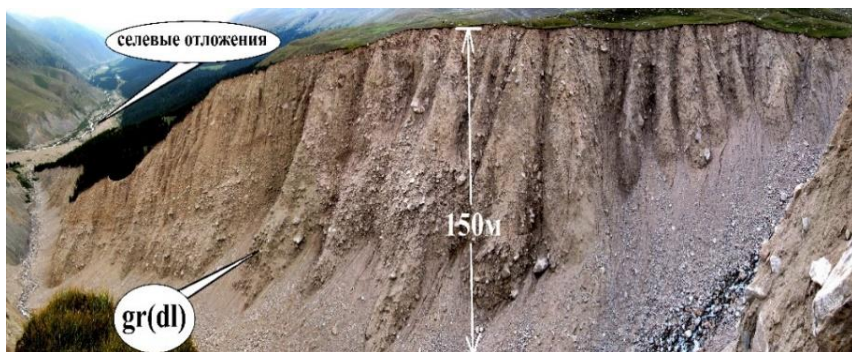


Рис. 20. Правый борт селевого вреза Кызылджар. На рис. 19 он обозначен как «эрозионный врез глубиной до 150 м»

Этот селевой врез (он же – селевой очаг грязекаменных селей) является самым большим на территории Кыргызстана. Селевая деятельность этого вреза как селевого очага грязекаменных селей связана с ливнями и весенним снеготаянием. Тем не менее, несмотря на то, что там отсутствуют источники воды прорывного характера, этот врез развился до таких колоссальных размеров. Безусловно, такое было бы невозможным на субстратах морен, что показывает и практика.

Выводы

1. При пространственном прогнозировании селевой опасности в горных районах нужно учитывать не только имеющиеся там источники

водной составляющей возможных селей, но и способности потенциально селеформирующих отложений к зарождению грязекаменных селевых потоков.

2. Оценку подверженности четвертичных отложений как основных литологических субстратов грязекаменного селезарождения следует делать исходя из степени их глинистости.

3. Степень глинистости селеформирующих отложений зависит от генетического типа и фациально-литологических особенностей исходных для них четвертичных отложений.

4. При картографировании четвертичных отложений с целью пространственного прогнозирования селевой опасности необходимо применять разработанные автором количественные генетические и фациально-литологические показатели.

5. Наибольшая подверженность грязекаменному селезарождению у пространственно развитых деляписивных гравитационных отложений в виде псевдоморен и у исходных для них полигенетических склоновых отложений. Наименьшая – у обвальных отложений. Промежуточные звенья занимают плейстоценовые и голоценовые морены.

Литература

1. Гагошидзе. М.С. Селевые явления и борьба с ними. – Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1970. – 385 с.
2. Гавришина Л.Н. О природе пластичности селевой смеси и пределах ее существования.
- М. Гидрометеоиздат. – Селевые потоки, 1984, сб.8. С. 42-52.
3. Карта четвертичных отложений Киргизской ССР м-ба 1:100 000, составлена: Н.В. Макаровым и др., Мин Гео СССР, Упр. Геологии Кирг. ССР, МГУ, 1969.
4. Хонин Р.В. О некоторых особенностях развития селевых процессов в очагах разных типов. М. Гидрометеоиздат. – Селевые потоки, 1984, сб.8. С. 17-29.
5. Шатравин В.И. Фациально-литологическая типизация основных генетических генераций четвертичных отложений высокогорных зон // Геология кайнозоя и сейсмоструктура Тянь-Шаня. - Бишкек, 1994. С. 3-15.
6. Шатравин В.И. Основные закономерности гляциального и гравитационного типов литогенеза горных районов // Геология кайнозоя и сейсмоструктура Тянь-Шаня. – Бишкек, 1994. С. 15-26.
7. Шатравин В.И., Сатылканов Р.А., Эрменбаев Б. О. Пространственное прогнозирование селевой опасности по фациально-литологическим показателям селеформирующих отложений. // Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана. №4 2019. С. 190-195.

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 550.348

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОГО УЩЕРБА ОТ СЦЕНАРНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА ТАШКЕНТА

**Абдуллабеков К.Н., Рафиков В.А., Джураев А.,
Рафикова Н.А., Шукуров З.Ф., Кузиев Ф.Н.**

*Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз,
г.Ташкент, 100128, ул.Зулфияхоним, д.3,
Факс: +99871 241-74-98,
E-mail: seismologiya@mail.ru*

Аннотация. С учетом происшедших сильных землетрясений на территории г.Ташкента выбрана карта изосейст сценарного землетрясения с эпицентром в центральной части города и параметрами: $M=6,0$; $H=10$ км; $I=96$. Сейсмическая интенсивность сценарного землетрясения на территории города изменялась от 7 до 9 баллов по шкале MSK-64. По функции уязвимости для различных типов домов с учетом интенсивности воздействия оценена повреждаемость строений, расположенных на площади 11 районов города и вычислен материальный ущерб в узбекских суммах по кадастровой цене. Суммированием ущербов по районам города вычислен общий прямой материальный ущерб от повреждения индивидуальных домов при сценарном землетрясении по городу Ташкенту.

Ключевые слова: *Сейсмическая опасность, сейсмическая уязвимость зданий, сейсмическое воздействие, сценарное землетрясение, ущерб от разрушения зданий.*

Введение

Как известно, землетрясения являются одним из самых опасных стихийных явлений природы. Ущерб от них приравнивается к суммарному ущербу от всех других природных катастроф. Угрозы от землетрясений во времени растут в связи с ростом населения и урбанизации территорий. Поэтому люди, живущие на сейсмоопасных территориях, должны знать, как надо защищаться от сильных землетрясений. Задачей сейсмологов, специалистов по сейсмостойкому строительству и служб защиты при чрезвычайных ситуациях является изучить сейсмическую опасность территории, оценить риски и предложить перечень первоочередных мероприятий по снижению сейсмического риска и повышению готовности к ликвидации последствий разрушительных землетрясений [1].

Более 70% населения Узбекистана проживают в сейсмически опасных зонах с интенсивностью сотрясений от 7 до 9 баллов. Жители нашей республики, в общем, и Ташкента в частности много раз испытали на себе поземные точки, как местных, так и удаленных сильных землетрясений. Поэтому проблема защиты населения и территорий от сейсмической опасности является одним из приоритетных направлений стратегии гражданской защиты Республики Узбекистан.

При всех разрушительных землетрясениях региона Центральной Азии жертвами сейсмических катастроф становятся в основном жители в городах и сельских районах, обитающие в домах, построенных самовольно без необходимых антисейсмических мероприятий.

Так, при Андижанском землетрясении 1902 г. интенсивностью в 9 баллов в г.Андижане и в окрестных кишлаках погибло 4.5 тыс. человек. При Ашхабадском землетрясении 1948 года погибло около 100 тыс. населения Туркмении. После каждого сильного и разрушительного землетрясения населением осознаётся высокая сейсмическая уязвимость застройки из местного строительного материала. Это, в основном, дома со стенами из гуваялка, сырцового кирпича, пахсы, жжёного кирпича на глинистом растворе и других типов домов. Первое время после разрушительного землетрясения при строительстве индивидуальных домов чаще используют дерево, но затем постепенно население начинает забывать о постигшей беде и начинают опять строить дома из глинобитного строительного материала.

Анализ макросейсмических материалов Чаткальского 1946 г., Ташкентского 1966 г., Газлийских 1976-1984 гг., Таваксайского 1977 г., Уйгурсайского 1984 г., Кайраккумского 1985 г., Гиссарского 1989 г. и многих других сильных и разрушительных землетрясений, а также опубликованные данные по другим регионам и континентам Земли показывают, что степень повреждения строительных объектов зависит от инженерно-геологических, гидрогеологических, геоморфологических и других условий местности.

Выбор сценарного землетрясения для г.Ташкента. Анализ долгосрочной сейсмической опасности для Ташкента показывает, что на территории Ташкента в будущем ожидается возникновение землетрясений с интенсивностью до 8 баллов в средних грунтовых условиях, которые могут быть следствием возникновения землетрясений в тектонических структурах в Приташкенском районе. Именно здесь проявились сильные землетрясения: Пскемский 1937 г., Бричмуллинский 1959 г., Ташкентский 1966 г., Таваксайский 1977 г., Назарбекский 1980 г. [2].

Учитывая сейсмическую обстановку района г.Ташкента сценарное землетрясение для Ташкента выбрали с $M=6$; $H=10$ км. и $I=9$ баллов с эпицентром в центральной части города (рис. 1).

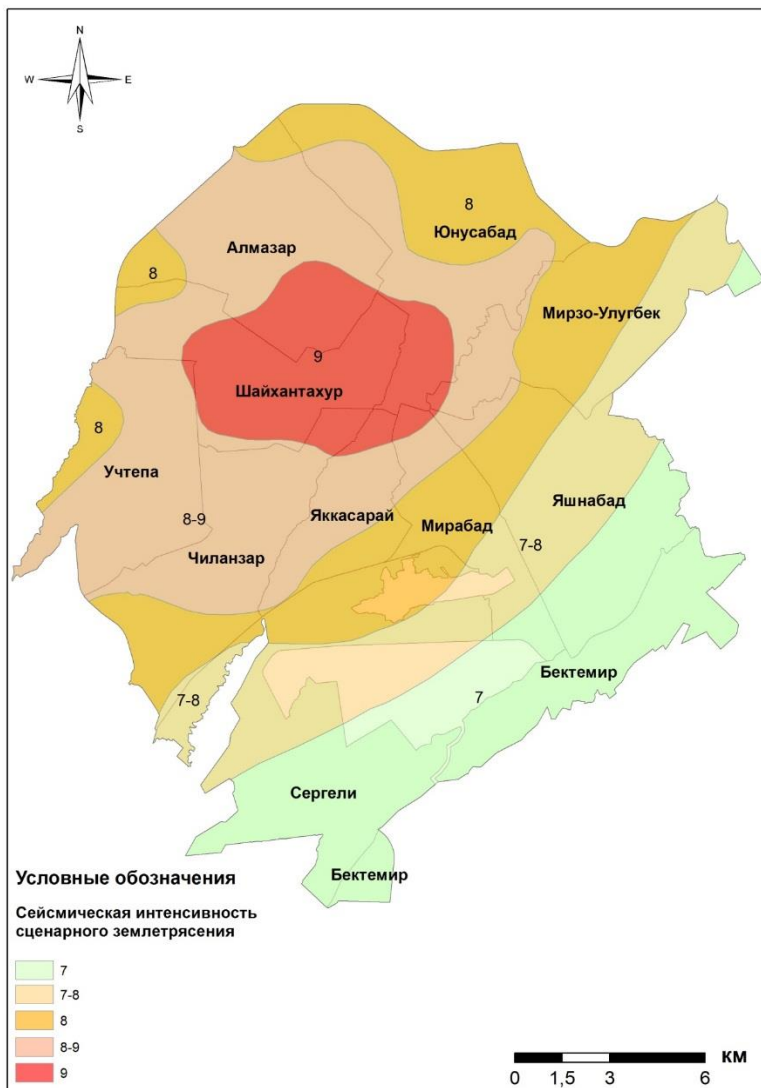


Рис. 1. Карта изосейст сценарного землетрясения на карте г.Ташкента.

Из рисунка 1. были выделены фрагменты всех 11 районов г.Ташкента с изолиниями сейсмической интенсивности. По этим картам районов были вычислены площади зон различной интенсивности, и они приводятся в таблице 1.

Таблица 1.

Распределение площадей сейсмической интенсивности от 7 до 9 баллов по районам города от сценарного землетрясения на территории г.Ташкента.

| № | Название районов г.Ташкента | Баллы землетрясения | Процентном соотношении, % |
|---|-----------------------------|---------------------|---------------------------|
| 1 | Алмазарский | 9 | 24 |
| | | 8,5 | 64 |
| | | 8 | 12 |
| 2 | Юнусабадский | 9 | 13 |
| | | 8,5 | 38 |
| | | 8 | 49 |
| 3 | Мирзо-Улугбекский | 9 | 1 |
| | | 8,5 | 14 |
| | | 8 | 49 |
| | | 7,5 | 33 |
| | | 7 | 3 |
| 4 | Шайхантахурский | 9 | 65 |
| | | 8 | 4 |
| | | 8,5 | 31 |
| 5 | Учтепинский | 9 | 1 |
| | | 8,5 | 85 |
| | | 8 | 14 |
| 6 | Чиланзарский | 9 | 7 |
| | | 8,5 | 62 |
| | | 8 | 28 |
| | | 7,5 | 3 |
| 7 | Яккасарайский | 9 | 9 |
| | | 8,5 | 65 |
| | | 8 | 26 |
| 8 | Яшнабадский | 9 | 1 |
| | | 8,5 | 4 |
| | | 8 | 17 |
| | | 7,5 | 41 |
| | | 7 | 37 |
| 9 | Мирабадский | 9 | 5 |
| | | 8,5 | 16 |

| | | | |
|----|--------------|-----|-----|
| | | 8 | 43 |
| | | 7,5 | 22 |
| | | 7 | 14 |
| 10 | Сергелийский | 8 | 16 |
| | | 7,5 | 39 |
| | | 7 | 45 |
| 11 | Бектемирский | 7 | 100 |

Оценка возможного ущерба от сценарного землетрясения выполнена с учетом сейсмической интенсивности сценарного землетрясения (Рис.2), типа индивидуальных домов, процента их повреждаемости по функции уязвимости [2] (Рис.3) и кадастровой стоимости строений.

Ниже, в качестве примера приводится оценка возможного ущерба от сценарного землетрясения на территории Мирзо-Улугбекского района Ташкента.

Оценка возможного ущерба от сценарного землетрясения на территории Мирзо-Улугбекского района. На карте изосейст сценарного землетрясения (рис. 1.) Мирзо-Улугбекский район располагается в 7; 7,5; 8; 9 балльных зонах. Девятибалльная зона сотрясений располагается в центральной части г.Ташкента, где отсутствуют индивидуальные дома, построенные со стенами из местного строительного материала. В таблице 2 приводятся данные об этажности домов в махаллях Мирзо Улугбекского района.

Таблица 2.

Количество индивидуальных домов и этажность по махаллям Мирзо-Улугбекского района.

| Название махаллии | Этажность | |
|-------------------|-----------|-----------|
| | 1-этажный | 2-этажный |
| Авайхон | 569 | 175 |
| Азамат | 9 | 1 |
| Ал-Бухорий | 54 | 14 |
| Алимкент | 2 | 2 |
| Алишер Навой | 178 | 99 |
| Алпомиш | 243 | 193 |
| Амир Темур | 104 | 13 |
| Асака | 412 | 117 |
| Асалобод | 11 | 19 |
| Ахиллик | 19 | |
| Ахмад Югнакий | 5 | 1 |

| | | |
|---------------------|-----|-----|
| Бахор | 287 | 135 |
| Бешкапа | 150 | 6 |
| Буз | 2 | 14 |
| Буюк ипак йули | 5 | 11 |
| Дархон | 401 | 134 |
| Камолот | 1 | 60 |
| Катга Кора-су | 1 | 5 |
| Катга Олтинтепа | 640 | 213 |
| Катга Ялангочота | | 1 |
| Лашкарбеги | 107 | 20 |
| Минглола | 81 | 71 |
| Мирзакалон Исмоилий | 23 | 2 |
| Мунаввар кори | 690 | 179 |
| Навнихол | 53 | 25 |
| Нодирабегим | 521 | 183 |
| Ок-кургон | 328 | 125 |
| Олий химмат | 953 | 288 |
| Олмачи | 727 | 354 |
| Олтинтепа | 776 | 237 |
| Подшобог | 844 | 701 |
| Сайрам | 392 | 182 |
| Тракторсозлар | 58 | 33 |
| Турон | 10 | 3 |
| Улугбек | 263 | 170 |
| Феруза | 12 | 6 |
| Хамид Олимжон | 106 | 15 |
| Хумоюн | 26 | 85 |
| Шалола | 279 | 115 |
| Шахриобод | 13 | 32 |
| Шахрисабз | | 1 |
| Шукур Бурхонов | 332 | 191 |
| Шуртепа | 353 | 165 |
| Юзработ | 12 | 3 |
| Ялангоч | 383 | 92 |
| Янги Авайхон | 35 | 15 |

Наиболее распространенные типы домов в Мирзо-Улугбекском районе
- дома со стенами из сырцового и жженного кирпича (Табл. 3.).

Таблица 3.

Типы индивидуальных домов Мирзо-Улугбекского района по махаллям.

| Название махаллии | Строительные материалы | | | | | |
|---------------------|------------------------|----------------|-------|---------------|-----------------|-----------|
| | Одинарный каркас | Двойной каркас | Пахса | Жженый кирпич | Сырцевой кирпич | Шлакоблок |
| Авайхон | 6 | 4 | 24 | 468 | 313 | 16 |
| Азамат | | | 2 | 4 | 4 | |
| Ал-Бухорий | | 1 | 7 | 40 | 14 | 6 |
| Алишер Навой | | 4 | 5 | 177 | 94 | 3 |
| Алпомиш | | 1 | 7 | 348 | 160 | 2 |
| Амир Темур | | 1 | 22 | 36 | 51 | 7 |
| Асака | 1 | 4 | 1 | 241 | 290 | 4 |
| Асалобод | | | 1 | 23 | 4 | 2 |
| Ахиллик | | | 3 | 6 | 10 | |
| Ахмад Югнакий | | | | 3 | 1 | 2 |
| Бахор | 2 | 1 | 20 | 215 | 196 | |
| Бешкапа | 2 | 1 | 22 | 129 | 193 | 4 |
| Буз | | | | 15 | 1 | |
| Буюк ипак йули | | | | 11 | 5 | |
| Дархон | 2 | 1 | 4 | 216 | 321 | 3 |
| Камолот | | | | 59 | 2 | |
| Катта Корасу | | | | 6 | | 1 |
| Катта Олтинтепа | 6 | 1 | 16 | 399 | 461 | 6 |
| Катта Ялангочота | | | | 1 | | |
| Лашкарбеги | | | | 41 | 87 | |
| Минглола | | | 1 | 137 | 7 | 66 |
| Мирзакалон Исмоилий | | | | 18 | 7 | |

| | | | | | | |
|-------------------|---|---|----|-----|------|----|
| Мунаввар кори | 5 | 2 | 42 | 381 | 435 | 7 |
| Навнихол | 1 | | | 35 | 43 | |
| Нодира- бегим | | | 6 | 297 | 221 | |
| Ок-кургон | 1 | 2 | 4 | 180 | 267 | 3 |
| Олий химмат | 2 | 3 | 6 | 638 | 670 | 8 |
| Олмачи | 3 | 4 | 10 | 553 | 529 | 8 |
| Олтинтепа | 4 | 2 | 13 | 424 | 597 | 10 |
| Подшобог | 3 | 4 | 10 | 982 | 1544 | 5 |
| Сайрам | 7 | 1 | 1 | 397 | 197 | 7 |
| Тракторсо злар | | | 7 | 108 | 12 | 9 |
| Турон | | | | 5 | 8 | |
| Улугбек | 5 | | 14 | 237 | 176 | 1 |
| Феруза | | | | 10 | 8 | |
| Хамид Олимжон | 2 | 2 | 1 | 35 | 81 | 1 |
| Хумоюн | | | | 127 | 4 | 1 |
| Шалола | | 2 | 21 | 191 | 186 | 2 |
| Шахри- обод | | | | 46 | | |
| Шахри- сабз | | | | 1 | | |
| Шукур Бурхонов | 1 | 4 | 6 | 321 | 205 | 2 |
| Шуртепа | 1 | 1 | 19 | 304 | 232 | 2 |
| Юзробод | | | | 10 | 6 | |
| Ялангоч | 2 | 1 | 13 | 215 | 250 | 3 |
| Янги Авайхон | | | 1 | 40 | 12 | 1 |

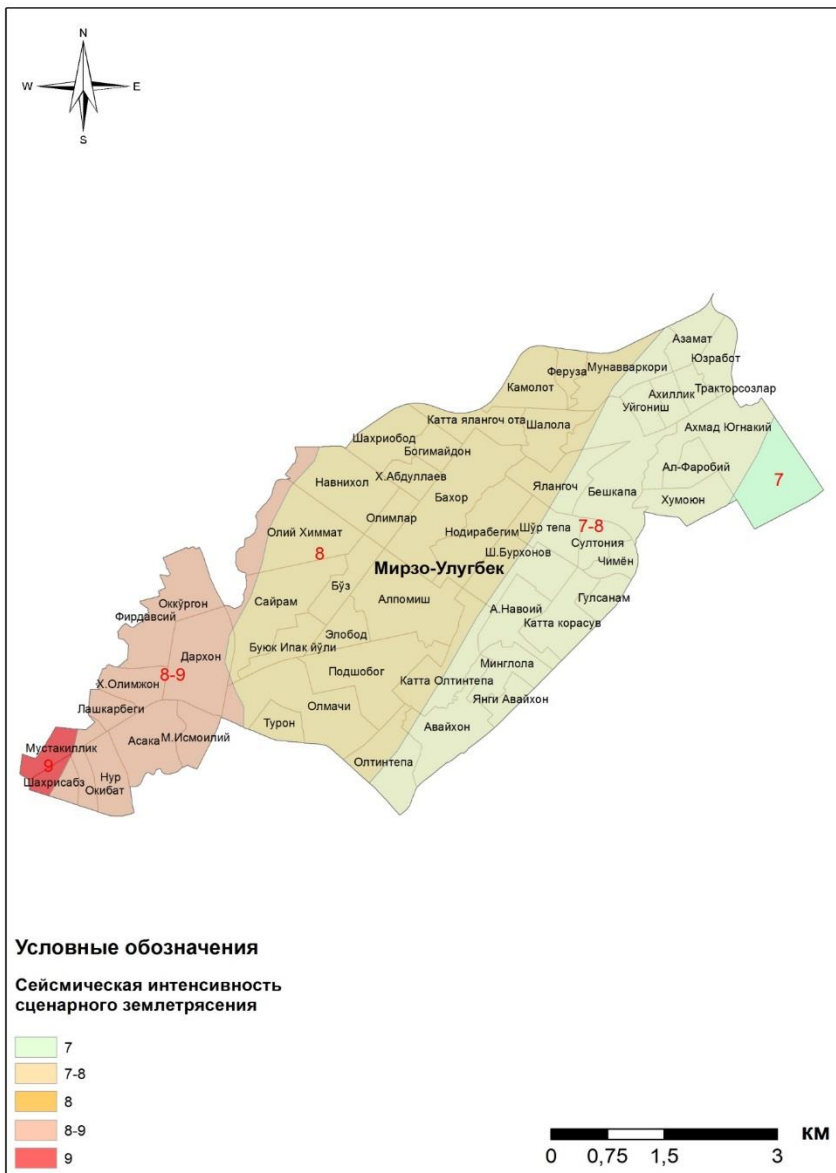


Рис. 2. Фрагмент карты сценарного землетрясения в баллах сейсмической шкалы MSK-64 на территории Мирзо-Улугбекского района, построения на основе ГИС технологий.

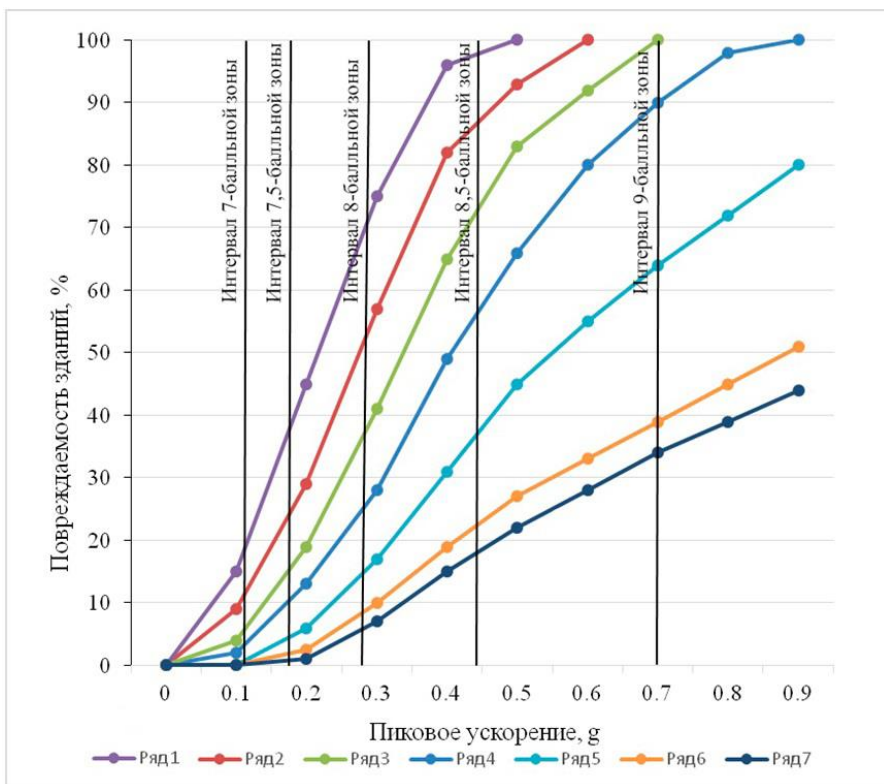


Рис. 3. Функция уязвимости для различных типов зданий (по В.А.Исмаилову, 2017 г.) [3]

1 - из гвуаляка; 2 - из кирпича-сырца; 3 - из пахсы; 4 - из жженого кирпича; 5 - из жженого кирпича и каркасно-панельной конструкции (до 3-х этажей); 6 - из жженого кирпича комплексной конструкции и 7 - из крупнопанельной конструкции.

Из вышеприведенных функций уязвимости для различных типов зданий производился оценка ущерба в процентах в каждой зоне сотрясений с интенсивностью 7, 7,5, 8, 8,5 баллах. При этом в каждой зоне балльности оценка ущерба производился по кадастровой цене типов домов по махаллям и был вычислен общий материальный ущерб по стоимости. В таблице 4 приводится типы строительных материалов зданий, общая кадастровая стоимость, вычисленный общий ущерб в процентном соотношении по Мирзо-Улугбекскому району при сценарном землетрясении.

Таблица 4.

Оценка ущерба от разрушения индивидуальных домов Мирзо-Улугбекского района при воздействии сценарного землетрясения.

| Мирзо-Улугбекский район | Общая кадастровая стоимость всех индивидуальных зданий (сум) | Ущерб (от общей кадастровой стоим. всех зданий), сум | Ущерб в процентах от общего кадастр. стоимости (%) |
|--|--|--|--|
| 7 балльной зона | 88605425153 | 3033288001 | 3,42 |
| 7,5 балльной зона | 555577621222 | 69502990599 | 12,51 |
| 8 балльной зона | 2284143172802 | 670649357317 | 29,36 |
| 8,5 балльной зона | 333515184041 | 212812406232 | 63,81 |
| Общий ущерб по Мирзо-Улугбекскому району: | | 955 998 042 149 | |

Оценка общего ущерба по районам и г.Ташкенту. В таблице 5 приводится общий прямой ущерб от повреждения индивидуальных домов при сценарном землетрясении по районам г.Ташкента. Суммированием общих ущербов по районам города вычислен общий ущерб от повреждения индивидуальных домов по Ташкенту.

Таблица 5.

Общий ущерб от повреждения индивидуальных домов при сценарном землетрясении по районам города и г.Ташкенту.

| Районы г.Ташкента | Ущерб в суммах |
|-------------------|-------------------|
| Алмазарский | 1 401 480 335 383 |
| Юнусабадский | 3 098 533 434 325 |
| Мирзо-Улугбекский | 955 998 042 149 |
| Шайхантахурский | 2 498 849 748 043 |
| Учтепинский | 1 718 602 443 795 |
| Чиланзарский | 896 605 799 322 |
| Яккасарайский | 1 065 682 227 598 |
| Яшнабадский | 263 400 637 857 |

| | |
|-----------------------------|---------------------------|
| Мирабадский | 309 767 961 652 |
| Сергелийский | 137 911 610 347 |
| Бектемирский | 32 707 182 890 |
| Ущерб по г.Ташкенту: | 12 379 539 423 361 |

В завершении вычислений получили, что общий прямой ущерб от повреждения индивидуальных домов построенных со стенами из местного строительного материала при сценарном землетрясении по г.Ташкенту составил 12 379 539 423 361 сумов.

Заключение

Анализ материалов оценки ущерба от сценарного землетрясения на территории Ташкента показал, что величина прямого ущерба зависит в основном от двух факторов:

1. От уязвимости индивидуальных домов, построенных из местного строительного материала, чем больше количество строений с низкой уязвимостью, тем больше прямой ущерб;

2. От сейсмической опасности участка расположения исследуемых индивидуальных домов, т.е интенсивности сейсмического воздействия сценарного землетрясения. Чем выше сейсмическая интенсивность участка расположения индивидуальных домов, тем выше их степень повреждения и больше прямой ущерб от воздействия сценарного землетрясения.

Литература

1. Абакаров А.Д., Курбанов И.Б. К оценке сейсмического риска территорий. Вестник Дагестанского государственного университета. Техн. науки. №1 (№32). 2014. –С. 68-77.
2. Исмаилов В.А. Инженерно-сейсмологические основы оценки сейсмического риска на территории городов// Геология и минеральные ресурсы. - Ташкент, 2017. - № 4. - С. 38-41.
3. Исмаилов В.А. Научный отчет по теме: «Технология оценки и районирования сейсмического риска». Ташкент.2017. с.158.

ВЛИЯНИЕ ОРИЕНТАЦИИ ЗДАНИЙ НА ИХ УЯЗВИМОСТЬ ПРИ РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Джураев А.

*Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз,
г.Ташкент, 100128, ул.Зулфияхоним, д.3,
Факс: +99871 241-74-98,
E-mail: seismologiya@mail.ru*

Аннотация. Целью исследований является уточнение характера и тяжести разрушений при сильных землетрясениях в зависимости от ориентации продольной и поперечной стены в направлении прихода сейсмических воздействий. Анализ материалов выполнен по материалам детального обследования кирпичных зданий в г.Газли при Газлийских землетрясениях 8 апреля и 17 мая 1976 года. В заключении сделан вывод о том, что здания, расположенные продольной стеной в сторону прихода сейсмических воздействий, имеют более низкую степень повреждения чем направленные поперечной стеной.

Ключевые слова: *сейсмическая опасность, сейсмическая уязвимость зданий, сейсмическое воздействие, степень повреждения зданий, сейсмическая интенсивность.*

Введение

Жители Узбекистана в общем и Ташкента в частности много раз испытывали на себе поземные точки как местных, так и удаленных сильных и разрушительных землетрясений. Более 70% населения Узбекистана проживают в сейсмически опасных зонах с интенсивностью сотрясений от 7 до 9-10 баллов. Поэтому проблема защиты населения и территорий от сейсмической опасности является одним из приоритетных направлений стратегии Гражданской защиты Республики Узбекистан.

На современном этапе развития наука пока не может предсказывать землетрясения, но разработаны методы уменьшения последствий сильных землетрясений. В этом направлении учеными разработан широкий комплекс мер по снижению их негативных последствий. Антисейсмические мероприятия многогранны по форме и содержанию. Первичным звеном этих мероприятий являются оценка и районирование сейсмической опасности и сейсмостойкое строительство. Важнейшими ее звеньями являются: прогноз сейсмической опасности, оценка и районирование сейсмического риска.

Как известно, основными компонентами сейсмического риска является сейсмическая опасность и сейсмическая уязвимость застройки территории. Влиянием на эти две компоненты можно управлять сейсмическим риском.

В статье рассматривается один из целого ряда факторов сейсмической уязвимости зданий – ориентация (продольной или поперечной оси) зданий в направлении сейсмических воздействий.

Исследователи Верненского 1887 г. и Кебинского 1911 г. землетрясений отмечали, что на территории г.Верного (Алматы) в результате землетрясения здания, ориентированные продольными стенами в сторону эпицентра землетрясений, разрушились относительно меньше, чем ориентированные продольной оси перпендикулярно к направлению прихода сейсмических ударов.

Первые попытки учесть влияние ориентации зданий на их сейсмостойкость были сделаны в Казахстане еще в 30-е годы XX века, когда планировались так называемые кварталы «косых домов в Алма-Ате». С целью уменьшения разрушительных последствий дома располагались продольной осью с юга-запада на северо-восток, т.е. по направлению предполагаемого сейсмического удара [1].

При Ташкентском землетрясении 26 апреля 1966 г. на территории Академгородка сейсмический эффект из-за неблагоприятных локальных грунтовых условий был повышенным и оценена в 7-8 баллов [2]. На этой территории по улице Эргаша Отахонова построены четырёхэтажные кирпичные дома № 46; 48; 50 и 52. Расположены они под углом 30° к улице и направлены продольной осью к эпицентральной зоне Ташкентского землетрясения 1966 г. Здесь, также имеются кирпичные четырёхэтажные дома на углу ул. Мирзо-Улугбека и Файзуллы Ходжаева и др. Цель от строительства этих домов одна – уменьшить сейсмическое воздействия от землетрясений, идущих со стороны эпицентра Ташкентского землетрясения 1966 г.

При проведении макросейсмического обследования последствий Газлийских землетрясений 1976-1984гг. нами были детально изучены сейсмические воздействия на здания и сооружения на территории г. Газли.

Во время землетрясения 17 мая 1976 г. автор настоящей статьи, тогда еще младший научный сотрудник Института сейсмологии АН РУз находился в Газли, изучал последствия землетрясения 08.04.1976 г. и стал очевидцем самого сильного землетрясения в сейсмологической истории Узбекистана. Мы знаем, что на этой территории были более сильные землетрясения, чем Газлийские 1976-1984гг., но о них не имеем достоверных сведений.

Наблюдения очевидца землетрясения 17 мая 1976 г. м.н.с. института сейсмологии АН РУз А. Джураева в пос. Газли: «Я спокойно проходил зеленую зону между зданиями (ГНПУ) Газлийское нефтегазо-промышленное управление и геологического управления (ЦНИЛ). Ощувив слабые сотрясения земли, я понял, что происходит землетрясение. Мне думалось, что это повторный толчок предыдущего землетрясения (08.04.1976г.) и оно быстро закончится. Начал считать секунды. Плавные волнообразные колебания

постепенно усиливались. После десятой секунды появился низкий, слабый подземный гул. Стало трудно стоять и я расставил и слегка согнул ноги в коленях, чтобы ослабит удары с низу. Колебания земли и подземный гул постепенно усиливались. На двадцатой секунде пришлось левой рукой ухватиться за сук дерева, так как стоять на ногах было уже невозможно. Между двадцатой и тридцатой секундами появились горизонтальные колебания, которые начали усиливаться. Слышался скрежет зданий, повысился общий шум. Особенно сильно тарахтел шифер на крышах зданий.

Максимальные колебания длились примерно от тридцатой до тридцать пятой секунды. В это время сотрясения в основном имели меридиональное направление. Раскачивалось, двухэтажное кирпичное здание (центральной научно-исследовательской лаборатории и геологического управления) за которым я наблюдал, находясь в 20 м от него. Северная и южная торцевые стены, которые отошли до 5 см при землетрясении 8 апреля, несколько раз ударились об основную часть, а затем с грохотом рухнули. Сразу же за этим, в общем шуме и грохоте от обрушившихся зданий, послышался грохот обрушения здания ГНПУ, и я увидел образовавшееся от него облако пыли.

Во время максимальных сотрясений грунта наблюдалось явное преобладание горизонтальных колебаний, имевших субмеридиональное направление. Затем колебания грунта стали ослабевать и вскоре прекратились. Ощутимые колебания продолжались около 50 секунд» [3].

Сразу-же после прекращения описываемого землетрясения, были начаты повторные фотографирование зданий, поврежденных предыдущим событием 08.04.1976г. и самые интересные моменты запечатлены 8-ми миллиметровой кинокамерой на кинопленку. Последствия этого события были хорошо изучены инструментально и детально обследованы.

По карте сейсмического районирования территории СССР [4], эта территория относилась к 5-балльной асейсмичной зоне, поэтому здания в 1960-1970 годы строились без антисейсмических мероприятий.

Параметры землетрясений:

08.04.1976г. $M=7,0$; $H=30$ км; $I=8-9$ б.

07.05.1976г. $M=7,3$; $H=25$ км; $I=9-10$ б.

Эпицентры землетрясений располагались в 30 км. севернее г.Газли. Сейсмическая интенсивность землетрясений в г.Газли 08.04. и 17.05.1976году составили соответственно 8 и 9 баллов [2].

Для изучения влияния ориентации продольной и поперечных стен на характер разрушения кирпичных зданий г.Газли ознакомимся с материалами обследования зданий как после разрушительных воздействий землетрясения 08.04.1976г., так и последовавшего за ним через 39 дней, т.е. 17.05.1976г. На рисунке 1 приводится фрагмент из плана расположения зданий г.Газли в 1976 году.

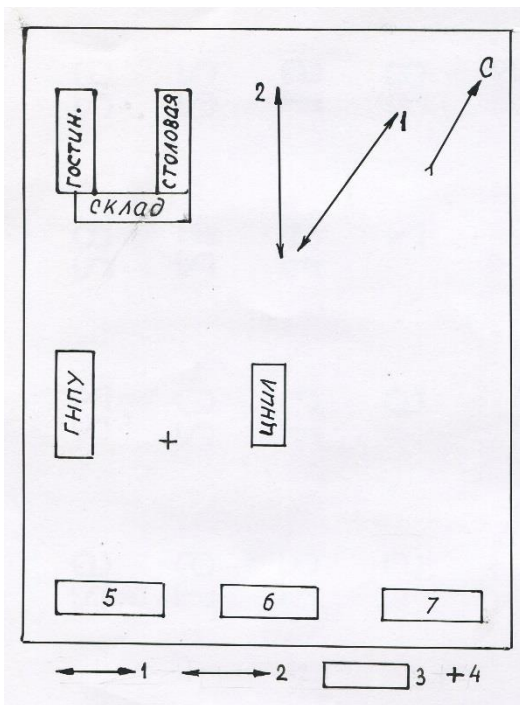


Рис.1. Фрагмент из плана зданий г.Газли. 1 - направление сейсмических воздействий при землетрясении 08.04.1976г; 2 - направление сейсмических воздействий при землетрясении 17.05.1976г; 3-кирпичные двухэтажные здания; 4-место нахождения очевидца землетрясения.

Для повышения надёжности результатов работ рассмотрим воздействие землетрясений 08.04 и 17.05 только на типовые двухэтажные кирпичные здания. Чтобы сопоставить степень повреждения ориентированных продольными и поперечными стенами в сторону прихода сейсмических воздействий раздельно рассмотрим их степени повреждения (d) этих зданий. Затем, проведем такие же работы с зданиями, ориентированными поперечной осью в сторону эпицентра землетрясения, т.е. в сторону прихода сейсмических воздействий.

Жилые кирпичные здания по улице Фрунзе №№5; 6 и 7. Эти здания своими поперечными стенами направлены в сторону прихода сейсмических воздействий. Состояние здания №6 после воздействия землетрясения 08.04.1976г. показана на рис. 2. Степень повреждения зданий (d) от первого землетрясения оценена соответственно в 3; 4; 4, а при землетрясении 17.05.1976г. - 4-5; 4-5; 4-5. На рис. 3 показан состояние этих зданий после землетрясения 17.05.1976г.



Рис. 2. Здание жилого дома №6 после землетрясения 08.04.1976г.



Рис.3. Здания жилых домов №№5; 6; и 7 после землетрясения 17.05.1976г.

Степень повреждения здания гостиницы при первом землетрясении оценена как 3 по шкале MSK-64 [5], а второго - 4 [2].

Здание ГНПУ (Газонефтепромыслового управления). Степень повреждения первого землетрясения $d=3$; и второго $d=5$; (рис. 4 и 5).

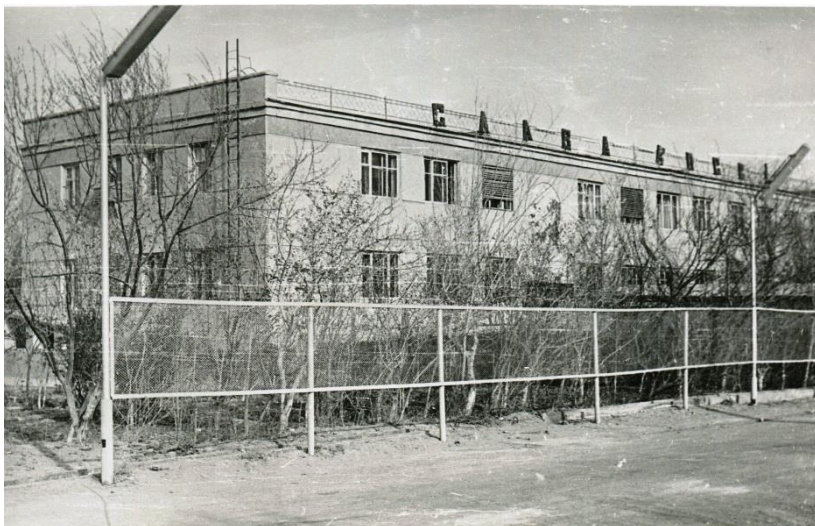


Рис.4. Состояние здания ГНПУ после землетрясения 08.04.1976г.



Рис.5. Состояние здания ГНПУ после землетрясения 17.05.1976.

Здание ЦНИЛ. Степень повреждения при первом землетрясении $\bar{d} = 3$ и при втором $\bar{d} = 4$.

По рассмотренным выше трем зданиям расположенным продольными стенами в направлении эпицентра при первом землетрясении средний степень повреждения $\bar{d} = 3$; а по второму землетрясению $\bar{d} = 4,3$.

Такой же расчет по определению средней степени повреждения по рассмотренным выше трем зданиям расположенными поперечными стенами в направлении эпицентра при первом землетрясении выполнен $\bar{d} = 3,7$; а по второму землетрясению $\bar{d} = 4,5$.

По графику перехода от средней степени повреждения (\bar{d}) к балльности (I) для здания типа Б (кирпичные дома) по Н.В.Шебалину [6] определили интенсивности землетрясений, как для зданий расположенными продольными, так и поперечными стенами в направлении эпицентра. Проведенные исследования показали, что при 8 и 9 балльных сейсмических воздействиях кирпичные здания с продольными стенами в направлении эпицентра получают повреждения около 1 балла меньше, чем здания поперечными стенами в направлении эпицентра. Следовательно, из опыта обследования Газлийских землетрясений можно сделать вывод о том, что ориентированные своей продольной стеной кирпичные здания успешнее сопротивлялись разрушительному воздействию землетрясения, чем здания расположенными поперечными стенами в направлении эпицентра.

Вывод

Уязвимость кирпичных зданий с стенами расположенными продольными стенами в направлении эпицентра (или сейсмического воздействия) меньше чем зданий, со стенами расположенными поперечными стенами.

Литература

1. Абаканов Т.Д. Наперекор стихии. Землетрясения и последствия. Алма-Ата, «Гылым», 1991. с.112.
 2. Джураев А. «Влияние грунтовых условий на проявление сейсмического эффекта при местном землетрясении». Докл.второго Казахстанско-Японского семинара 22-25 сентября 2002 года Алматы-ЭВЕРО. 2002. с.415-418.
 3. Джураев А. Определение силы землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г. на территории пос. Газли. Материалы конференции молодых ученых сейсмологов. Ташкент, Фан, 1978. с.155-163.
 4. СНИП II-A, 12-69. Строительство в сейсмических районах. Нормы проектирования.
 5. Медведов С.В., Шебалин Н.В. «С землетрясением можно спорить», М., «Наука» 1967 г. с.131.
 6. Шебалин Н.В. «Распределение степеней повреждений зданий и использование его для оценки балльности». В кн. «Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности». М., «Наука» 1975 г. с.253-266.
- УДК 550.343.9

К ВОПРОСУ О СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИЙ КРУПНЫХ ГОРОДОВ КЫРГЫЗСТАНА

М.П. Камчыбеков^{1,2}, Н.М. Мураталиев²,
Ы.П. Камчыбеков¹, К.А. Егембердиева¹

¹ Институт сейсмологии НАН КР

720060, г. Бишкек, Асанбай 52/1. www.seismo.kg

² НИИ «Сейсмостойкое строительство» КГУСТА

720020, г. Бишкек, ул. Малдыбаева, 34 б. www.ksucta.kg

Аннотация. В работе приведены результаты количественной оценки сейсмической опасности территорий городов Токмок и Балыкчи. Для оценки сейсмической опасности указанных территорий использована вероятностная методика определения сейсмической опасности. Для достижения поставленной цели в работе рассмотрены историческая сейсмичность и тектонические особенности территории Чуйской и Иссык-Кульской областей. В работе приведены карты сейсмической опасности территории городов Токмок и Балыкчи.

Ключевые слова: *сейсмическая опасность, повторяемость землетрясений, эпицентр, сейсмичность, спектральные ускорения.*

Кыскача мазмууну. Бул жумушта Токмок жана Балыкчы шаарларынын аймагындагы сейсмикалык коркунучтун сандык баа берүүчү натыйжалары каралган. Белгиленген аймактардын сейсмикалык коркнучуна баа берүү үчүн сейсмикалык коркунучтун ыктымалдык аныктоо ыкмасы колдонулду. Бул жумушта коюлган максатка жетүү үчүн Чүй жана Ысык-Көл областарынын аймагында тарыхый сейсмикалык жана тектоникалык өзгөчөлүктөр карталары каралган. Бул жумушта Токмок жана Балыкчы шаарлар аймагында сейсмикалык коркунуч карталары келтирилди.

Негизги сөздөр: *сейсмикалык коркунуч, жертитирөө кайталанышы, эпицентр (эпиборбор), спектралдык ылдамдоо.*

Abstract. The article presents the results of quantitative assessment of the seismic hazard of Tokmok and Balykchy cities territory. To assess the seismic hazard of these areas, a probabilistic method of determining seismic hazard was used. To achieve this goal, the article considers historical seismicity and tectonic features of Chui and Issyk-Kul regions territory. The article presents the seismic hazard maps of Tokmok and Balykchy cities territory.

Key words: *seismic hazard, earthquake frequency, epicenter, seismicity, spectral acceleration.*

Оценка сейсмической опасности - первый шаг к сейсмическому районированию и оценке сейсмического риска. Сейсмическая опасность обуславливается явлениями, сопровождающими землетрясения (сотрясения грунта, поверхностные разрывы, оползни, обвалы, цунами и т.п.) и влияющими на нормальную жизнедеятельность. Вероятностный анализ сейсмической опасности - метод, сочетающий в себе альтернативные модели очагов землетрясений, периоды повторяемости сейсмических явлений, зависимости затухания сейсмического эффекта с расстоянием, а также явные и случайные неопределенности в вероятностной модели сейсмической опасности.

Анализ сейсмической опасности с учетом всех наиболее опасных сейсмических очагов дает расчетные параметры движения грунта для событий с заданной вероятностью появления.

Территория г. Токмок находится в восточной части Чуйской межгорной впадины, близ ее сочленения с северными предгорьями (адырами) Киргизского хребта. В самых общих чертах следует рассмотреть именно эту, наиболее сложно устроенную зону сочленения вышеназванных двух новейших структур Северного Тянь-Шаня.

Большинство исследователей высокую сейсмичность Чуйской впадины и ее горного обрамления объясняют тектоническим строением и его активностью в новейшем этапе геологического развития. Высокую сейсмичность района Попов В.В и Резанов И.А. [14] связывают с Северо-Тянь-Шаньским швом, возникшим в плиоцене на границе платформы Центрального Казахстана и активизированной области Тянь-Шаня. Крестников В.Н. [8] отмечает, что Северо-Тянь-Шаньская сейсмическая зона, вытянутая вдоль подножия Киргизского хребта, совпадает с глубинными разломами, по которым происходит смещение основных разломов земной коры.

Как известно, эпицентры большинства землетрясений Чуйской впадины приурочены к Чонкурчакскому, Шамси-Гюндукскому и Иссык-Атинскому разломам. Сместители всех трех разломов падают в южных румбах, что можно в большинстве случаев непосредственно наблюдать в обнажениях. На глубине такое падение подтверждается геофизическими и буровыми данными. Все три разлома - коровые, глубиной в первые десятки километров.

Сейсмичность Чуйской впадины. Исследуемый район является одним из наиболее полно изученных районов Кыргызстана. Он располагается в центральной части Чуйской впадины и ограничивается координатами: 74°00'-75°00' по долготе и 42°30'-43°00' по широте и относится к Северо-Тянь-Шанской зоне по карте интенсивности сотрясений земной поверхности в баллах при вероятных максимальных землетрясениях на территории Кыргызстана [5]. Это зона относится к одному из наиболее опасных в сейсмическом отношении районов нашей страны. На ее территории произошло большое число сильных

землетрясений, в том числе и катастрофические. Сейсмичность Чуйской впадины хорошо изучена и описана в работах К.Д. Джанузакова [3], В.И. Кнауфа [9], С.В. Медведева [10], А.С. Турдукулова [15] и др.

На территории Кыргызстана и в непосредственной близости за последние сто лет произошли катастрофические землетрясения (рис.1): Беловодское 1885г., Верненское 1887 г., Кемино-Чуйское 1938 г. и др. с интенсивностью 8-9 и более баллов. Есть также разрозненная информация о 9 балльном разрушительном землетрясении 1500 г. в районе с. Бурана, о 8 балльном землетрясении 1770 г. в с. Беловодское, 8-9 балльном 1865 г. в с. Мерке [12].

Территория г. Балыкчы находится в западной части Иссык-Кульской впадины. Тектонические особенности Иссык-Кульской впадины на рассматриваемой территории изучены во многих работах: К.Е. Абдрахматова [1], А.Т. Турдукулова [16], А.М. Корженкова [6,7], А.К. Трофимова [18], О.К. Чедия [19,20], А.В. Горячева [2], В.Н. Крестникова [8] и др., а также подробно рассмотрены амплитуды и скорости вертикальных движений в работах К.Е. Абдрахматова [1], И.Н. Лемзина [11], А.К. Трофимова [18] и др.

Иссык-Кульская межгорная впадина имеет протяженность с запада на восток 260 км при максимальной ширине 50-60км. Обобщенная ось этого сложно построенного грабен-синклинального мегаблока имеет в общем выпуклость к югу. Северо-Иссык-Кульский (Торуайгыр-Тасминский) разлом разделяет на два макроблока: Северо-Иссык-Кульский (Предкунгейский) и Центрально-Иссык-Кульский (Предтерскойский) [8].

Сейсмичность Иссык-Кульской впадины. Иссык-Кульская впадина, особенно ее северная часть, относится к областям, наиболее подверженным катастрофическим и сильным землетрясениям. Известны сильные землетрясения прошлого (рис.1): Чиликское 1889г., Кемино-Чуйское 1938г., Чолпон-Атинское 1982г., Чолпон-Атинское 1988г. Для более позднего времени имеются сведения о землетрясениях силой 7 баллов и выше в 500 лет н.э., 1868г., 1880г., 1889г., 1893г., 1911г., 1932г. [12].

Наиболее полное детальное изучение сейсмичности Северного Тянь-Шаня начато с 1962г. и окончательно сформировалось к 1976 и 1980гг. и после организации ряда сейсмических станций первого и второго классов (Ананьево, Каджисай, Боом) и региональных высокочувствительных станций (Терской, Кунгей, Сару, Джергалан, Карасай, Кенсу). За это время достигнут успех в изучении пространственно-временных распределений как слабых, так и сильных землетрясений, более детально изучены кинематические и динамические характеристики сейсмических колебаний, повысилась точность определения эпицентров, увеличилось число регистрируемых землетрясений [3].

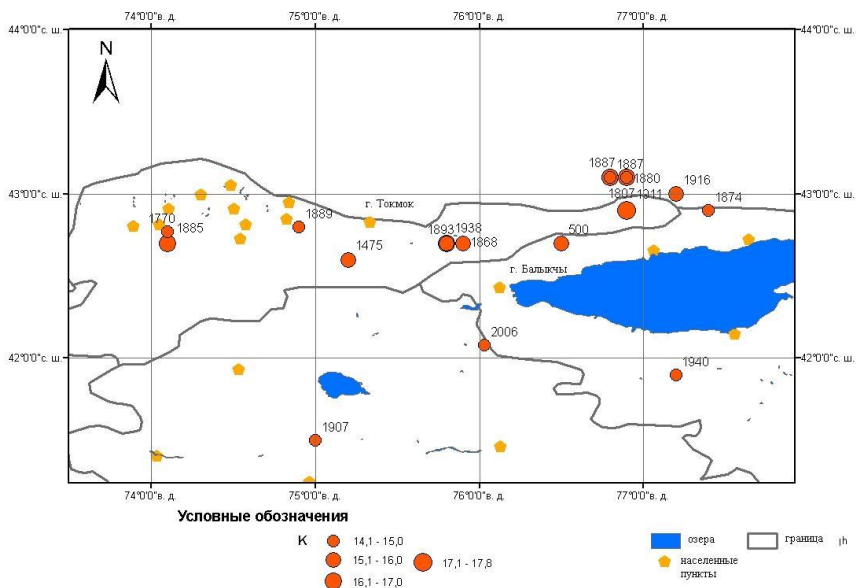


Рис. 1. Карта-схема расположения эпицентров землетрясений с энергетическим классом $K \geq 14$ на территории исследования.

Северо-Иссык-Кульская эпицентральной зона связана с Кунгейским и Заилийским хребтами и простирается с востока на запад вдоль этих хребтов почти широкими направлениями. Она неоднородна по своему сейсмическому строению и в ее пределах выделяется Кеминский и Чиликский, а также Алма-Атинский и Жаланаш-Тюпский высокоактивные участки. Наибольшая плотность эпицентров различных энергетических классов приурочена к зоне сочленения Кунгейского и Заилийского хребтов, а также в восточной части Заилийского хребта. Именно с этими высокоактивными участками связаны эпицентральной области Верненского 1887г., Чиликского 1889г., Кеминского 1911г., Жаланаш-Тюпского 1978г и других землетрясений [13].

Методика определения вероятностной сейсмической опасности.

В основе данной методики использованы теоретические разработки Гутенберга-Рихтера [27], Корнели [24], Рейтера [30], Бур и др. [23], HAZUS [25] и др.

Повторяемость землетрясений по данным источников тектонических разломов определяется из геологических норм скоростей смещения и «характеристик» и моделей частот по Гутенбергу-Рихтеру [27]. Значения магнитуд землетрясений устанавливаются по длине разломов на основе расчета по соотношениям Уэlsa и Копперсмита [28]. Повторяемость

землетрясений для неизвестных источников оценивается по «сглаженной» исторической сейсмичности. Колебание грунта, вызванное землетрясением, является случайным событием и определяется из эмпирических регрессионных зависимостей, характеризующих движение грунта как логнормальное распределение, являющееся функцией расстояния и магнитуды.

По заданной методике территория вокруг городов Токмок и Балыкчи рассматривается на площади, ограниченной размерами 200x200км. Такая размерность обусловлена соображениями наиболее вероятных сейсмических воздействий на здания и сооружения на таком эпицентральной расстоянии. Затем данный квадрат был поделен на три части или зоны в соответствии с определенным группированием эпицентров землетрясений в пространстве для сравнения этих локальных областей по проявлениям сейсмичности.

Для определения вероятностных пиковых ускорений значений PGA , применена формула затухания Akkar and Boomer [22]. С учетом вышеописанного с помощью данной методики для территории, ограниченной размерами 200X200 км в пределах территории г. Токмок и г. Балыкчи были получены вероятностные значения пиковых ускорений (PGA) с вероятностью превышения 10% и 2% за 50 лет [29,31].

На рисунке 2 приведена карта распределения пиковых ускорений PGA (m/c^2) с 10% вероятностью превышения за 50 лет на территории расположения городов Токмок и Балыкчи. Из рисунка 2 видно, что город Токмок находится в зоне, что по макросейсмической шкале MSK-64 [10] и по карте интенсивности [5] соответствует 8 балльным сотрясениям. Территория города Балыкчи располагается в зоне 8 балльных сейсмических колебаний. На карте пиковых ускорений (рис.3) с 2% вероятностью превышения за 50 лет значения PGA (m/c^2) для города Токмок и Балыкчи лежат в область ожидаемых 9 балльных сейсмических событий.

Таким образом, на основании анализа составленных карт вероятностной сейсмической опасности, территории г. Токмок может подвергаться 8 балльным сейсмическим воздействиям, и территория г. Балыкчи может подвергаться 8 балльным сейсмическим воздействиям с 10% вероятностью превышения за 50 лет.

Из карт сейсмической опасности с 2% вероятностью превышения за 50 лет для территории г. Токмок и г. Балыкчи пиковые значения ускорений (PGA) соответствуют области 9 балльных сотрясений.

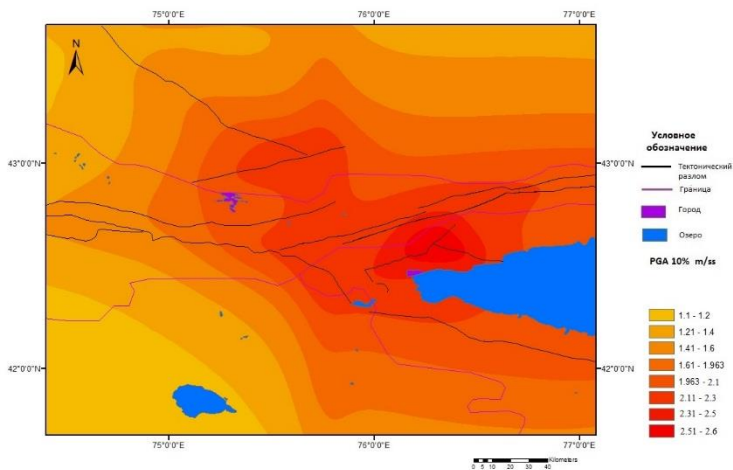


Рис. 2. Карта распределения пиковых ускорений (PGA) с вероятностью превышения 10% за 50 лет на территории расположения городов Токмок и Балыкчи.

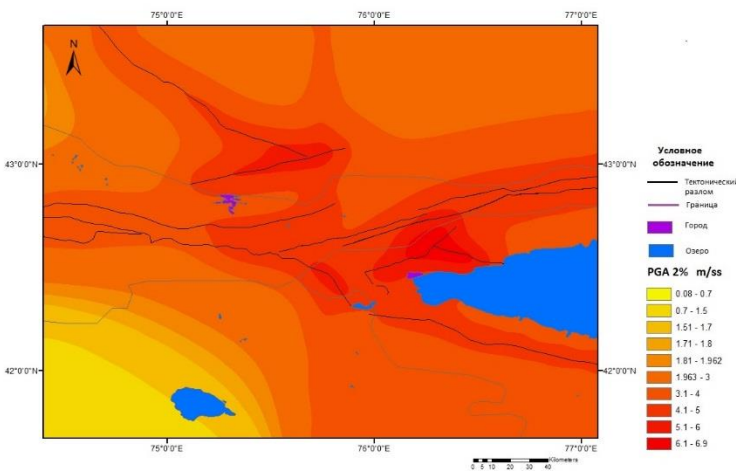


Рис. 3. Карта распределения спектральных ускорений PGA с вероятностью превышения 2% за 50 лет на территории расположения городов Токмок и Балыкчи.

Литература

1. Абдрахматов К.Е., Осмонбаева Ч.А., Джумабаева А.Б., Ормуков Ч.А., Оскин М., ДЖ. Селандер. Оценка сейсмической опасности северо-западного Прииссыккуля на основе данных об активных разломах. //Бишкек - Наука и новые технологии, №1-2, 2008. С.14-19.

2. Горячев А.В. Мезозойская-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность озера Иссык-Куль. – М.: Изд. АН СССР, 1959. – 180с.
3. Джанузаков К.Д. Землетрясения Киргизии и сейсмическое районирование ее территории. – Фрунзе: Илим, 1964. – 116с.
4. Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины. Бишкек: Илим, 1993. - 150с.
5. Карта интенсивности сотрясений земной поверхности в баллах при вероятных максимальных землетрясениях на территории Кыргызстана. (под ред. К.Е. Абдрахматова). СН КР 20-02:2018 «Сейсмостойкое строительство. Нормы проектирования», Бишкек 2019.
6. Корженков А.М., Абдиева С.В., Вахромеева П.С, Джумабаева А.Б. Мамыров Э.М., Морозова Е.А., Орлова Л.А., Фортуна А.Б. Сильные исторические землетрясения на севере-западе Иссык-Кульской впадины (Северный Тянь-Шань)// Геология и геофизика. СО РАН. Том 52, 2011. С. 1276-1286.
7. Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих территорий). -Бишкек: Илим, 2006. -290с.
8. Крестников В.Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М.: Изд. АН СССР, 1962.
9. Кнауф В.И., Кузнецов М.П., Лобаченко А.Н., Нурманбетов К., Утиров Ч.У., Шилов Г.Г. Опыт изучения глубинного строения верхней части земной коры с использованием комплекса геологических, геофизических и сейсмологических данных (На примере Чуйской впадины)// Сеймотектоника некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976, - С.162-169.
10. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. - М.: Госстройиздат, 1962. – 284 с.
11. Лемзин И.Н. Разломы Кыргызской части Тянь-Шаня. – Бишкек: Илим, 2005. – 60с.
12. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975г. Отв. ред. Н.В. Кондорская и Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. -С.198-296.
13. Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины (Северный Тянь-Шань. - Фрунзе: Илим, 1975. – 190с.
14. Попов В.В., Резанов И.А. О тектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью //Вопросы геологии Азии. -М.: Изд. АН СССР. –т.11. -1955. – С. 408-437.
15. Турдукулов А.Т. Геология палеогена и неогена Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1987. – 263с.
16. Турдукулов А.Т. и др. Комплексное сейсмическое микрорайонирование территории г. Каракол. - Бишкек, Фонды Института сейсмологии НАН КР, 1995.
17. Трофимов А.К. К стратиграфии четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня. -Изв. Кирг. геогр. общ., 1976, вып. 13. С.10-22.
18. Трофимов А.К., Трунилин С.И. Палеотектоника кайнозоя и новейшая геодинамика // Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины Бишкек: Илим, 1993. – С.37-54.
19. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1986. – 316с.
20. Чедия О.К. Краевые глубинные разломы. // Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины. Бишкек: Илим, 1993. – С.23-39.

21. Шебалин Н.В., Аптикаев Ф.Ф. Развитие шкал типа MSK// Вычислительная сейсмология. М.: ГЕОС, 2003. Вып.34. С 210-253.
22. Akkar, S. and J. J. Bommer (2010): Empirical Equations for the Prediction of PGA, PGV and Spectral Accelerations in Europe, the Mediterranean Region and the Middle East, *Seismological Research Letters*, 81(2), 195-206.
23. Boore, D., W. Joyner, and T. Fumal (1997). Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: a summary of recent work, *Seism. Res. Letts.*, v. 68, no. 1, pp. 128-153.
24. Cornell, A. (1968). Engineering seismic risk analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 58, pp. 1583-1606.
25. HAZUS (1999), Earthquake Loss Estimation Methodology, Technical Manual, RMS, NIBS and FEMA
26. Grunthal, G. European Macroseismic Scale 1998. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie* 1998; Vol.15, pp.1-99.
27. Gutenberg B., Richter C.P. *Seismicity of the Earth and associated phenomena*. and Ed. Princeton Univ. press, Princeton, N. J., 1954, 310 p.
28. Donald L. Wells and Kevin J. Coppersmith (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No 4, pp. 974-1002, August 1994.
29. Ordaz MG, Aguilar A and Arboleda J (2007) CRISIS2007: program for computing seismic hazard. Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM, México.
30. Reiter, L. (2000). *Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights*, Columbia University Press, New York, 253 p.
31. A. Ischuk, L. W. Bjerrum, * M. Kamchybekov, K. Abdrakhmatov, and C. Lindholm. Probabilistic Seismic Hazard Assessment for the Area of Kyrgyzstan, Tajikistan, and Eastern Uzbekistan, Central Asia. // *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 108, No. 1, pp. 130–144, – 2018, doi: 10.1785/0120160330.

УДК 550.34

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ПРОГНОЗ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КЫРГЫЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Муралиев А.М.

*Институт Сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики,
720060, Бишкек, микрорайон АСАНБАЙ, 52/1;
abmuraliev@mail.ru*

Аннотация. В данной статье проведен анализ сведений о сейсмичности Кыргызского Тянь-Шаня для прогноза места сильных землетрясений с использованием гипотезы «сейсмической брешы». Предложена для исследуемой территории карта распределения области сейсмической брешы 1-

го рода, а поиск предвестников землетрясений основан на их комплексировании с временными рядами по микросейсмичности, магнитометрическим, гидрогеохимическим и гидродинамическим наблюдениям.

Ключевые слова: *землетрясения, магнитуда, глубина и механизм очага, интенсивность, сейсмичность, прогноз землетрясений, Тянь-Шань.*

Введение. Проблемы сейсмологии и прогноза землетрясений продолжает по-прежнему оставаться самой актуальной в науке о Земле. В Кыргызском Тянь-Шане ежегодно регистрируются более тысячи землетрясений, из которых 10 относятся к умеренным и сильным, в результате чего наносятся огромный материальный ущерб и страдают населения. Поэтому в этом направлении научно-практические исследования активно развиваются практически во всех сейсмоактивных регионах. Несмотря на значительный прогресс, достигнутый за последние годы в сейсмологии, реальное решение вопросов прогноза сильных землетрясений пока нет. Первые успешный прогноз сделан китайскими сейсмологами [1,2] в 1975 году и сохранена жизнь многочисленного населения провинции Китая. Но в других регионах Тянь-Шаня предложенный ими метод пока не нашло применение, он требует проведения дополнительных исследований.

Основной целью данной работы является рассмотрение эмпирических методов анализа сейсмичности для понимания природы сейсмического процесса и использование их для прогноза сильных землетрясений Кыргызского Тянь-Шаня.

Исследуемая территория ограничена географическими координатами: $39^{\circ} \leq \varphi \leq 44^{\circ}$ северной широты и $69^{\circ} \leq \lambda \leq 81^{\circ}$ восточной долготы, охватывая территории Кыргызстана и прилегающих районов. В дальнейшем для краткости эту территорию назовем Кыргызским Тянь-Шанем. По этой территории собран большой объем сейсмологических данных. Оценка современного состояния сейсмичности и выявления прогностических признаков сильных землетрясений, как правило основывается на данных комплексного сейсмического мониторинга.

Сейсмический мониторинг. Сейсмологами Кыргызстана в 1990 году предложена новая концепция по развитию системы сейсмических наблюдений [3-5]. Ее основной задачей послужила необходимость перехода сейсмологической службы от аналоговой формы к цифровой системе регистрации сейсмических явлений; расширение пунктов наблюдений геофизических, гидрохимических, гидродинамических и других видов наблюдений. В 1991 году на Бишкекском прогностическом полигоне была установлена новая радиотелеметрическая сеть KNET с 10-ю пунктами наблюдений, включающими высокочувствительными приборами американского производства [6]. С его появлением качество сбора, обработки

и интерпретация сейсмических данных значительно улучшилось. К настоящему времени региональная сеть сейсмических станций полностью переоснащена высокочувствительными цифровыми приборами. В соответствии с [3-5] на данной территории запроектирован Бишкекский, Ошский, Иссык-Кульский и Нарынский прогностические полигоны, из которых на сегодняшний день реализован только первый.

Необходимо подчеркнуть, что, к сожалению, в составе сейсмической станции «Ала-Арча» наклономерные и деформографические наблюдения временно приостановлены, хотя имеет место и сокращение других видов работ, например, геомагнитных, геохимических, и гидрогеодинамических методов. На севере Кыргызстана работают только две геомагнитные станции, и семь гидрохимических и гидродинамических пунктов наблюдений. Такое обстоятельство оказывает отрицательное влияние на результативность прогностических исследований. Таким образом, оценка сейсмичности Кыргызстана и прилегающих районов опирается на данных цифровых записей землетрясений.

Сейсмичность. В пределах рассматриваемой нами территории расположены очаги трех катастрофических землетрясений с магнитудой 8 и более. Это- 10-11 балльное Кеминское(1911), 9-10 балльное Кашгарское(1902) и 10-балльное Чиликское(1889). Кроме этих, также происходили сильные землетрясения как 9-10 балльное Беловодское (M=6,9; 1885), 9-10 балльное Верненское (M=7,3; 1887), 9-10 балльное Чаткальское (M=7,5; 1946), 8-9 балльное Кемино-Чуйское (M=6,9; 1938.), 8-9 балльное Сарыкамышское (M=6,8; 1970), 8-9 балльное Жаланаш-Тюпское (M=6,6; 1978), 8-балльное Исфара-Баткенское (M=6,3; 1977), 8-балльное Дараут-Курганское (M=6,8;1978) и другие многочисленные сейсмические события. Их основные параметры- интенсивность, магнитуда, глубина, и др. для очагов уточнены и систематизированы в работе [7]: на основе анализа макросейсмических данных определены коэффициенты затухания балльности, проявляющиеся в зависимости от различий геологических условий.

Другими словами, мы в Кыргызском Тянь-Шане наблюдаем высокую сейсмическую активность. Очаги сильных землетрясений Кыргызского Тянь-Шаня, в основном, располагаются на глубинах 5-25км. Глубже 35-40км проявления сейсмических толчков не наблюдаются, т.е. мы имеем дело с коровыми землетрясениями. Следовательно, очаги подземных толчков располагаются, как указано в [7], преимущественно в осадочном и граните-гнейсовом слоях земной коры, сложенных метаморфическими породами палеозоя и допалеозоя. В данной работе ещё один очень важный момент- это землетрясения с энергетическим классом 10 и более полностью регистрировались и обрабатывались без пропусков с 1955 года, землетрясения с K=12 и 13, начиная с 1929г., с 14-15 энергетическими классами – за время более 90-100 лет, а 16 и более практически не пропущены, по крайней мере, за последние 200-300лет. Дело в том, что учет данных о представительности землетрясений нужен для дальнейшего исследования.

Каталог землетрясений ($M \geq 3.3$) Кыргызстана по данным сети аналоговых сейсмических станций региона составляется, начиная с 1955г.

Карта сейсмического районирования Кыргызстана построена на основе анализа макросейсмических и инструментальных данных с учетом геологических особенностей территории, где выделены следующие сейсмогенные зоны: Северо-Тяньшаньская, Южно-Иссыккульская, Фергано-Атойнокская, Южно-Ферганская, Гиссаро-Кокшаальская и др. Для каждой из них характерна свои тектонические и сейсмические особенности. Как правило, карта подобного назначения обновляется каждые через 10-15 лет [8]. Работы, направленные на сейсмическое районирование территорий, сводится к прогнозу места сильного землетрясения и вероятной оценке их сейсмической опасности. В последнем варианте на карте сейсмического районирования учитывались вероятности возникновения землетрясений различной силы, основанные на данные максимально возможных сильных землетрясений.

Однако, сильные землетрясения происходят редко, что периоды их возможного повторения значительно превосходят сроки существования или полного изнашивания любого сооружения и здания. При построении карты сейсмического районирования Кыргызстана не учтены сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений. Каталог механизмов очагов землетрясений с классом энергии 10 и более ($M \geq 3,3$) Кыргызстана и Центрально-Азиатского региона составлен в 1979 году[9] и он ежегодно пополняется новыми данными [10]. Данные каталога в настоящее время широко используются в изучении напряженно-деформированного состояния горных масс и для прогноза сильных землетрясений.

На рис. 1 показаны сейсмические бреши, выделенные на основе анализа распределения эпицентров сильных землетрясений по территории Кыргызстана. Необходимо напомнить, что сейсмическая брешь— это выделенная область, внутри которой в течение сейсмологического периода наблюдений эпицентры землетрясений в рассматриваемом диапазоне энергии не зафиксированы.

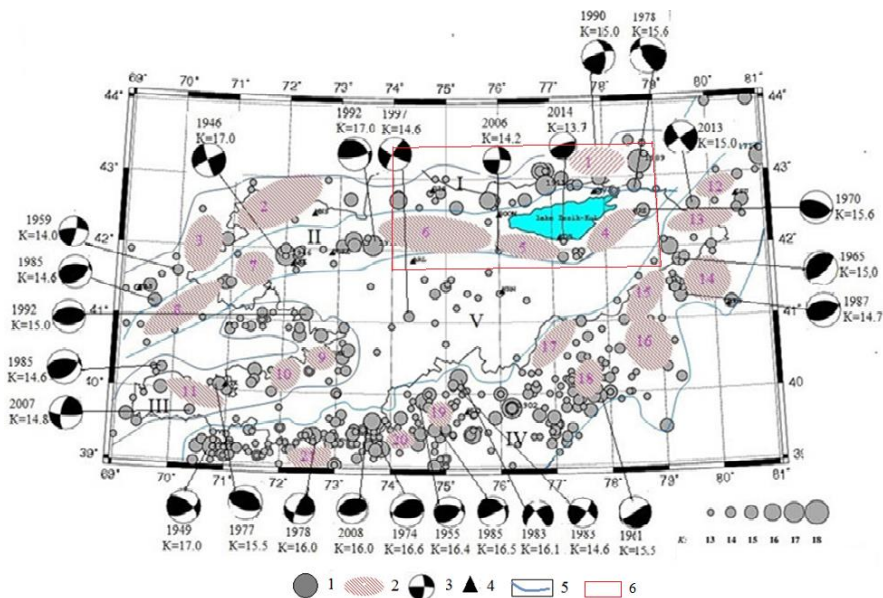


Рис. 1. Карта местонахождения сейсмических брешей 1-го рода Кыргызского Тянь-Шаня. Условные обозначения: 1-эпицентр землетрясения; 2- сейсмическая брешь 1-го рода с номерами; 3- механизм очага, 4- сейсмическая станция, 5- граница сейсмогенной зоны, римскими цифрами обозначены сейсмогенные зоны: I- Северо-Тянь-Шаньская, II- Южно-Иссык-Кульская и Чаткальская, III- Приферганская, IV- Южно-Тянь-Шаньская (Гиссаро-Кокшаальская) и V- Центрально-Тянь-Шаньская; 6- Бишкекский прогностический полигон.

За период с исторического времени эпицентры 470 землетрясений ($M \geq 5,0; K \geq 13,0$) по 2019г. распределены по исследуемой территории неравномерно. Они группируются в пределах сейсмогенных зон: I- Северо-Тяньшаньской, II- Южно-Иссыккульско-Чаткальской, III- Приферганской, IV- Южно-Тянь-Шаньской (Гиссаро-Кокшаальской), V-Центрально-Тянь-Шаньской. Грубо говоря, эпицентры сильных землетрясений ($M \geq 5,0$), в основном, сосредоточены на линии государственной границы Кыргызстана или близко к ней (рис.1). В Северо-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоне(I) выделены три сейсмической брешы (№1,2,3), в Южно-Иссыккульско-Чаткальской зоне(II) – пять (№4,5,6,7,8), в III-й зоне – три (№9,10,11), а в IV-й – 10(№12-21). На карте также нанесены фокальные механизмы некоторых землетрясений, по ним можно узнать тип подвижки в данном месте. По выделенным сейсмическим брешам 1-го рода можно прогнозировать места ожидаемых землетрясений. Предполагается, что их размеры, вероятно, связаны с величиной магнитуды ожидаемых землетрясений. В связи с этим, области распределения сейсмических брешей рассматриваются как области

накопления тектонических напряжений, хотя таковая оценка для конкретного региона является далеко не простой задачей.

Распределение землетрясений ($K \geq 12,0$) во времени показано на рис.

2. Из этого графика сказать какой-нибудь закономерности проявления сейсмических событий очень затруднительно. Единственно можно наблюдать, что перед Чиликским землетрясением (1889г.), мы видим пятилетнюю форшоковую активность (1883-1888гг.). В то же время перед Кеминским землетрясением (1911г.) наблюдался спад сейсмической активности в течение семи лет (1903-1910г.). К настоящему времени (2020г.) аномальное изменение на графике не наблюдается.

С развитием метода изучения сеймотектонического течения горных масс, заложенного Ю.В.Ризниченко [11,12] началось поступление новой для сейсмологии информации. Одновременно с традиционно статистическими характеристиками сейсмического режима получили доступ к определению величин, характеризующих интегральный вклад землетрясений в тектоническое деформирование земной коры. Однако природа сейсмического процесса едина, в связи с чем есть основание заниматься поисками корреляционных взаимосвязей между параметрами распределения количества землетрясений по их величине и видом напряженно-деформированного состояния горных масс. Такая попытка сделана авторами [13]. В ней с использованием сейсмологических материалов на примере Ферганской депрессии ее горного обрамления произведено сопоставление вида сеймотектонической деформации, пространственного расположения ее главных осей и величины наклона графика повторяемости землетрясений. В результате этого заключено, что в очаге существуют связи между процессом и статистическими свойствами по совокупности сейсмических событий. Вместе с этим, намечая возможности корректного перехода от тензора сеймотектонической деформации к тензору действующих напряжений. В целом сеймотектоническое деформирование горных масс управляется теми же физическими факторами, которые действуют в масштабе лабораторных исследований и технических испытаний материалов. В соответствии с трансмасштабными законами разрушения, размер возникающей в очаге землетрясения площадки разрыва и величина смещения по ней зависят от полного тензора тектонических напряжений, влияющего, таким образом, на распределение числа сейсмических событий по их энергии.

Поскольку тензор сеймотектонической деформации определяется лишь девiatorной частью тензора напряжений, то наклон графика повторяемости землетрясений наряду с другими факторами оказывает влияние их шаровой тензор. Совместное рассмотрение вида и параметра (γ) сеймотектонической деформации позволяет уменьшить неоднозначность реконструируемого полного тензора действующих тектонических напряжений, т.е. в благоприятных случаях - подойти к определению

алгебраических знаков его главных значений. Это, в свою очередь, открывает возможности уточнения геодинамической ситуации.

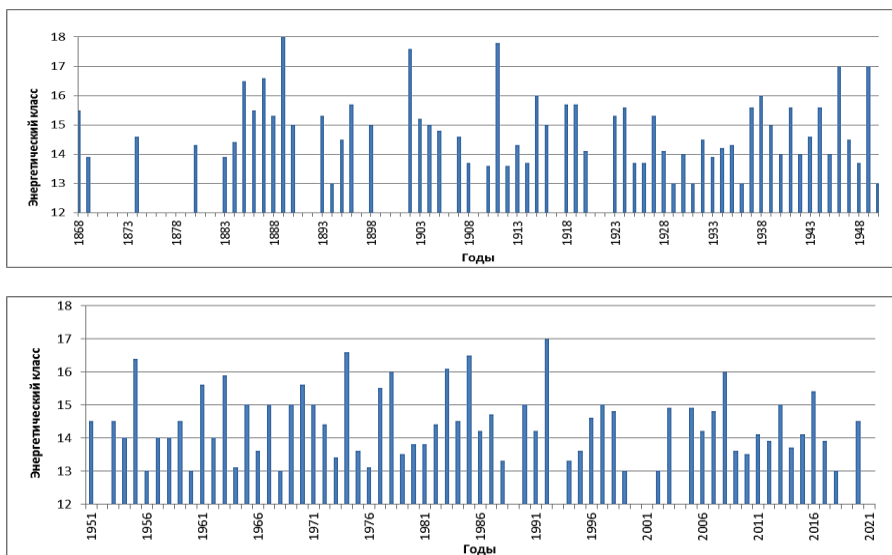


Рис. 2. Распределение землетрясений Кыргызского Тянь-Шаня по годам (1868-2020гг.).

В работе же [14] был предложен новый метод анализа совокупности сейсмологических параметров и современных тектонических движений в Кыргызском Тянь-Шане, позволяющий оценить характер сейсмичности конкретного региона. Так, на основе данных о механизмах очагов землетрясений путем совмещения карты вертикальной компоненты сеймотектонической деформации с картами современных или новейших вертикальных тектонических движений выявлены и закартированы 4 типа современных «деформационных структур» земной коры. К ним относятся поднятия горизонтального сокращения, поднятия вертикального сокращения, впадины вертикального удлинения и впадины горизонтального удлинения. Также по величине статистического распределения землетрясений оценивается характер напряженного состояния горных масс, а именно, соотношение шаровой и девиаторной частей полного тензора действующих тектонических напряжений. Эта оценка опирается на картирование попарно экстремальных значений параметров графика повторяемости землетрясений – сейсмической активности A_{10} и сейсмической дробности γ - а также на результаты лабораторных испытаний горных пород, полученных в условиях высоких давлений. Сказанное позволяет заключить, что в современной тектонической жизни региона решающую роль играют внутри региональные взаимодействия деформационных структур разных типов, происходящие на

фоне надрегионального северо-западного сжатия. Также обнаружены области выжимания, нагнетания и засасывания горных масс, что подтверждены данными по скоростям и поглощениям упругих волн.

К этому необходимо добавить, что примеры вышеприведенных методов анализа сейсмичности можно использовать и для решения прогностических задач.

Итак, проблемы прогноза землетрясений. Социальная значимость этой проблемы подчеркивается тем, что территория Кыргызстана и прилегающие районы характеризуются высокой вероятностью проявления разрушительных землетрясений. Например, на Северном Тянь-Шане после катастрофических землетрясений (Кеминское, 1911, Чиликское, 1889 и др.) прошло 100-130 лет. Так, если принять во внимание гипотезу о том, что сильные землетрясения в одном и том же месте повторяются через сто лет, то уже практически наступает время сильного землетрясения. Еще одна особенность сейсмичности Северного Тянь-Шаня, которая в настоящее время характеризуется преобладанием слабых землетрясений ($K \leq 14$), т.е. в инструментальном периоде времени землетрясения с энергетическим классом $K > 14$ считаются дефицитами. Но по Бишкескому прогностическому полигону, благодаря функционированию телеметрической системы наблюдений KNET на севере Кыргызстана, определены долговременные средние характеристики сейсмического режима, по аномальным отклонениям от которого можно определить процессы и время подготовки будущего землетрясения. При этом представительными для этого полигона являются слабые сейсмические события с $K \geq 6,0$. Правда, пока статистика мала, но, тем не менее, можно попытаться применить для прогноза землетрясений эмпирические методы. На полигоне также проводятся геомагнитные, гидрохимические, гидродинамические наблюдения, по каждому виду строятся графики временных рядов при поисках предвестников сильных землетрясений.

Отметим, что прогностические исследования на полигоне начались в 1971г. в отделе сейсмологии АН Киргизской ССР [15]. Найдены наиболее информативные предвестники землетрясений по отношениям скоростей продольных и поперечных (V_P/V_S) волн [16], выявлено перед Суусамырским землетрясением ($M=7,3$) 1992г. аномальное изменение сейсмического режима [17].

В настоящее время проводятся комплексные исследования, направленные на поиски предвестников сильных землетрясений полигона, причем перед слабыми землетрясениями ($K < 13$) изменение геомагнитных, гидрохимических и гидродинамических показателей не наблюдалось.

Сейсмичность Юго-Западного Тянь-Шаня, особенно, Ферганской впадины и ее горного обрамления отличается от Северного Тянь-Шаня. Частота возникновения слабых землетрясений ($K=9-12$) сравнительно высокая чем таковое в Северном Тянь-Шане. Общее представление о сейсмичности юго-западного Кыргызстана и прилегающих районов дано в [14], где рассмотрены связи вида сеймотектонического деформирования и характера

высвобождения сейсмической энергии. Этим установлено, что там, где верхние крылья разрывов в очагах землетрясений двигаются вверх, т.е. против силы тяжести величина параметра γ - наклон графика повторяемости землетрясений больше, чем на участках со сбросовым характером движения. Это подтверждает, что сеймотектоническая деформация подчиняется общим законам деформации и разрушения твердых тел. В очагах исследованных сильных землетрясений с $M=5,0-7,6$ выявлено, что положение плоскостей разрывов и перемещение по ним, определенные сейсмологическими методами, согласуются с основными тектоническими разрывами.

В целом комплексирование методов изучения сейсмичности и сеймотектонической деформации горных масс позволило подойти к решению наиболее важных вопросов физики сейсмических процессов. Поэтому их применение для решения прогнозных задач для данного района необходимо ускорить для получения первичных фактических данных из пунктов наблюдений. Иными словами, для проведения полноценного исследования напрашивается создание Ошского прогностического полигона, о чем правильно было предложено в концепции развития инструментальной сейсмологии в Кыргызстане [3-5].

Для территории Южного Тянь-Шаня, расположенного в пределах Китая, характерна очень высокая сейсмическая активность, но находится близко к южной границе Кыргызстана. Здесь наблюдается наибольшая концентрация эпицентров землетрясений, трассирующая в виде полос с юго-запада на северо-восток. Более 65% землетрясений, происходящих на исследуемой нами территории, происходят в Южно-Тянь-Шанской сейсмоактивной области. Она отличается очень высокой сейсмической активностью по сравнению с другими провинциями всего Тянь-Шаня. Для проведения комплексных прогностических исследований по Южному Тянь-Шаню, по-видимому, необходимо развивать научные исследования совместно с учеными СУАР КНР.

Заключение

1. Проведенный нами анализ показал, что комплексирование методов изучения очаговой сейсмичности и сеймотектоническое деформирование горных масс подтверждает то, что сеймотектоническая деформация подчиняется общим законам деформации и разрушения твердых тел. Такой подход открывает возможности к изучению физики землетрясений.

2. Карта сейсмических брешей предложена как потенциальные места ожидаемых сильных ($K \geq 12$) землетрясений Кыргызского Тянь-Шаня. Ее можно использовать для решения задач сейсмического районирования и прогноза землетрясений.

3. После катастрофических землетрясений (Кеминского, 1911г. и Чиликского, 1889г.) в Северо-Тяньшаньской сейсмоактивной области прошло

больше ста лет, судя по продолжительности периода затишья, возможно приближается следующая фаза сейсмической активности.

4. Бишкекский прогностический полигон дает нам возможность использовать слабых землетрясений ($K=5-11$) для прогноза сильных. С точки зрения статистики объем набранных инструментальных данных о землетрясениях по полигону за последние 29 лет (1991-2020гг.) не достаточен. Анализ микросейсмичности, геомагнитных, гидрохимических, гидродинамических и других видов наблюдений ориентирован на прогноз времени и магнитуды ожидаемых сильных землетрясений.

Литература

1. Wang K., Qi-Fu Chen, Shihong Sun, and Andong Wang «Predicting the 1975 Haicheng Earthquake», Bulletin of the of the Seismological Society of America, 2006. 96, pp.757-795.

2. Zhang G., Fu Z. Some features of medium and Short-term anomalies before great earthquake In “Earthquake prediction”. Maurice Ewing Series” (D.W.Simpson and P.G.Richardseds.) Am. Geophys. Union, D.C. 1981, pp.497-509.

3. Юдахин Ф.Н., Мамыров Э.М., Шварцман Ю.Г., Ильясов Б., Муралиев А.М. Основные результаты работ по прогнозу землетрясений в Киргизии и перспективы их дальнейшего развития// Советско-Китайский симпозиум по прогнозу землетрясений: Тез. докл. -Гарм, 1990. -с. 5-7.

4. Шварцман Ю.Г., Муралиев А.М., Сартбаев М.С. Состояние и концепции развития прогностической наблюдательной сети Кыргызстана// Проблемы прогноза землетрясений на территории Тянь-Шаня: Тез.докл. Казахстано-Китайский симпозиум, 24-30 сентября 1992г. -Алма-Ата, 1992. -с.48-49.

5. Муралиев А.М. К вопросу развития сейсмологических наблюдений в Кыргызстане. // Сейсмологические наблюдения в Кыргызстане. –Бишкек, Илим. 1993. –с. 4-17.

6. Vernon F. Kyrgyzstan seismic telemetry network. IRIS Newslett. 1992, Vol. 11, №1, p.7-9.

7. Джанузаков К.Д., Ильясов Б.И., Кнауф В.И., Королев В.Г., Христов Е.Г., Чедия О.К. Сейсмическое районирование Киргизской ССР [Объяснительная записка к новой карте сейсмического районирования Киргизии масштаба 1:2 500 000]. Изд-во «Илим». Фрунзе. 1977. -53с.

8. Абдр

9. Лукк А.А., Юнга С.Л., Шкляр Г.П., Соболева О.В., Леонова В.Г., Абдукадыров А.А., Беленович Т.Я., Власова А.А., Матасова Л.М., Муралиев А.М., Филина Т.А. Сеймотектоническая деформация Средней Азии и Казахстана //Землетрясения Средней Азии и Казахстана. 1979. Душанбе: Дониш, 1980, с. 67-99.

10. Муралиев А.М., Малдыбаева М.Б., Абдыраева Б.С. Краткое описание технологии создания информационной базы данных о фокальных механизмах землетрясений Кыргызстана//Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Бишкек. 2016. С. 102-108.

11. Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс/Динамика земной коры. -М: Наука, 1965. С.56-63.

12. Ризниченко Ю.В. Элементарная теория вертикальных сеймотектонических движений//ДАН СССР. -1975. т.15, №13. С.324-327.

13. Кузнецова К.И., Муралиев А.М. О связи между распределением числа землетрясений по энергии и напряженно-деформированным состоянием горных масс//Физика Земли АН СССР, №11, 1987. С.24-33.

14. Кузнецова К.И., Багманова Н.Х., Матасова Л.М., Михайлова Р.С., Муралиев А.М., Сейдузова С.С., Соболева О.В. Совокупность сейсмологических параметров и современные тектонические движения в Альпийском складчатом поясе. Часть I. 1. Метод исследования. 2. Тянь-Шань и Памир//Физика Земли, 1995, №10, с.26-40.

15. Грин В.П., Ильясов Б.И., Ким Н.И., Лопатина Т.А., Меджитова З.А., Серебрянская Т.Я. Некоторые результаты исследований по поискам предвестников землетрясений в Чуйской впадине и ее горном обрамлении//Поиски предвестников землетрясений. Ташкент. «ФАН», 1976. С.146-150.

16. Меджитова З.А. Изучение пространственно-временного распределения величины отношения скоростей V_p/V_s в Чуйской впадине и ее горном обрамлении. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1977, № 10, с.74-77.

17. Муралиев А.М., Малдыбева М.Б., Абдыраева Б.С., Сабирова Г.А. Сейсмичность до и после Суусамырского землетрясения ($M=7.3$) 1992г. Кыргызстана. //Тезисы докладов VII Международного симпозиума к 80-летию дня рождения выдающегося ученого, основателя и первого директора ИС РАН Ю. А. Трапезникова (18.10.1936-13.04.1999). В книге «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов». ИС РАН г. Бишкек. 2017. –С. 290-296.

УДК 550.340.1+341.5(575)

СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗАПАДНОГО ПОГРУЖЕНИЯ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Ю.М. Садыков, У.А. Нурматов, У.А. Юсупджанова

*Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз,
г.Ташкент, 100128, ул.Зулфияхоним, д.3, Факс: +99871 241-74-98,
E-mail: seismologiya@mail.ru*

Аннотация. На основе анализа новых данных по геологии, тектонике, новейшим и современным движениям, сейсмичности и др., представлен новый вариант сеймотектонической модели Западного погружения Южного Тянь-Шаня. Проведенный комплексный анализ позволил внести необходимые коррективы на ранее существующие варианты сеймотектонических моделей. Установлено, что все неотектонические структуры изучаемой территории, как положительные, так и отрицательные единообразно сплющены, длинная ось которых имеет северо-западную ориентацию. Для субширотных неотектонических структур стрессовые напряжения имеют субмеридиональное направление. Наличие горизонтальных подвижек в разломах северо-западной и северо-восточной ориентации

свидетельствуют об одновременном действии стрессовых напряжений двух направлений. Морфологический облик Южно-Тянь-Шанской и Нуратау-Зирабулакской неотектонических зон позволил утверждать о резком превалировании стрессовых напряжений субширотной ориентации над северо-восточным. При такой сеймотектонической модели, наиболее вероятным кинематическим типом подвижек в очаговых зонах землетрясений, могут быть взбросы и взбросо-сдвиги.

Ключевые слова: *тектонические движения, структура, разлом, неотектонические движения, землетрясения, магнитуда.*

Введение. Под западным погружением Южного Тянь-Шаня понимаются поднятия Нуратау-Зирабулакской и Кызылкумской зон. В данной работе рассмотрена лишь Нуратау-Зирабулакская часть. В предыдущих исследованиях по разработке сеймотектонической модели исследуемой территории вероятным источником сейсмических колебаний были приняты активные разломы земной коры [1-5]. В связи с накоплением в настоящее время новых данных по геологии, тектонике, новейшим и современным движениям, сейсмичности и др., существенно уточняющие и дополняющие данные по разрывной тектонике, появилась возможность проанализировать эти материалы комплексно и внести необходимые коррективы на ранее существующие варианты сеймотектонических моделей.

Целью исследований является создание уточненной сеймотектонической модели западного погружения Южногго Тянь-Шаня. При сеймотектоническом анализе исследуемой территории нами были изучены материалы характеризующие глубинное строение, геофизические поля, нео- и современную тектонику, геодинамику, сейсмичность и др. С севера на юг выделяются Северо – Нуратинское (Г), Южно-Нуратинское (Д), Зирабулакское (Е) и Каратепинское (Ж) поднятия и разделяющие их межгорные впадины и прогибы: Рават-Галляаральский прогиб (И); Санзарский прогиб (Н), Каттакурганская впадина (К), Самаркандская впадина (Л) и Пянджикентский прогиб (З) (рис.1) Неотектоническое и современное развитие этих структур контролируется сетью разрывных нарушений. Практически все анализируемые разломы установлены предыдущими геолого-съёмочными работами, комплексом геофизических и дистанционных наблюдений. Как показал сеймотектонический анализ, основные черты разломной тектоники исследуемой территории определяется соотношением северо-западных и северо-восточных направлений, при преимущественной роли первых.

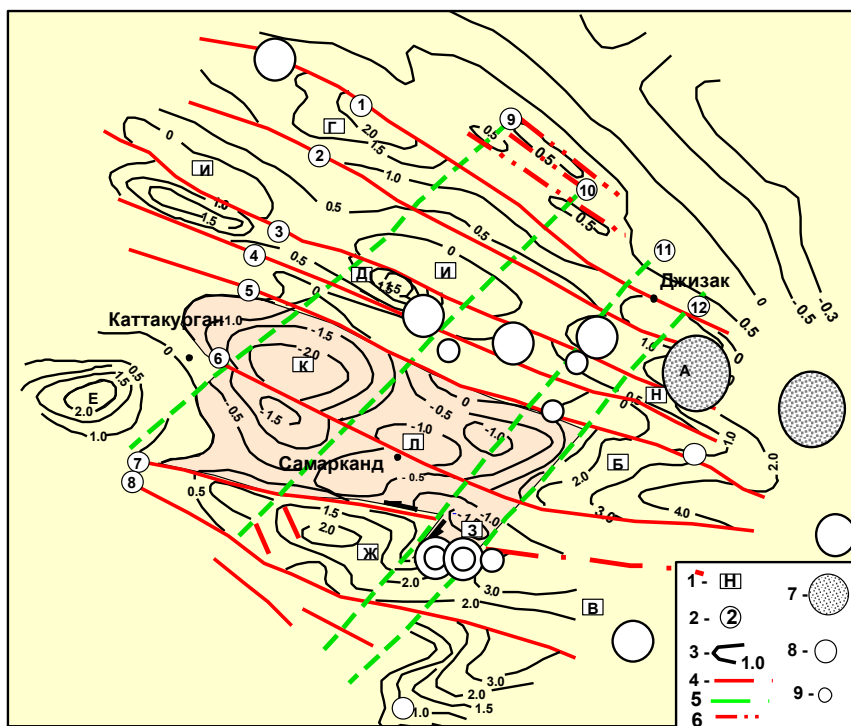


Рис.1. Модель новейшей тектоники западного погружения Южного Тянь-Шаня.

1 – буквенные обозначения положительных и отрицательных структур; 2 – порядковый номер разрывных нарушений; 3 – изолинии амплитуд новейших движений; 4 – северо-западная система разломов; 5 – северо-восточная система разломов; 6 – разломы, выявленные в кристаллическом основании краевой части Сырдарьинской впадины; 7 – эпицентры Уратепинских землетрясений; 8, 9 – эпицентры землетрясений с $M \geq 5.5$ и ≥ 3.5 .

Зона линейно-вытянутых блоковых поднятий Южного-Тянь-Шаня: А - Туркестанская; Б - Зарафшанская; В – Гиссарская.

Зона линейно-вытянутых Северо- и Южно-Нуратинских и изометричных Зирабулакского и Каратепинского поднятий: Г - Северо-Нуратинская; Д – Южно-Нуратинская; Е – Зирабулакская; Ж – Каратепинская.

Межгорные впадины и прогибы: И - Рават-Галляларальская впадина; Н - Санзарский прогиб; К – Каттакурганская впадина, Л - Самаркандская впадина; 3 - Пенджикентский прогиб.

Разрывные нарушения: Северо-западная система разломов: 1 - Северо-Нуратинский; 2 - Южно-Нуратинский; 3 - Северо-Актау-Северо-Карачатау-Северо-Мальгузарский; 4 - Южно-Актау-Южно-Карачатау-Северо-Гобдунтау-Южно-Мальгузарский; 5 - Каратау-Южно-Гобдунтау-Северо-Туркестанский; 6 - Южно-Каратау-Южно-Туркестанский; 7 - Северо-

Зирабулак-Северо-Каратепе-Северо-Зарафшанский; 8 - Южно-Зирабулак-Южно-Каратепе-Южно-Зарафшанский.

Северо-восточная система разломов: 9 - Санганак-Ханбандытауский; 10 - Западно-Каратепе-Койташ-Писталитауский; 11 - Поперечно-Южно-Тянь-Шанский.

Разломы северо-восточной ориентации носят сравнительно скрытый характер и выделяются в основном по комплексу геофизических материалов. Но отдельные их отрезки четко дешифрируются на материалах аэрокосмической съемки. Как показал анализ, замыкание положительных и отрицательных структур, в большинстве случаев, происходит в зоне разломов северо-восточной ориентации. Смещения неотектонических структур, относительно друг друга, резкое погружение шарниров положительных структур в их периклинальных частях также происходит в зоне этих разломов. Эти факты, хотя и косвенно, могут свидетельствовать о значении их при построении сеймотектонической модели анализируемой территории. Разломы северо-западной ориентации установлены геолого-съёмочными работами. Их современная активность подтверждается морфологической выраженностью и уверенным трассированием на материалах топографической и аэрокосмических съемок и эпицентрами землетрясений тяготеющих к зоне разломов. Однозначно, все разломы северо-западного простирания, исследуемой территории, являются прямым продолжением краевых и внутренних разломов Южного Тянь-Шаня, который включает Туркестанское, Зеравшанское и Гиссарское поднятия более высокого ранга. Этот регион рассматривается как область устойчивых новейших и современных поднятий, сейсмический потенциал которых обоснован современными сильными землетрясениями и деформациями горного рельефа возникших в результате сильнейших до исторических землетрясений. В морфологическом отношении разломы Южного Тянь-Шаня представлены крутыми взбросами и взбросо-надвигами. Амплитуда внутренних разломов достигает 1000-2000 м, что намного уступает системе краевых (11000-12000 м).

Особенности проявления сейсмичности. Начиная с исторических времен по настоящее время, в пределах данной части Республики, возник ряд землетрясений с $M \geq 4.5$ и четыре землетрясения с $M \geq 6.0$ (рис. 1 и 2). Все они происходили в восточной части исследуемой территории. Обращает внимание то, что большая часть этих землетрясений произошли в историческое время. Одним из самым древним считается землетрясение, возникшее в 1799 г. с $M=6.0$ недалеко от г.Самарканд. Следующие сильные землетрясения возникали в 1897 г. с $M=6.6$ и 6.7 . Хотя достоверность параметров этих землетрясений не очень высокая, тем не менее сам факт возникновения землетрясений позволяет сделать определенные выводы относительно сейсмической опасности территории в историческое время. Кроме вышеприведенных в 1935 г. на расстоянии 90 км от Самарканда возникло землетрясение с $M=5.3$. Последнее сильное землетрясение в пределах Центральной части Узбекистана возникало в 2013 г. с $M=6.3$ вблизи пос.

Маржанбулак. Землетрясение возникло в зоне динамического влияния Северо-Актау-Северо-Карачатау-Северо-Мальгузарского разлома (рис.1).

На рис.2 показаны эпицентры землетрясений происшедших в пределах Центральной части Узбекистана за период 2010-2018 гг. Основная часть происшедших землетрясений имеет силу $M \leq 4.5$. Только лишь три землетрясения имели силу $M \geq 5.0$. Самое сильное из них, как было отмечено выше Маржанбулакское, имело силу $M=6.3$. Как видно из рис.2 большая часть слабых и умеренных землетрясений, также как исторические сильные, в основном приурочены восточной части исследуемой территории. Наблюдается также тенденция концентрации слабой сейсмичности в зонах Северо-Актау-Северо Карачатау–Северо-Мальгузарского, Южно-Актау-Южно-Карачатау-Северо-Гобдунтау-Южно-Мальгузарского и Каратау-Южно-Гобдунтау-Северо-Туркестанского разломов.

Сеймотектоническая модель. Согласно неотектонической модели новейшая структура Центральной части Узбекистана генетически связана с эпиплатформенным орогеном Южного Тянь-Шаня, являясь его запад-северо-западным погружением в Туранскую плиту. Неотектонические структуры, развитые здесь, представляют цепь вытянутых и изометричных горных сооружений, ступенчато погружающихся с востока на запад. В том же направлении наблюдается убывание амплитуд новейших тектонических движений, мощностей и размеров неоген-четвертичных отложений, интенсивности эрозионной расчлененности рельефа и его абсолютные высоты. Наблюдается синхронность неотектонических движений в Южно-Тянь-Шаньской и Нуратау-Зирабулакской зонах. Основные черты разломной неотектоники Нуратау-Зирабулакской зоны определяется соотношением северо-западных и северо-восточных направлений, при преимущественной роли первых. При этом все разломы северо-западного простирания являются прямым продолжением краевых и внутренних разломов Южно-Тянь-Шаньской зоны. В зоне поперечно Южно-Тянь-Шаньских разломов происходит изменение простирания субширотных краевых и внутренних разломов Южно-Тянь-Шаньской зоны на северо-западное, характерное для Нуратау-Зирабулакской зоны. Происходит поворот неотектонических структур на 40° - 45° . Тем самым создается напряженная зона, о современной активности которой свидетельствуют многочисленные эпицентры слабых землетрясений, локализующихся в зонах динамического влияния разломов.

Заключение

Сеймотектонический анализ неотектонической структуры исследуемой территории в комплексе с материалами предыдущих тематических геологических, геофизических, геоморфологических, сейсмологических и др. исследований, включая материалы космической геодезии, дают возможность предложить следующую модель сеймотектоники Центрального Узбекистана:

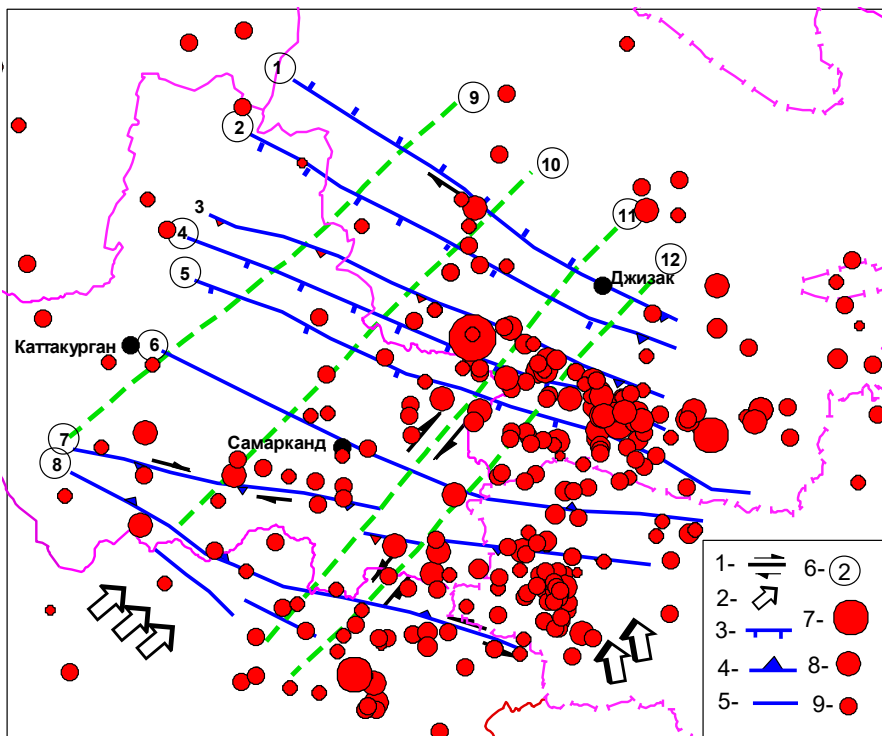


Рис.2. Сейсмотектоническая модель Центральной части Узбекистана.

1 - сдвиги; 2 - направление стрессовых напряжений; 3 - сбросы (бергштрихи в сторону падения сместителя); 4 - взброс; 5 - разломы с невыясненным направлением смещения; 6 - порядковый номер разлома (см.рис.1); эпицентры землетрясений с М: 7 - ≥ 5.0 , 8 - ≤ 4.9 ; 9 - ≤ 3.5 .

1. Практически все неотектонические структуры, как положительные, так и отрицательные единообразно сплюснены, длинная ось которых имеет северо-западную ориентацию. Можно предположить, что наиболее вероятным направлением стрессовых напряжений, сформировавших неотектонические структуры, является северо-восточное. Для субширотных неотектонических структур Южно-Тянь-Шаньского постплатформенного орогена, стрессовые напряжения имеют субмеридиональное направление.

2. Наличие горизонтальных подвижек в разломах северо-западной и северо-восточной ориентаций, результаты дешифрирования материалов аэрокосмической съемки, осуществленный сейсмотектонический анализ свидетельствуют об одновременном действии стрессовых напряжений обоих направлений упомянутых в п.1.

3. Морфологический облик Южно-Тянь-Шанской и Нуратау-Зирабулакской неотектонических зон, их амплитудные характеристики и

особенности проявления сейсмичности позволяют утверждать о резком превалировании стрессовых напряжений субширотной ориентации над северо-восточным.

4. При такой сеймотектонической модели, наиболее вероятным кинематическим типом подвижек в очаговых зонах землетрясений, могут быть взбросы и взбросо-сдвиги.

Литература

1. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Зияудинов Ф.Ф. Сейсмическая опасность территории Узбекистана. Ташкент: Полимеханика, 2012. - 254 с.
2. Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука, 1980, 176 с.
3. Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.А. Технология оценки сейсмической опасности на основе новых карт детального сейсмического районирования (ДСР). Проблемы сейсмологии в Узбекистане – Ташкент, ИС АН РУз, № 9, 2012, с.65-69.
4. Ибрагимов Р.Н. и др. Сеймотектонические условия возникновения Газлийских землетрясений. В сб. Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Изд-во ФАН, Узбекской ССР, 1986г., с.18-28.
5. Мавлянов Г.А. и др. Детальное сейсмическое районирование территории Западного и Южного Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1983, 15 с. (Инф. Сообщ. № 296).

УДК 550.34.01+550.348.436

САМОПОДОБИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА И ОБОБЩЕННЫЙ СКЕЙЛИНГОВЫЙ ЗАКОН СЕЙСМИЧНОСТИ

Стаховский И.Р.

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
123242, Москва, ул. Б. Грузинская, 10,
stakhov@ifz.ru*

Аннотация. В докладе обсуждаются вопросы взаимосвязи скейлинга повторяемости землетрясений со скейлингами пространственных распределений сейсмических эпицентров и сейсмической энергии. Приводятся результаты проверки выполняемости обобщенного скейлингового закона сейсмичности, выведенного ранее методом математического моделирования сейсмического процесса. Показана выполняемость закона в реальных сейсмических данных. Рассмотрено физическое содержание закона.

Ключевые слова: скейлинг, мультифрактальное поле, сейсмичность, график повторяемости, обобщенный скейлинговый закон сейсмичности.

Введение. Самоподобие (масштабная инвариантность, скейлинг) – характерный признак структуры неравновесных физических систем, в том числе – природных. Так, сейсмический процесс подчиняется твердо установленному закону Гутенберга-Рихтера [*Gutenberg, Richter, 1956*], который можно представить в виде:

$$E \propto N^{-\omega}, \quad (1)$$

где N - число землетрясений с сейсмической энергией E , ω - константа, обычно интерпретируемая как "наклон графика повторяемости". Соотношение (1) описывает скейлинг повторяемости землетрясений. Кроме того, сейсмический процесс обладает локальными и глобальными скейлингами пространственных распределений эпицентров землетрясений и сейсмической энергии, что определено с помощью мультифрактального анализа данных сейсмических каталогов [*Geilikman et al, 1990; Hooge et al, 1994; Стаховский, 2017*]). В работе [*Стаховский, 2004*] методом математического моделирования показано, что эти формы сейсмических скейлингов взаимосвязаны. Так же, как и соотношение (1), взаимосвязь сейсмических скейлингов объясняется свойствами, приобретаемыми многокомпонентными физическими системами в условиях неравновесности [*Пригожин, 2002*]. Эта взаимосвязь может быть выражена уравнениями:

$$a_i^E = \omega a_i^S + const, \quad (2)$$

$$f(a^E) = f(a^S), \quad (3)$$

где a_i^E - индексы сингулярности сейсмоэнергетического поля (т.е. мультифрактальной меры, моделирующей пространственное распределение сейсмической энергии), a_i^S - индексы сингулярности сейсмического поля (т.е. мультифрактальной меры, моделирующей пространственное распределение сейсмических эпицентров), ω - абсолютное значение наклона графика повторяемости, построенного в энергетической форме (т.е. в форме (1)), $f(a^E)$ и $f(a^S)$ - спектры сингулярностей соответствующих полей, $const$ - эмпирическая константа, i - порядковый индекс боксов (ячеек) масштабной сетки (в формуле (2) индекс i обозначает принадлежность a^E и a^S к одной и той же точке сейсмического и сейсмоэнергетического полей). Индекс сингулярности определяется следующим образом:

$$a_i = \lim_{r \rightarrow 0} p_i / r, \quad (4)$$

где p_i - содержание меры в i -том боксе масштабной сетки, r - размер бокса (масштаб).

В различных сейсмоактивных регионах Земли, таких как Калифорния, Тянь-Шань, Япония и т.д. тектонические условия различны, однако свойства сейсмогенерирующих систем, обусловленные их неравновесным состоянием, остаются идентичными. В частности, закон Гутенберга-Рихтера (1) выполняется в любой сейсмогенерирующей системе. Этот вывод остается справедливым и для соотношений (2)-(3), которые ранее неоднократно проверялись с помощью структурного анализа сейсмических данных (например, для сейсмоактивных областей Южной Калифорнии [Стаховский, 2004] и Мексики [Стаховский, 2019]). В настоящем докладе приводится новый пример проверки соотношений (2)-(3) по сейсмическим данным для области хребта Косо в Восточной Калифорнии. Проверка подтверждает выполняемость и универсальный характер этих соотношений, которые могут быть названы обобщенным скейлинговым законом сейсмичности.

Исходные данные и техника расчетов. В данной работе выбранный для исследования полигон располагался к северу от г. Риджкрест в Восточной Калифорнии, имел размеры 80×80 км и обладал субширотной и субмеридиональной ориентацией сторон. Рельеф этой области определяется в основном горным хребтом Косо (Coso Range), а к востоку – горным хребтом Аргус (Argus Range). Центр полигона находился примерно в 150-и км к востоку от разлома Сан-Андреас в точке с географическими координатами $36.00^\circ \text{ N}, 117.68^\circ \text{ W}$.

В расчетах использовались сейсмические данные Южно-Калифорнийского сейсмологического каталога (каталога SCSN - Southern California Seismic Network) за 2001-2016 гг. Исследованная в настоящей работе выборка данных каталога содержала 3772 события в диапазоне магнитуд $1.8 \leq M \leq 5.17$ ($M = 1.8$ – порог представительности каталога [Hutton et al, 2010]). Глубины гипоцентров этих событий находились в пределах $H < 15$ км, т.е. вся выборка относилась к мелкофокусной (преимущественно приповерхностной) сейсмичности.

За период времени 2001-2016 гг. на территории исследованного полигона не наблюдались события с магнитудами $M > 5.17$. Однако в июле 2019 г. вблизи южной границы полигона (у юго-западных отрогов хребта Аргус) начался интенсивный всплеск сейсмической активности, территориально относившийся к области, в значительной степени выходящей за границы полигона. 4-го июля 2019 г. там произошло землетрясение с магнитудой $M = 6.4$, а примерно через 34 часа после этого – второе землетрясение с магнитудой $M = 7.1$. Тем не менее, можно обоснованно полагать, что исследованная выборка данных, заканчивающаяся 2016 годом (т.е. за 2.5 года до «серии землетрясений Риджкрест» [Shelly, 2020]), не содержала форшоков этих событий.

Для целей мультифрактального анализа (подробное изложение теории приведено в [Mandelbrot, 1989]) территория полигона покрывалась ренормируемой масштабной сеткой квадратных боксов. Пространственные распределения эпицентров землетрясений и сейсмической энергии моделировались мерами P^S и P^E , где верхний индекс S соответствует сейсмическому полю, а E - сейсмоэнергетическому полю (как и в формулах (2)-(3)). Содержание этих мер в i -тых боксах масштабной сетки оценивалось с помощью нормировки:

$$\begin{aligned} p_i^S &= N_i/N_0, \\ p_i^E &= E_i/E_0, \end{aligned} \quad (5)$$

где N_i - число событий в i -том боксе, N_0 - общее число событий в выборке, E_i - общая величина сейсмической энергии в i -том боксе, E_0 - общая величина сейсмической энергии всех событий в выборке. Пересчет магнитуд в энергии осуществлялся по формуле Бата [Bath, 1973]:

$$\lg E = 5.24 + 1.44M, \quad (6)$$

где E - сейсмическая энергия (Дж), M - магнитуда по поверхностным волнам. Путем ренормирования сетки определялась кумулянт-генерирующая функция $\tau(q)$:

$$\tau(q) = \lim_{r \rightarrow 0} [\ln \sum_{i=0}^N p_i^q(r) / \ln(1/r)], \quad (7)$$

где r - размер бокса сетки (масштаб), N - общее число непустых боксов сетки, q - порядок момента меры. С помощью преобразования Лежандра осуществлялся переход к переменным a и $f(a)$:

$$a = -\frac{d}{dq} \tau(q), \quad (8)$$

$$f(a) = aq + \tau(q), \quad (9)$$

где a (индекс сингулярности) и $f(a)$ (спектр сингулярностей) – параметры, входящие в формулы (2)-(3).

Результаты расчетов. Уравнения (2)-(3) имеют ясный геометрический смысл. Соотношение (2) показывает, что параметры локального скейлинга сейсмического и сейсмоэнергетического полей в каждой точке связаны линейно, причем коэффициентом пропорциональности является ω - абсолютное значение наклона графика повторяемости в энергетической форме. Соотношение (3) показывает, что $f(a)$ -спектры сейсмического и

сейсмоэнергетического полей связаны аффинными преобразованиями растяжения и сдвига (т.е. с помощью преобразований растяжения и сдвига один спектр может быть преобразован в другой). Следствием линейной зависимости (2) является равенство:

$$\omega = (a_{i_1}^E - a_{i_2}^E)/(a_{i_1}^S - a_{i_2}^S), \quad (10)$$

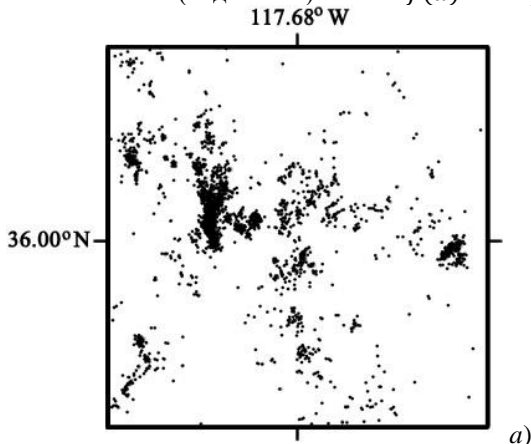
где i_1 и i_2 - произвольные точки сейсмического и сейсмоэнергетического полей, имеющие в обоих полях одинаковые координаты. В частности, уравнение (10) можно переписать в виде:

$$\omega = (a_{max}^E - a_{min}^E)/(a_{max}^S - a_{min}^S), \quad (11)$$

где a_{max} и a_{min} - максимальные и минимальные значения индексов сингулярности соответствующих полей. Однако при обработке экспериментальных данных использование формулы (11) может приводить к систематическим погрешностям, т.к. формы правых ветвей $f(a)$ -спектров, построенных по экспериментальным данным, как правило, оказываются искажены из-за нехватки данных (в случае с сейсмичностью – в первую очередь из-за наличия у каталогов порога представительности, отсекающего от исследуемой выборки информацию о слабых событиях, т.е. приводящего к разрыву скейлинга). Поэтому формулу (10) целесообразно использовать в виде:

$$\omega = (a_{ex}^E - a_{min}^E)/(a_{ex}^S - a_{min}^S), \quad (12)$$

где a_{ex} - значения индексов сингулярности экстремумов $f(a)$ -спектров соответствующих полей. В этом случае значение параметра ω будет определяться только по левым (надежным) ветвям $f(a)$ -спектров.



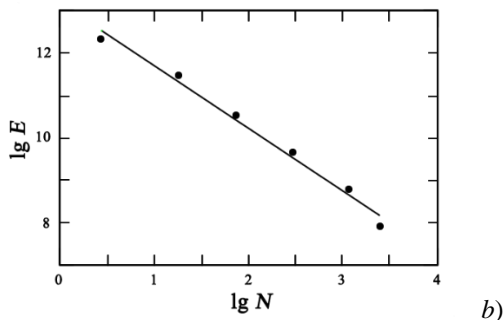


Рис. 1. а) - Пространственное распределение эпицентров землетрясений по территории исследованного полигона, б) – График повторяемости в энергетической форме для исследованной выборки данных. Сейсмическая энергия E выражена в джоулях, N – число событий с энергией E .

Перечисленные свойства соотношений (2)-(3) допускают прямую экспериментальную проверку по сейсмическим данным. На рис. 1а показано пространственное распределение эпицентров землетрясений в пределах исследованного полигона. Рис. 1б представляет традиционный график повторяемости землетрясений (в энергетической форме) для исследованной выборки в соответствии с соотношением (1). Прямая линия на рис. 1б - график линейной регрессии, аппроксимирующий данные каталога (точки). Регрессия построена с использованием метода наименьших квадратов. График повторяемости слегка искажен в областях больших и малых магнитуд, однако его центральная часть практически параллельна линии регрессии. Абсолютное значение коэффициента регрессии можно рассматривать как оценку величины параметра ω , полученную с помощью построения графика повторяемости. В данном случае $\omega = 1.483\dots$

На рис. 2а представлены $f(a)$ -спектры сейсмического (точки) и сейсмоэнергетического (сплошная линия) полей, построенные для исследованной выборки. Спектры вычислены в диапазоне изменения порядка момента $-30 \leq q \leq 30$ с шагом $\Delta q = 0.15$. Минимальные значения индексов сингулярности (т.е. точек, в которых левые ветви спектров достигают оси абсцисс) составили: $a_{min}^E=0.275\dots$, $a_{min}^S=0.543\dots$, значения индексов сингулярности экстремумов спектров: $a_{ex}^E=3.195\dots$, $a_{ex}^S=2.553\dots$. Подставляя эти значения в (12), получаем вторую оценку параметра ω : $\omega = 1.452\dots$, причем в данном случае ω или "наклон графика повторяемости" (в энергетической форме) определен без построения самого графика повторяемости, т.е. на основе анализа исключительно пространственных распределений сейсмичности.

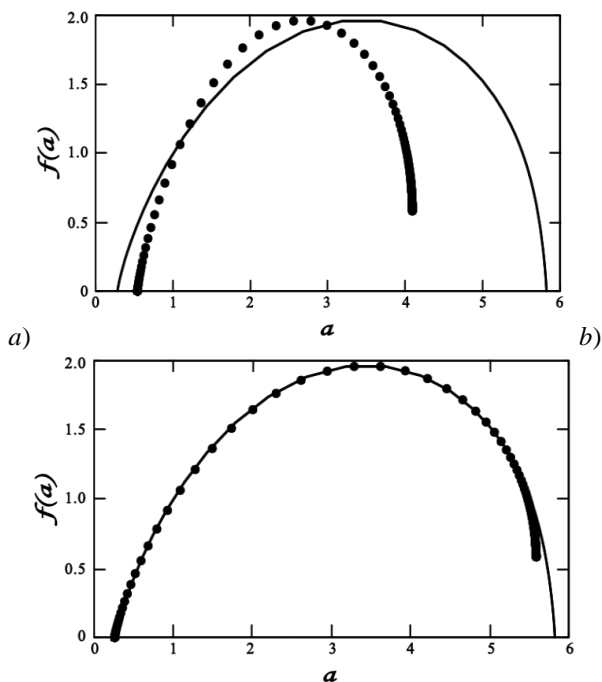


Рис.2. а) – Спектры сингулярностей сейсмического поля (точки) и сейсмоэнергетического поля (сплошная линия) для исследованной выборки данных, б) – Результат наложения спектра сингулярностей сейсмического поля после преобразования растяжения и сдвига на спектр сингулярностей сейсмоэнергетического поля (сплошная линия).

В соответствии с уравнением (3) $f(a)$ -спектры сейсмического и сейсмоэнергетического полей связаны аффинными преобразованиями растяжения и сдвига. Подбор параметров растяжения ω и сдвига $const$ может быть осуществлен разными способами в зависимости от метода минимизации невязок между спектрами ("наилучший" способ предложить едва ли возможно). Учитывая сложную форму спектров, подбор параметров растяжения и сдвига в данном случае реализовывался не с помощью формальных методов, подобных методу наименьших квадратов, методу Колмогорова или аналогичным методам, а программно, с помощью компьютерного перебора значений, минимизирующего невязки между вычисленными точками спектров (поскольку абсциссы этих точек не совпадают).

На рис. 2б показан $f(a)$ -спектр сейсмоэнергетического поля (сплошная линия) и $f(a)$ -спектр сейсмического поля (точки), преобразованный в соответствии с соотношениями (2)-(3), т.е. подвергнутый преобразованиям растяжения и сдвига. Значения параметров преобразования, полученные с

помощью компьютерной процедуры, составили $\omega = 1.502\dots$, $const = - 0.550\dots$. Тем самым, получаем третью оценку значения параметра ω .

Рис. 2*b* демонстрирует, что после преобразования растяжения и сдвига $f(a)$ -спектр сейсмического поля практически совпадает с $f(a)$ -спектром сейсмоэнергетического поля в диапазоне изменения порядка момента $-3 \leq q \leq 30$. При $q < -3$ нижние участки правых ветвей $f(a)$ -спектров расходятся. Расхождение правых ветвей спектров объясняется нехваткой данных, т.е. разрывом скейлинга, вызванным отсутствием в выборке информации о событиях с магнитудами $M < 1.8$ (наличием у каталога порога представительности). По этой причине при $q < -3$ нижние участки правых ветвей $f(a)$ -спектров оказываются сильно искажены, а правую ветвь $f(a)$ -спектра сейсмического поля невозможно довести до оси абсцисс. Таким образом, расхождение $f(a)$ -спектров в этой области не имеет физического смысла, а обусловлено только лимитированными возможностями сейсмической сети. Отсюда понятны и ограничения в применимости формулы (11) для оценки значения параметра ω .

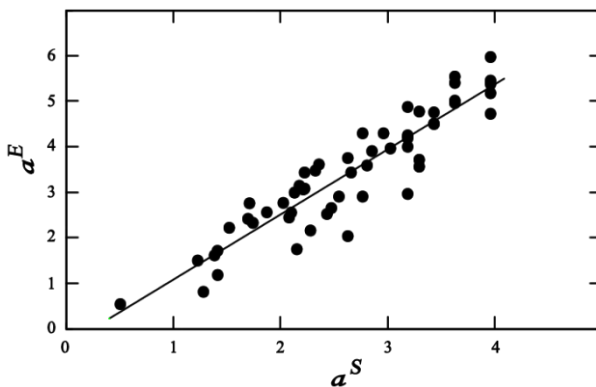


Рис. 3. График зависимости a_i^E от a_i^S для всех непустых боксов масштабной сетки. Прямая линия - график линейной регрессии, построенной по этим точкам.

Наконец, четвертый способ проверки соотношений (2)-(3) заключается в построении непосредственной зависимости a_i^E от a_i^S в соответствии с выражением (2). Поскольку индексы сингулярности являются предельными характеристиками (4), а на сетках низкого разрешения вычислить пределы (4) невозможно, значения a_i могут быть только аппроксимированы их приближенными оценками $a_i = \lim_{r \rightarrow 0} p_i/r \approx p_i/r$. График зависимости a_i^E от a_i^S представлен на рис. 3. Необходимость использования приближенных значений a_i приводит к заметному разбросу точек на рис. 3, однако статистически множество точек сохраняет проверяемую зависимость.

Линейная регрессия (график которой представлен на рис. 3 прямой линией) имеет коэффициент регрессии, равный $\omega = 1.430\dots$. Этот способ оценки значения параметра ω объективно характеризуется наибольшей погрешностью.

Как видим, оценки абсолютной величины параметра ω (1.483..., 1.452..., 1.502..., 1.430...), полученные четырьмя независимыми методами, различаются в пределах всего 5%, а $f(a)$ -спектры сейсмического и сейсмоэнергетического полей могут быть преобразованы один в другой с помощью аффинных операций растяжения и сдвига в статистически значимом диапазоне значений индексов сингулярности. Это позволяет утверждать, что исследованный сейсмический процесс подчиняется соотношениям (2)-(3) в пределах погрешностей имеющихся данных.

Обсуждение результатов и выводы. Возможность описания масштабно-инвариантного сейсмического процесса в терминах нелинейной динамики [Bak, Tang, 1989; Turcotte, 1999] и фрактальной геометрии [Geilikman et al, 1990; Hooge et al, 1994] характеризует его как процесс самоорганизации неравновесной природной системы. Один из фундаментальных выводов теории неравновесных процессов заключается в том, что сложные многокомпонентные системы, состоящие из метастабильных подсистем, в неравновесном состоянии начинают эволюционировать «как единое целое» [Пригожин, 2002]. В сейсмофизических исследованиях этот вывод подтверждается как при численном анализе сейсмических каталогов, так и при лабораторном моделировании сейсмичности [Соболев и др., 1982; Стаховский, 2017]. Неравновесное состояние среды – общая причина самоподобия диссипативных структур (сейсмических структур), возникающих в процессе самоорганизации сейсмогенерирующих систем, что делает наличие взаимосвязи между сейсмическими скейлингами вполне ожидаемым.

Выполнение обобщенного скейлингового закона (2)-(3) характерно для установившегося сейсмического режима, при котором происходящие в сейсмогенерирующей системе многочисленные, но «слабые» (в масштабах исследуемой системы) землетрясения не разрушают глобальной целостности системы, не меняют на контуре граничных условий, определяющих эволюцию системы, не приводят к изменениям ее динамики и росту флуктуаций сейсмической активности. Спектры сингулярностей сейсмического и сейсмоэнергетического полей при этом стационарны. В противоположном случае, когда вся рассматриваемая система охвачена процессом подготовки события, которое в дальнейшем приведет к разрушению системы, т.е. процессом подготовки «сильного» (в масштабах исследуемой системы) землетрясения, свойства сейсмического процесса начинают определяться неограниченным ростом флуктуаций сейсмической активности. В окрестностях эпицентра будущего «сильного» землетрясения спектры сингулярностей сейсмических и сейсмоэнергетических полей перестают быть

стационарными. В этом случае наблюдается эффект расширения $f(a)$ -спектров сейсмических полей [Стаховский, 2017].

Соотношения (2)-(3) являются условиями одновременного выполнения пространственных скейлингов и скейлинга повторяемости землетрясений в едином сейсмическом процессе, эволюционирующем в установившемся режиме. Обобщенный скейлинговый закон (2)-(3) отличается от закона Гутенберга-Рихтера (1) тем, что устанавливает взаимосвязи между параметрами пространственных распределений эпицентров землетрясений и их сейсмической энергии, тогда как закон Гутенберга-Рихтера не содержит пространственных параметров сейсмичности. По сути, закон Гутенберга-Рихтера оказывается частным случаем более общих соотношений (2)-(3). Возможность определения "наклона графика повторяемости" ω без построения самого графика повторяемости (а только с помощью анализа пространственных распределений сейсмичности) качественно расширяет физический смысл параметра ω в соотношениях (2)-(3) по сравнению с его смыслом в формуле (1): параметр ω связывает сейсмическое и сейсмоэнергетическое поля в каждой ненулевой точке этих полей. Параметр ω можно интерпретировать как количественную меру "степени неравновесности" сейсмического процесса.

Результаты работ [Стаховский, 2004; Стаховский, 2019] и данного исследования позволяют говорить, что тектоническое строение или географическое положение сейсмоактивного региона не оказывают влияния на факт взаимосвязи сейсмических скейлингов. Взаимосвязь сейсмических скейлингов объясняется общими свойствами неравновесных систем. Выполнение обобщенного скейлингового закона в сейсмических данных можно рассматривать как отличительный признак установившегося сейсмического режима.

Литература

Пригожин И.Р. От существующего к возникающему. М.: Едиториал УРСС. 2002. 288 С.

Соболев Г.А., Семерчан А.А., Салов Б.Г., Шпетцлер Х.А., Сондергельд К.Х., Баданов В.Н., Кольцов А.В., Лось В.Ф., Насимов Р.М., Пономарев А.В., Стаховский И.Р., Терентьев В.А., Турецкий И.М. Предвестники разрушения большого образца горной породы // Известия АН СССР. Физика Земли. 1982. № 8. С. 29-43.

Стаховский И.Р. Согласование скейлингов сейсмического и сейсмоэнергетического полей земной коры // Физика Земли. 2004, №11, С. 38-46.

Стаховский И.Р. Масштабная инвариантность коровой сейсмичности и прогностические признаки землетрясений // Успехи физических наук. 2017. Т. 187. № 5. С. 505-524.

Стаховский И.Р. Структурная модель взаимосвязи сейсмических скейлингов и обобщенный скейлинговый закон сейсмичности // Письма в ЖЭТФ. 2019. Т. 109. № 11-12. С. 852-857.

- Bak P., Tang C. Earthquakes as self-organized criticality // J. Geophys. Res., 1989, V. 94, № 15, P. 635-637.
- Bath M. Introduction to seismology. Basel and Stuttgart. Birkhauser Verlag. 1973. 350 P.
- Geilikman M.B., Golubeva T.V., Pisarenko V.F. Multifractal patterns of seismicity // Earth and Planetary Science Letters. 1990. V.99. №1/2. P. 127-132.
- Gutenberg, B., Richter, C. F. Magnitude and Energy of Earthquakes // Annali di Geofisica. 1956. V.9. № 1. P. 15-20.
- Hooge C., Lovejoy S., Pecknold S., Malouin F., Schertzer D. Universal multifractals in seismicity // Fractals. 1994. V. 2. № 3. P. 445-449.
- Hutton L. K., Woessner J., Hauksson E. Seventy-seven years (1932 – 2009) of earthquake monitoring in southern California // Bull. Seismol. Soc. Am. 2010. V. 100. № 2. P. 423-446.
- Mandelbrot B. Multifractal measures, especially for geophysicist // PAGEOPH. 1989. V. 131. P. 5–42.
- Shelly D.R. A high-resolution seismic catalog for the initial 2019 Ridgecrest earthquake sequence: foreshocks, aftershocks, and faulting complexity // Seismological Research Letters. 2020. V. 91. № 4. P. 1971–1978.
- Turcotte D.L. Seismicity and self-organized criticality // Phys. Earth Planet. Inter. 1999. V. 111. № 3-4. P. 275-293.

УДК: 550.3:550.8(575.1)

Кореляция теплового потока Южного Узбекистана с сейсмичностью

Тошпулатов Ф.Н., Менгниёзов Ф.Х.

*Национальный Университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека
1700174, Ташкент, улица Университетская дом-4
farxod.toshpulatov.81@bk.ru*

Аннотация. Важную роль в формировании того или иного эндогенного режима и характера его проявления в земной коре играет тепловой поток.

В тексте четко выделенные аномалии теплового потока в западной, северной и центральной частях территории Южного Узбекистана. Территория исследования охватывает площадь от 65° до 68°30' восточной долготы и от 32° до 39°20' северной широты. Из карты видно, что все эпицентры землетрясений попадают в градиентные зоны теплового поля. Особенно примечательно то, что эпицентры сильных землетрясений магнитудой $M \geq 4,0$ концентрируются в зонах резкого изменения значений изолинии теплового поля от 1,4 МВт/сек² до 2,1 МВт/сек².

Ключевые слова: *эндогенный режим, тепловой поток землетрясения, сейсмическая опасность, информативность, струи горячих флюидов, геолого-геофизические данные, долговременная сейсмичность, аномалии теплового потока, сейсмоактивный разлом.*

Важную роль в формировании того или иного эндогенного режима и характера его проявления в земной коре играет тепловой поток.

Тепло к поверхностным частям земной коры и, в целом, в литосферу и в верхнюю мантию проникает с более низких слоев Земли. Это происходит в виде различных процессов: теплообмена, тепломассопереноса, конвективных потоков, с расплавами и флюидами. Процесс всплывания горячего мантийного вещества кверху отражает явление общей дифференциации.

Земную кору пронизывает тепловой поток, в связи с чем внутри ее постоянно происходит изменение различных термодинамических параметров. Изучение их составляет сложную научную проблему. Однако изучение величины теплового потока на различных участках земной поверхности дает возможность оценить состояние земной коры и особенности ее геодинамики.

Величина теплового потока на поверхности и прогревание внутренних слоев зависит от проницаемости земной коры. Эффективное прогревание коры происходит в обстановке большой и обязательно рассеянной проницаемости коры. В этих условиях горячий материал верхней мантии пронизывает кору плотной густой сетью. Кора нагревается, а верхняя мантия охлаждается, отдавая своё тепло земной коре.

Передача тепла в орогенных областях происходит иначе. При этом здесь вещество верхней мантии с глубинным теплом перемещается по глубинным разломам, и большая часть тепла выносится на поверхность. Кора при этом нагревается слабее.

Мощность земной коры в силу своей неоднородности приводит к неравномерному распределению теплового потока, который поступает из глубины. Вместе с тем, тепловой поток влияет на изменения мощности земной коры. Так Н.И. Павленкова (4) отметила, что во многих регионах наблюдается четкая обратная связь между тепловым потоком и мощностью земной коры. Оказалось, что чем выше тепловой поток, тем тоньше земная кора. Чем выше температура на границе Мохо, тем на меньшей глубине она залегает (4). Все это свидетельствует, на наш взгляд, о том, что глубинное тепло является основной причиной деструкции земной коры. Об этом же отмечается в (4, 5).

Вышеуказанные процессы, по-видимому, обусловлены частичным выправлением земной коры. Это не просто выправление подошвы земной коры, а более сложные процессы, приводящие к существенному изменению физических свойств коры.

Неравномерное нагревание коры приводит к нарушению гравитационного равновесия. Струи горячих флюидов, внедряясь с большим

количеством тепла в породе земной коры, делают их пластичными и разрыхляют их. В результате возникают плотностные неоднородности, вызывающие нарушение изостатического равновесия.

Как видим, тепловой поток, структура земной коры и неоднородности в земной коре образуют единую систему внутреннего взаимодействия. Поэтому использование данных о тепловом потоке в комплексе с другими геолого-геофизическими показателями, по нашему мнению, является эффективным при оценке сейсмической опасности территории Южного Узбекистана. Плотность теплового потока среднеазиатского региона систематически изучалась на протяжении последних десятилетий Ю.Н.Зуевым (1,2,3,6,7,8).

Под руководством Ю.Н.Зуева в ИГиГ АН РУз была составлена карта теплового потока (М 1:2500000). На рис.1. представлен вариант карты теплового потока Южного Узбекистана, усовершенствованный Ф.Тошпулатовым.

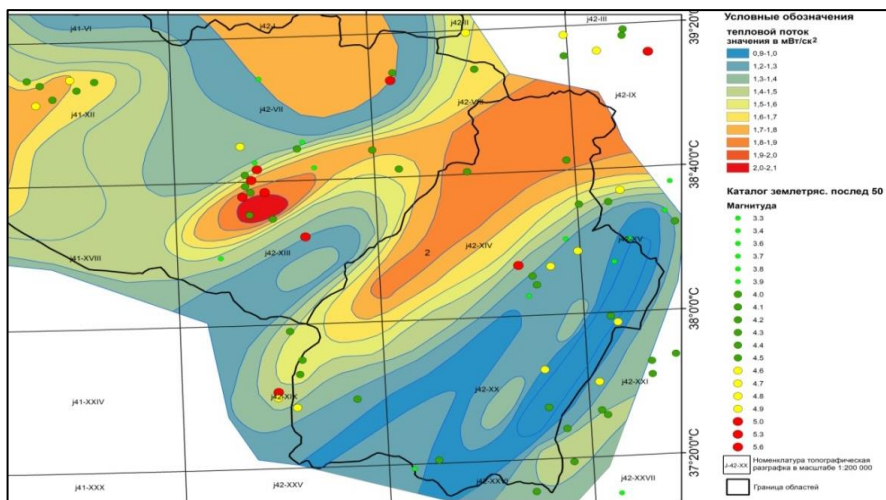


Рис.1.Карта теплового потока Южного Узбекистана (в масштабе 1:1000000, по данным Н.В.Зуева) с эпицентрами сильнейших землетрясений магнитудой выше от 3.3 (1969-2019).

На рисунке видно, что в западной, северной и центральной частях территории Южного Узбекистана отчётливо выделяются повышенные аномалии теплового потока.

Территория исследования охватывает площадь от 65° до 68°30' восточной долготы и от 32° до 39°20' северной широты.

Аномалии теплового поля простираются в направлении от юго-запада к северо-востоку. Для сравнительного анализа значений теплового потока с сейсмичностью района мы использовали данные об эпицентрах землетрясений с магнитудой $M \geq 3,3$. Из карты видно, что все эпицентры землетрясений

попадают в градиентные зоны теплового поля. Особенно примечательно то, что эпицентры сильных землетрясений магнитудой $M \geq 4,0$ концентрируются в зонах резкого изменения значений изолинии теплового поля от 1,4 МВт/сек² до 2,1 МВт/сек².

Полученные результаты свидетельствует о том, что в настоящее время самыми сейсмоактивными разломами в Южном Узбекистане являются Байсун-Кугитангский и Сурхантау-Сарыкамышский.

Литература

1. Борисов О.М. Разломная тектоника Средней Азии. /В кн.: Металлогенические проблемы Средней Азии. - Ташкент: Фан. - 1982. - с.37-53.
2. Борисов О.М. Основные типы разрывных нарушений Земли и их сейсмичность. /В сб.: Проблемные вопросы сейсмологии Средней Азии. - Ташкент: Фан. -1988. - с.6-19.
3. Кнауф В.И. О связи между региональными сейсмическими зонами и домезозойскими структурами Тянь-Шаня. //Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973. - №7. - с.35-45.
4. Павленкова Н.И. Эндогенные режимы и структура земной коры и верхней мантии. /В кн.: Строение и эволюция тектоносферы. - М.: Наука, 1987. - с.253-274.
5. Рейснер Г.И., Рейснер М.Г. О методе выявления современных эндогенных режимов. /В кн.: Строение и эволюция тектоносферы. - М.: ИФЗ АН СССР, 1987. - с.274-301.
6. Зуев Ю.Н. и др. О теплофизических свойствах горных пород некоторых районов Западного и Южного Тянь-Шаня и геотермических условиях Фенганской впадины. /В кн. Глубинное строение земной коры территории Узбекистана, Ташкент, 1971.
7. Зуев Ю.Н. и др. Глубинный тепловой поток и некоторые его источники. /В кн. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М., 1977.
8. Зуев Ю.Н., Паликарпов А.А. Геотермический режим и тепловая энергетика коры и верхней мантии. /В кн. Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент, Фан, 1982,- с.182-189.

УДК 550.343

ИССЛЕДОВАНИЕ СУТОЧНЫХ, СЕЗОННЫХ И СЕЙСМОУСЛОВЛЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ЕСТЕСТВЕННОГО ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

В.Р. Юсупов, А.Н. Худойкулов

*Институт сейсмологии АН РУз, Ташкент, Узбекистан
valijon.yusupov@mail.ru*

Аннотация. В данной статье рассмотрены вариации электромагнитных полей, включающие суточные и сезонные

вариации импульсного электромагнитного излучения земной коры, электротеллурического поля, исследуемые в Узбекистане и других сейсмически активных регионах. Рассмотрены также кратковременные аномальные вариации импульсного электромагнитного поля, связанные с землетрясениями. Содержатся также сведения о вариациях горизонтальной и вертикальной составляющих электромагнитного поля Земли.

Ключевые слова: *вариации, геодинамический полигон, эпицентр, прогностические станции, импульсное электромагнитное поле, суточные и сезонные изменения.*

Введение. В настоящее время оценка сейсмической опасности и прогнозирование землетрясений является одной из значимых проблем мирового масштаба. В развитых странах мира продолжают исследования, необходимые для разработки подходов к решению сложных задач по прогнозированию землетрясений, по выявлению предвестников землетрясений, основанные на изменениях электромагнитных полей.

Среди электромагнитных предвестников землетрясений наиболее перспективным является естественное импульсное электромагнитное излучение земной коры. О возможности накопления и разряда мощного электричества в недрах Земли впервые написал в 70-х годах прошлого столетия Воробьев А.А.[1].

Аномальные вариации электромагнитного излучения (ЭМИ) земной коры, связанные с землетрясениями, впервые зарегистрированы в Приташкентском районе в штольне Чарвакского водохранилища [2]. Этот метод быстро распространился: на Ташкентском, Ферганском и Кызылкумском полигонах, были открыты семь стационарных станций ЭМИ. Импульс электромагнитного поля, его динамическая характеристика.

Количество движения, которыми обладает электромагнитное поле в данном объёме. Тела, помещенные в электромагнитное поле, испытывают действие механических сил. Воздействие поля на тело при этом связано с поглощением телом электромагнитных волн или изменением направления их распространения (отражение, рассеяние, преломление). При излучении телом электромагнитных волн, в частности даже света, импульсное излучение тела также меняется. Так как импульс замкнутой материальной системы в результате излучения, поглощения или отражения электромагнитных волн не может измениться (в силу закона сохранения полного импульса системы), так из этого следует, что электромагнитная волна также обладает импульсом.

Обширные исследования организованы также в эпицентрах произошедших сильных землетрясений. В течение короткого времени в Узбекистане обнаружены многочисленные краткосрочные аномальные изменения, связанные с землетрясениями [3-6].

Методика исследований. В настоящее время метод импульсного электромагнитного излучения широко применяется во многих странах мира (Россия, Япония, Китай, США, Греция и др.). Природой и распространением ЭМИ, занимались Абдуллабеков К.Н., Вершинин Е.Ф., Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л., Дешеревский А.В., Кузнецова В.П., Моги Т. И, Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Назарев В.П., Попруженко С.В., Сидорин А.Я., Токтосаипиев А.Т., Трубников В.М., Хусомиддинов С.С и многие др. [1-13]. В последние годы в Узбекистане наряду с вариациями импульсного ЭМИ, регистрируются также вариации теллурических токов, метеорологических и других параметров (рис1.). Раньше регистрация только вариаций ЭМИ вызывало неудобства при интерпретации результатов измерений, так как они могли быть следствием не только сейсмических событий, но и ряда метеорологических и других явлений. Учитывая это обстоятельство, под руководством С.С.Хусомиддинова в 2013-2014 гг. был разработан Кустовой центр, и на территории Узбекистана были установлены несколько комплектов, позволяющих одновременно регистрировать 18 параметров: вариации ЭМИ на частотах 2 и 12 кГц в направлениях север-юг, восток-запад, теллурических токов в двух направлениях, почвенного радона, температуру и влажность воздуха и др. Исследовались суточные, сезонные, периодические и аperiodические вариации исследуемых параметров.

Результаты анализа и их обсуждение. *Место наблюдения.* Район исследований охватывает Ташкентский геодинамический полигон. В пределах района широко распространены породы мезозойской тектономагматической активизации, образующие несколько протяженных поясов, которые накладываются на гетерогенный раннедокембрийский фундамент. Эти зоны в совокупности соответствуют активной континентальной окраине мезозойского возраста.

Основные результаты. Инструментальные наблюдения за вариациями электромагнитного поля в обсерватории Янгибазар проводятся с 2013 в связи с задачей изучения предвестников землетрясений и поиска наиболее информативных из них. Ранее в 1974-1987 гг. измерения проводились интегральным методом измерения напряженности электромагнитного излучения (ЭМИ) с использованием для измерений селективного вольтметра в комплекте с коленной резонансной антенной $f_{рез}=12,5$ кГц с записью выходного сигнала на самопишущий потенциометр КСП-4. Начиная с 2013г исследования проводятся по новой технологии с помощью «Кустового Центра»- регистрации количества импульсов ($f_{рез}=2$ кГц, $f_{рез}=12$ кГц восток-запад, север-юг), амплитуды, импульсного электромагнитного поля Земли (ИЭМПЗ). Исторически данные направления исследований успешно использовались на различных геодинамических полигонах (Кызылкум, Фергана, Ташкент и др.). Аномальные изменения в электромагнитных полях, предвещающие землетрясения были ассоциированы с сейсмотектоническими процессами в земной коре.

Так на территории Магнитно-ионосферной обсерватории Янгибазар с помощью кустового центра организованы круглосуточные электрометрические наблюдения.

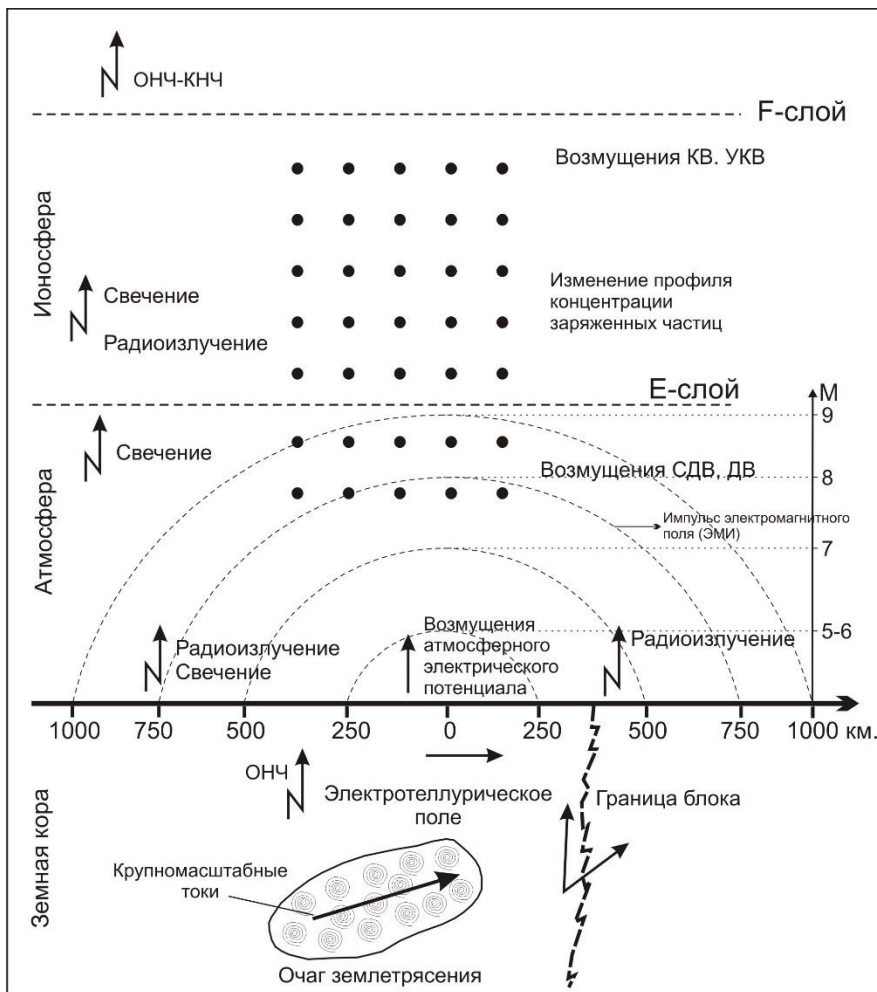


Рис.1. Схема расположения возможных источников искажения естественных электромагнитных полей при сейсмических процессах [7].

На рис.2. приведены среднесуточные вариации ЭМИ в обсерватории Янгибазар, вычисленные путем осреднения данных 365 дневных измерений интенсивности поля. Как видно из рисунка, интенсивность поля в первой половине суток отрицательная, а во второй - положительная.

В качестве примера на рис. 2 приведены графики суточного хода ЭМИ в обсерватории Янгибазар за 2013-2015гг. Анализ графика показал, что суточные вариации фоновой интенсивности проявляются во все времена года,

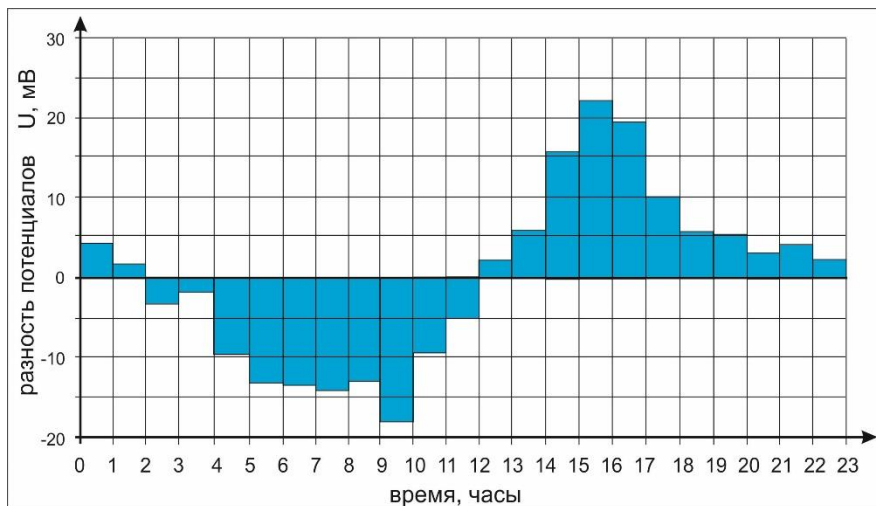


Рис.2. Среднесуточные вариации импульсного электромагнитного излучения в обсерватории Янгибазар (местное время) (2013-2015гг.)

но их форма и амплитуда подвержены сезонным изменениям. Форма суточного хода в зимние месяцы более сглажена и не имеет четко выраженных закономерностей. Намечается ночной максимум после полуночи, минимум в светлое время суток (6 - 14 часов). При переходе к весенне-летнему сезону форма суточного хода изменяется и характеризуется наличием двух максимумов - после полуденного (16 часов) и ночного. Минимум интенсивности ЭМИ приходится на утренние часы (9-10 часов). Амплитуды суточных вариаций наибольшие летом и наименьшие в зимние месяцы. В весенние и осенние месяцы они примерно одинаковы и являются средними между летними и зимними значениями. Летние значения интенсивности ЭМИ достигают 4000-5000 импульсов в час, а зимой они на порядок ниже. Это свидетельствует о том, что причины обуславливающие формы суточных вариаций ЭМИ имеют межрегиональный характер. Наибольшие значения интенсивности ЭМИ наблюдаются в летние месяцы (июнь, июль), а наименьшие - в зимние (январь, февраль). Абсолютные величины сезонных вариаций составляют в минимуме - в порядке -20мВ, а максимуме 40мВ. Таким образом, основные закономерности регулярных вариаций ЭМИ заключаются, в следующем: - суточные вариации ЭМИ характеризуются минимальным уровнем сигналов в утренние часы местного времени и максимальным (зимой) - в ночные часы. - сезонные вариации интенсивности ЭМИ характеризуются

максимумом интенсивности ЭМИ в летние месяцы, а минимумом в зимние. Для анализа связи вариаций фоновой интенсивности ЭМИ с метеорологическими факторами были использованы данные станции «Кустовой Центр» Янгибазар.

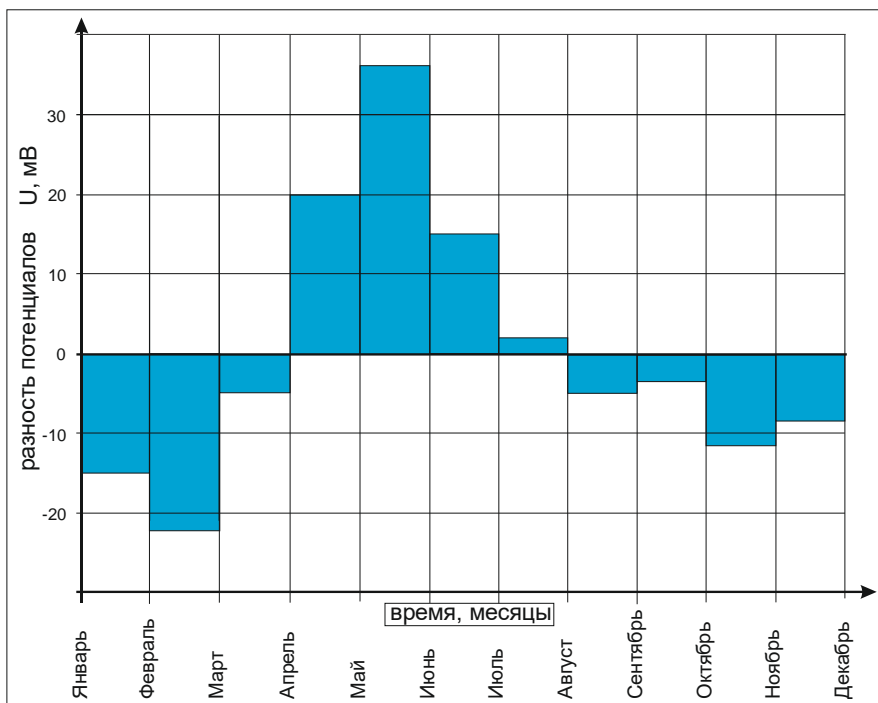


Рис.3. Сезонные вариации импульсного электромагнитного излучения в обсерватории Янгибазар. (2013-2015гг.)

На рис.3. отражены годовые вариации импульсного ЭМИ в обсерватории Янгибазар. Так, интенсивность ЭМИ в летние месяцы высокая, а в зимние - низкая.

Электротеллурическое поле представляет собой поле сравнительно слабых естественных электрических токов верхних слоев земной коры. Рассматривают региональные и локальные электротеллурические поля. Региональные обнаруживаются на значительных территориях, соизмеримых с континентами или океанами, локальные – на сравнительно небольших площадях земной или водной поверхности. Электротеллурическое поле представляет собой сумму регионального и локального полей, имеющих различные происхождения и неодинаковые пространственно-временные изменения напряженности \vec{E} .

Региональные электрические поля - нестационарные электрические поля, особенно во время электромагнитных бурь. В спокойные периоды плотность теллурических токов для различных участков земной поверхности примерно одинакова и в среднем составляет 2 А/м^2 .

Возникновение и возмущение регионального электротеллурического поля обязано ряду факторов, которые условно можно объединить в следующие группы:

- ионосферно-электрические процессы (колебания ионосферы, полярные сияния);
- погранично-электрические процессы (фильтрационно - электрические процессы, конвективные токи в тропосфере и земной коре, грозовые процессы и т.д.);
- литосферно-электрические процессы (контактные напряжения, термоэлектрические и химико-электрические процессы).
- теллурические (земные) токи, обязанные своим возникновением конвективным движениям в земном ядре
- процессы взаимодействия Солнца и космических лучей с геомагнитным полем;
- приливные эффекты в гравитационном поле системы Солнце – Земля - Луна;
- магнитные бури

Истинное направление электротеллурического поля указать невозможно, так как оно непрерывно меняется, однако наблюдается зависимость его среднего направления от географической широты места; на равнинах в умеренных широтах отмечаются меридианные токи, в полярных и экваториальных зонах – широтные. Причины такой резкой смены направления теллурических токов неизвестны.

Локальные электрические поля возникают под влиянием местных возбудителей, основными из которых являются контакты горных пород, различающихся физическими свойствами и особенно химическим составом. Фильтрация пластовых вод в водоносных горизонтах, атмосферных осадков в зоне аэрации, речные и морские течения, водопады и рудные тела также возбуждают локальные поля. Каждый из этих возбудителей создает собственные электрические поля, сумме составляющие, например, электрическое поле речного потока равное от 20 до 250 мВ/м.

Теллурические токи (ТТ) - естественные токи, протекающие на глубинах 50-100 метров от поверхности Земли. В прежних станциях ТТ регистрировались только в одном направлении: восток- запад или север-юг. В «Кустовом центре» они фиксируются в обоих направлениях и синхронно с остальными параметрами (ЭМИ, метеорологические параметры, почвенный радон и т.д). Расстояние между электродами колеблется от 2 до 500 метров. Измеряется разность потенциалов между электродами. Исследованы также техногенные и естественные факторы, существенно искажающие напряженность поля.

На рис.4 приведены вариации электротеллурического поля за 2013-2015 гг., зарегистрированные в кустовом центре Янгибазар. В весенние месяцы наблюдается понижение поля, а в летние повышение.

Аномальные изменения импульсного электромагнитного поля и ТТ выделяются после учета периодических и аperiodических вариаций естественного и искусственного происхождения.

Как видно из рис. 2, 3 и 4 сезонный ход ЭМИ и ТТ противофазного характера: в ЭМИ с апреля по июль наблюдается повышение поля, а в ТТ наоборот, в эти месяцы аномальное понижение интенсивности поля.

В рамках теории (модели) сейсмического процесса в блоковой среде сделано предположение, что аномалии ЭМИ должны появляться дважды: перед землетрясением и после него, к тому же не обязательно симметрично относительно сейсмического события, так как скорость накопления энергии упругих деформаций и скорость разгрузки среды не одинаковы. Аномальные амплитуды суточных вариаций могут регистрироваться в течение периода стационарности сейсмического процесса. Остается не ясным вопрос о природе аномалий, не сопровождающихся сейсмическими событиями. В этой связи необходимо проведение синхронного глобального эксперимента по регистрации ЭМИ и сейсмического режима по профилю, охватывающую весь сейсмоактивный район, с единой системой регистрации и методикой эксперимента относительно удаленной точки, вынесенной за пределы сейсмоактивной зоны. В результате данных наблюдений возможно установление, как параметров сейсмического процесса, так и его отражения в геофизических полях и, следовательно, снижение влияния случайных составляющих в прогнозных функциях.

В настоящее время на территории Узбекистана продолжается мониторинг комплексных сейсмопрогностических наблюдений методами геофизики, гидрогеосейсмологии, деформометрии и т.д. Ташкентская область характеризуются 8-9 бальной зоной по сейсмической активности. В этом регионе следует ожидать определенную связь между сейсмическими и электромагнитными явлениями, как в атмосфере, так и в доступных верхних частях литосферы. Отсюда вытекает возможность установления закономерных связей этих явлений с землетрясениями.

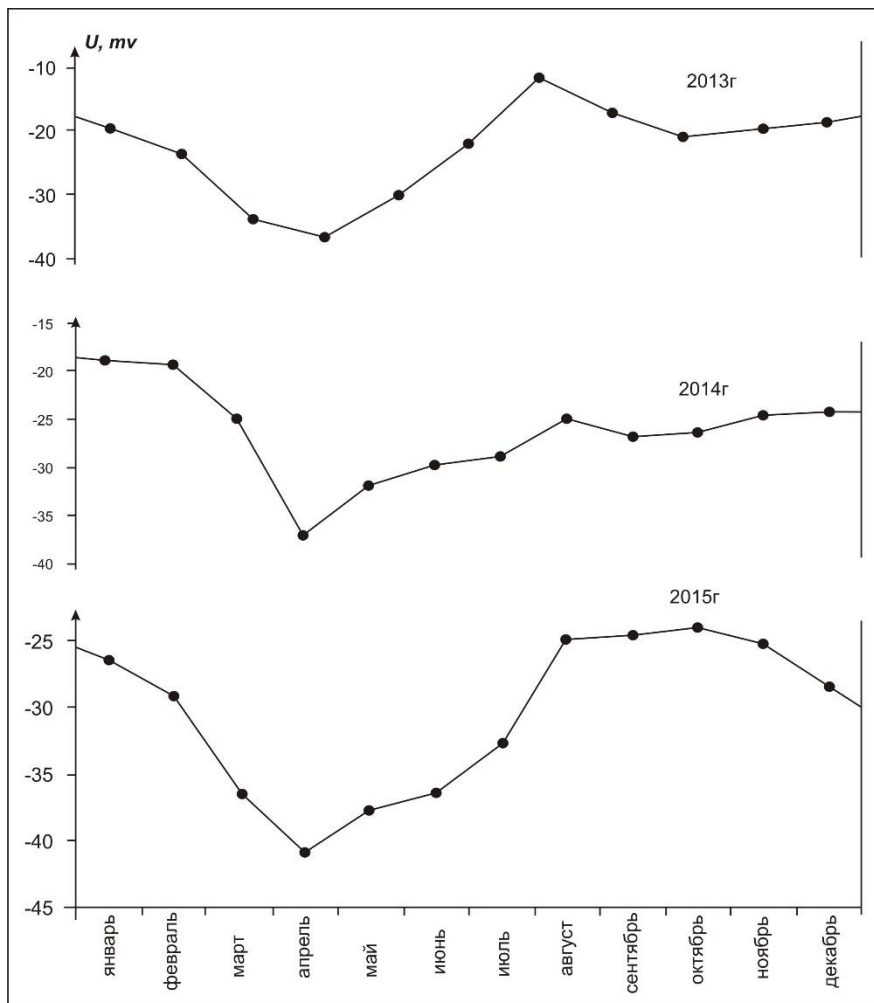


Рис.4. Вариации электротеллурического поля в обсерватории Янгибазар (2013-2015гг).

Литература

1. Воробьев А.А. О возможности электрических разрядов в недрах Земли. // Геология и геофизика, 1970, № 12. с.3-13.
2. Мавлянов Г.А., Уломов В.И. Поиски предвестников землетрясений в Узбекистане. В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 25-33.
3. Мавлянов Г.А., Уломов В.И., Абдуллабеков К.Н., Хусамидинов С.С. Исследование вариаций параметров электромагнитных полей в целях прогноза землетрясений // Узб.геол.журн., 1979, №5, с.11-15.

4. Электромагнитные предвестники землетрясений. // Под ред. М.А.Садовского. –М., Наука, 1982. - 188 с.
5. Хусамидинов С.С. Закономерности аномальных вариаций геофизических полей в сейсмоактивных зонах Узбекистана. Автореф. дисс. на соискание уч.ст. докт. физ.-мат. наук. –Ташкент: Фан, 1990.
6. Абдуллабеков К.Н. Электромагнитные явления в земной коре. Ташкент, Фан, 1989, 232 с.
7. Гохберг М.Б., Гуфельд В.А., Липеровский В.А. Электромагнитные предвестники в системе прогноза землетрясений: Поиски, проблемы. // М.: Наука, 1989. 92 С. 19.
8. Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л., Добровольский И.П. Источники электромагнитных предвестников землетрясений. // ДАН СССР, 1980, –Т.250, №2, с. 323-328.
9. Дещеревский А.В., Лукк А.А., Сидорин Я.Я. Природа временных вариаций геофизических полей. Геофизика на рубеже веков. –М.: ОИФЗ РАН, 1999, с.194-215.
10. Соболев Г.А., Демин В.М., Механоэлектрические явления в Земле. М.: Наука, 1980, 215 с.
11. Трофименко С.В, Гриб Н.Н., Никитин В.М. Вариации электромагнитного поля как отражение сеймотектонических процессов Олекмо-Становой зоны // Известия Томского политехнического университета. 2009. Т. 314. № 1. с.48-53
12. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движением ядра земли // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 2, с. 152-172
13. Ю.Ф.Мороз, Т.А.Мороз Аномалии электрического поля и электропроводности земной коры в связи с Култукским землетрясением на оз. Байкал // ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2012, № 5, с. 64–76

ГОРНОЕ ДЕЛО

ДК 662 '17(575.2):574

ВОПРОСЫ ПРАВОВОГО РЕГУЛИРОВАНИЯ ОТРАБОТКИ ТЕХНОГЕННЫХ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКЕ

Асаналиев Г.Б.

*Институт геомеханики и освоения недр
Национальной академии наук
Кыргызской Республики г.Бишкек
gany_asan@mail.ru*

В статье рассматриваются актуальные вопросы правового регулирования хозяйственной деятельности по переработке отходов техногенных образований золотодобывающих предприятий Кыргызстана и их влияние на экономику страны.

Ключевые слова: *техногенные минеральные образования, хвосты золотоизвлекательных фабрик, горные отвалы.*

Кыргыз Республикасында алтын камтыган техногендик кендерди иштетүүнү укуктук жөнгө салуу иш аракеттер

Кыргыз Республикасынын улуттук илимдер академиясынын Геомеханика жана жер казасын өздөштүрү институту, Бишкек шаары

Макалада Кыргызстандан алтын казуучу ишканаларынын техногендик калдыктарын пайдалануу жана алардын өлкө экономикасына таасири боюнча укуктук жөнгө салуунун, актуалдуу маселелери талкууланат.

Өзөктүк сөздөр: *техногендик минералдык калдыктар, алтын чыгаруу тоо-кен ишканалардын калдыктары, тоо таштандылары.*

В современном мире золото как эквивалент экономического процветания и богатства, сохраняет свое основное значение для экономики любого государства, наличие золотовалютных запасов государств позволяют судить об уровне его экономического развития. Как видно, золото не собирается сдавать позиции одного из ведущих финансовых инструментов,

хотя формально желтый металл уже более тридцати лет не является синонимом денег: после отмены золотого стандарта в 1971 году с ценой золота не связана ни одна валюта, и расчеты между государствами осуществляются по форме более современной, нежели физическое перемещение слитков из одного хранилища в другое. Но золотой запас государств остается существенным фактором его мощи. Особенно заметным это становится во времена экономической нестабильности и пандемии, при этом даже не слишком глубокий кризис с неизбежностью влечет за собой рост цен на золото. Если учесть к тому же, что объемы мирового производства золота падают, а спрос на благородный металл, напротив, должен расти (не только со стороны финансовых институтов, но и авиационной, космической, ювелирной промышленности, а также медицины), легко сделать вывод, что золотодобыча по-прежнему является выгодным и социально значимым бизнесом.

Потребление золота в мире за последние годы отстает от его производства как правило на 10-15 % в связи с чем разработка золоторудных месторождений характеризуется, преимущественно, двух-стадийной выемкой запасов: богатые в первую стадию, бедные – во вторую. В тоже время мировые запасы золота многих месторождений вырабатываются и возникает необходимость продления срока действия горнорудных предприятий за счет вовлечения в разработку золотосодержащих техногенных минеральных образований. Реалии настоящего времени ставят перед золотодобывающей отраслью актуальные вопросы ее дальнейшего развития, связанного с комплексным извлечением полезных ископаемых из руд и эффективной переработкой образованных техногенных образований.

Проведенные в середине 2000-х годов в Кыргызской Республике исследования по наличию благородных металлов в забалансовых рудах и хвостохранилищах золотоизвлекательных фабрик на месторождениях - Макмал, Кумтор, Терексай, свидетельствуют о том, с учетом растущих мировых цен на благородные металлы, появляются реальные предпосылки для проведения широкомасштабных геологоразведочных работ и началу технико-экономических изысканий по данным объектам. Рациональный анализ заскладированных и текущих хвостов золотоизвлекательных фабрик определенным методом атомной абсорбции проведен в лабораторных тестовых исследованиях и приведен в табл.№1.

Табл.№1

Запасы техногенных отходов по месторождению «Макмал»

| | Тыс. тон | Мет. г/т | Мет, кг | Размер кусков ГРМ |
|----------------------|-------------------|----------|-----------------|----------------------|
| Объем хвостов | 10 933,221 | 0,57 | 6 221,9 | |
| Забалансовые руды | 10 000,000 | 0,5-1,0 | 5 000,0 | 0,5м ³ |
| ИТОГО | 20 933,221 | | 11 221,9 | |

Запасы техногенных отходов по месторождению «Терексай»

| | Тыс. тон | Мет. г/т | Мет, кг | Размер кусков ГРМ |
|-------------------------|----------|----------|---------|----------------------|
| Объем хвостов №2; №3 | 1870 | 1,22 | 2285 | |

Запасы техногенных отходов по месторождению «Кумтор»

| | Тыс. тон | Мет. г/т | Мет, кг | Размер кусков ГРМ |
|----------------------|----------|----------|---------|----------------------|
| Объем хвостов | 120000 | 0,70 | 84000 | |
| Забалансовые руды | 2000000 | 0,5-08 | 100 000 | 0,5м ³ |
| ИТОГО | 2120000 | | 184000 | |

Не маловажным фактором перспективной переработки техногенных образований является и проведение полного анализа эффективности отработки месторождения. При завершении геологоразведочных работ по всему массиву техногенных образований появляется возможность провести технологические расчеты по комплексному извлечению металлов, провести сравнение с начальными данными запасов металлов, установленных ГКЗ и лицензионным соглашением. В качестве примера приведем параметры отработки месторождения Макмал и Кумтор.

В 1988г. на основании приказа Министерства геологии СССР в республике проведены учет и оценка по основным твердым полезным ископаемым и составлен отчет «Прогнозирование минерально-сырьевых ресурсов территории Киргизской ССР (олово, вольфрам, ртуть, сурьма, золото, серебро, медь) по состоянию на 01.01.1988г.» (Шибков В.С., Дорошенко НИ., Трегубов В.Д.и др.). [1] Согласно таблице 3.1. подготовленного отчета, запасы и прогнозные ресурсы месторождения

Макмал (по состоянию на 01.01. 1986 года составляли 76 тонн, при среднем содержании 7,76 г/т. В период с 1986-2017гг. на момент отработки, общее производство золота составило порядка 38 тонн, с учетом предварительных данных запасов техногенных образований по месторождению (табл.1) – 11,2 т. получаем 49,2т. Таким образом можем констатировать наличие разницы в 26,8т. Необходимо отметить что ссылка идет только на официальные данные и предварительные расчеты, в связи с чем считаю что должен детально рассмотрен отраслевым государственным ведомством и на законодательном уровне соответствующие поправки.

Таблица 3.1.

Запасы и прогнозные ресурсы золота по месторождениям и рудопроявлениям Кыргызстана

| № п/п | Название месторождений и рудопроявлений | Всего запасов и прогнозных ресурсов | | В том числе по категориям | | | | | | | | | |
|------------------------------------|---|-------------------------------------|--------|-------------------------------|-----------|--------------|-----------|-------------------------------|-----------|-------------------------------|-----------|-------------------------------|-----------|
| | | | | Запасы | | | | | | Прогнозные ресурсы | | | |
| | | | | Категория В | | Категория С1 | | Категория С2 | | Категория Р1 | | Категория Р2 | |
| | | | | Ср.сод. г/т, г/м ³ | Золото, т | Ср.сод. г/т | Золото, т | Ср.сод. г/т, г/м ³ | Золото, т | Ср.сод. г/т, г/м ³ | Золото, т | Ср.сод. г/т, г/м ³ | Золото, т |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| I. Крупные и средние месторождения | | | | | | | | | | | | | |
| ⌘. Разведанные | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | Джеруй | 7.03 | 80.915 | . | . | 6.91 | 75.141 | 9.13 | 5.774 | . | . | . | . |
| 2 | Кумтор | 4.4 | 716.9 | 5.6 | 109.4 | 3.8 | 175.5 | 4.4 | 231.2 | 4.6 | 200.8 | . | . |
| 3 | Макмал | 7.76 | 74.086 | . | . | 9.09 | 45.646 | 4.95 | 5.833 | 6.77 | 22.607 | . | . |
| 4 | Талдыбулак Левобережный | 6.10 | 99.01 | . | . | 6.04 | 33.823 | 5.87 | 30.702 | 6.41 | 34.485 | . | . |

Следующим примером крайне неэффективной разработки можно привести состояние извлечения золота из разрабатываемого с 1997 года одного из крупнейших месторождений в мире месторождения Кумтор. По результатам детальной разведки запасы и прогнозные ресурсы Центрального участка месторождения составляли 716 тонн золота, в том числе для карьерной отработки – 316, 6 тонны при среднем содержании 4,3 г/т, запасы для подземной отработки, которые при бортовом содержании 3 г/т составляли 110,1 тонны золота при среднем содержании 6,24 г/т. На Центральном участке ниже горизонта разведки имеются еще не оцененные запасы и прогнозные ресурсы (С2+Р1) в количестве 268,6 тонны золота. В период с 1997-2019гг. на ЗИФ переработано 121,5 млн тонн руды со средним содержанием 4,0г/т (486т золота), при этом произведено 392,7 т. товарного золота (извлечение-80,8%). При этом необходимо констатировать что согласно данных представленных ЗАО "Кумтор Оперейтинг Компани" (05.10.2012г.) Государственной комиссии по проверке и изучению соблюдения ЗАО "Кумтор Оперейтинг Компани" норм и требований по рациональному использованию природных ресурсов, охране окружающей среды, безопасности производственных процессов и социальной защите населения за период 2008-2011гг. среднее содержание в хвостах обогатительной фабрики составило 0,6 г/т. Эти данные совпадают и с результатами анализов независимых лабораторий из Германии и Словении проведенных в рамках госкомиссии. При этом в своих ежегодных технических отчетах компания указывает содержание в хвостах ЗИФ - 0,8 г/т. Таким образом только за указанный выше период (2008-2011гг) разница по металлургическому балансу составила более 4,5 тонн золота. Данные примеры, крайне неэффективной разработки месторождений свидетельствуют о наличии серьезных пробелов в действующем отраслевом законодательстве,

слабой координирующей деятельности государственных структур и наличие коррупционных составляющих в золотодобывающей отрасли страны.

Проведенные технологические исследования на обогатимость хвостов золотоизвлекательной фабрики Макмал свидетельствует о высокой «золотоносности», что позволяет отнести их к резерву золотодобычи с применением гравитационно-сорбционной технологии. Практика использования вскрышных пород и отходов обогащения в развитых странах однозначно свидетельствует о высокой экологической эффективности утилизации этого сырья. Объем капитальных вложений на действующих предприятиях в 2-3 раза меньше, чем в производстве, где перерабатывается первичное сырье. [2]. Выполнением геолого-промышленной оценки, прежде всего, необходима паспортизация техногенных образований, с включением ряда факторов, характеризующих их с различных позиций. В первую очередь необходимо провести отбор технологических проб, с целью разработки технологии извлечения полезных ископаемых для конкретных залежей (отвалов, хвостов), имея ввиду физико-технические, физико-химические и физико-химико-металлургические технологии.

Выполнение второй позиции связано с принятием республиканских программ по освоению техногенных образований и организацией хозяйствующей структуры, которая должна организовать работы по созданию производств небольшой мощности или передвижных установок. Выполнение третьей позиции связано с деятельностью созданной производственной структуры по определению стратегии освоения, внедрения технологических новшеств, выбора и обоснования экономических мер по стимулированию переработки отходов, включающих налоговые льготы и другие преференции. [3]

Как показывает практика, простой и эффективной технологии извлечения золота из отходов золотодобывающей отрасли в промышленном исполнении нет, поэтому освоение большинства техногенных месторождений потребует проектирования своих, индивидуальных технологий их переработки. Степень промышленного освоения техногенных запасов и, следовательно, воспроизводства минерально-сырьевой базы будет высока у предприятий, которые уделяют достаточное внимание научным исследованиям в области обогащения полезных ископаемых. С учетом современных реалий, данное нововведение требует всемерной поддержки государства, посредством профильных ведомств, государственных научных организаций, с привлечением иностранных инвестиций в комплексную оценку прогнозных ресурсов и запасов, а также разработку рациональных технологических схем извлечения благородных металлов. [4]

Если ранее в направлении по переработке техногенных месторождений, бизнес не спешил вкладываться в утилизацию, а металлургические предприятия были мало заинтересованы в совершенствовании современных технологий, за отсутствием серьезных налоговых стимулов, ни действенных штрафов, то нынешний рост цены золота

на мировом рынке (1900долл/унц) несомненно вызовет живой интерес потенциальных инвесторов, в том числе и в рамках ГЧП (государственно-частного партнерства), где доля частного инвестора должна составлять порядка 60-70%. В свою очередь государство должно обеспечить строгий контроль в вопросе охраны недр и эффективному извлечению основных и сопутствующих металлов. В этой связи возникает существенный вопрос собственности на техногенные месторождения который законодательно на том или ином уровне в государствах решается по-разному. Так как в отдельных случаях нормативно-правовая база серьезно отстает от ценообразования и развития отрасли, государственным отраслевым структурам совместно с бизнесом необходимо искать комплексные пути решения задачи переработки отходов, с получением самых разных материалов, чтобы значительно увеличить рентабельность бизнеса. Масштаб проблемы настолько велик, что без соответствующей государственной поддержки как бизнеса, так и науки, не обойтись. [5]

В настоящий период вопрос правового регулирования отработки техногенных месторождений в Кыргызской Республике, регулируется подпунктом 3., пункта 1., статьи 35 Закона «О недрах», где регламентируется что лицензия на право пользования недрами для разработки месторождений полезных ископаемых дает право разработчикам на вторичную переработку хвостохранилищ и горных отвалов, образовавшихся в результате деятельности в рамках действующей лицензии, а так же статьей 7 Закона Кыргызской Республики «О хвостохранилищах и горных отвалах». Данная статья так же дает право обладателям лицензий на разработку месторождений полезных ископаемых на вторичную переработку хвостохранилищ и горных отвалов, образовавшихся в результате деятельности в рамках действующей лицензии. При этом имеется дополнение, что вторичная переработка иных хвостохранилищ и горных отвалов осуществляется по решению Правительства Кыргызской Республики с последующим получением права пользования недрами.

Согласно действующего налогового законодательства Кыргызской Республики исчисление налоговой базы осуществляется согласно произведенного металла, без учета его в добытой руде, что позволяет горнодобывающим компаниям проводить всевозможные манипуляции при добыче, переработке и реализации продукции, нарушение законодательных норм Закона «О недрах» в части охраны недр, комплексного извлечения сырья, рекультивации и экологии. В этой связи необходимо отметить что законодательством Российской Федерации и ряда других стран при исчислении налогов в обязательном порядке предусматривается его учет в добытой руде.

Исходя из вышеизложенного необходимо констатировать что внесение в Закон КР «О недрах» четкого определения понятия «техногенное месторождение» является первоочередным мероприятием, позволяющим устранить ряд неопределенностей в правовом регулировании хозяйственной

деятельности по использованию отходов горнодобывающих и перерабатывающих производств. Данные изменения и дополнения позволят на законодательном уровне закрепить следующие положения:

- использование отходов горнодобывающего и связанных с ним перерабатывающих производств является одним из видов недропользования и полностью подпадает под действие Закона КР «О недрах», является составной частью процесса добычи полезных ископаемых и относится к лицензируемым видам деятельности в сфере недропользования;
- использованию отходов горнодобывающего и связанных с ним перерабатывающих производств должны предшествовать непосредственному использованию отходов горнодобывающего и связанных с ним перерабатывающих производств должны предшествовать геологическое изучение, подсчет запасов и постановка их на государственный баланс по разделу «Техногенные образования» с учетом результатов государственной экспертизы материалов геолого-экономической оценки месторождения [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. «Золото Кыргызстана». Книга 1 Геология. Условия локализации». Никоноров В.В., Караев Ю.В., Борисов Ф.И. Тольский В.И. Бишкек, 2004г.
2. «Техногенные отходы горнопромышленных предприятий как потенциальный резерв золотодобычи» Т.Н.Александрова., Л.Н.Липина 2015г.
3. «Эколого-экономические и технологические аспекты освоения техногенных образований в Кыргызстане». Г.Б.Асаналиев, В.И. Нифадьев, Ш.А.Мамбетов «Вестник Кыргызско-Российского Славянского университета» (Том 16, №1 Бишкек, 2016г.)
4. «Вопросы переработки хвостов золотодобывающих предприятий Кыргызстана» Г.Б. Асаналиев «Известия национальной академии наук КР» №2, 2016г. №2.
5. «Правовое регулирование хозяйственной деятельности по разработке техногенных месторождений». Коткин В.А., Муслимов Р.Х., Подтуркин Ю.А., Салиева Р.Н. Недропользование XXI, № 6, 2009
6. «Проблемы освоения техногенного комплекса месторождений золота». Кавчик Б.К. ОАО «Иргиредмет» 2010 г

РИСКИ В ГОРНОДОБЫВАЮЩЕМ СЕКТОРЕ КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

Беспалов Д. А.

*Институт Геомеханики и Освоения Недр Национальной Академии Наук
Кыргызской Республики, 720056, ул.Медерова 98, Бишкек, Кыргызстан.
ifmgp@yandex.ru
divorses@mail.ru*

Аннотация. В статье рассматриваются различные виды рисков, возникающие в горнодобывающем секторе страны.

Ключевые слова: риск, горнодобывающий сектор.

Горнодобывающий сектор и компании, работающие в нем, постоянно сталкиваются с различного рода неопределенностями, возникающими в процессе их деятельности. Недропользователь не обладает в полном объеме информацией о строении недр, в пределах которых он осуществляет свою деятельность. В связи с этим возникает дополнительный фактор риска – горный риск, влияние которого на хозяйственную деятельность горнодобывающих предприятий весьма велико [1].

Существуют и иные риски, связанные с минерально-сырьевой базой, например, риск потери доли рынка из-за необъективной оценки запасов полезных ископаемых.

Боярко Г.Ю. предлагает выделять в горнодобывающей промышленности следующие стратегические отраслевые риски [2]:

- внешние измеряемые риски (ценовые и налоговые риски);
- внутренние измеряемые риски (геологические, технологические и горнотехнические риски);
- внешние непараметрические риски (правовые риски);
- внутренне-внешние непараметрические риски (экологические и информационные риски).

Инвестиционные проекты в добывающих отраслях, по сравнению с проектами в других отраслях промышленности, считаются проектами с высокой степенью риска. Причины объективны [3]:

- вероятность не подтверждения оценок запасов полезных ископаемых и их качества;
- усложнение процессов добычи полезных ископаемых вследствие ухудшения горно-геологических условий по мере отработки месторождения;
- значительные колебания цен на некоторые металлы и минералы;

- значительная капиталоемкость проектов ввиду необходимости применения дорогостоящего горнотранспортного, обогащительного оборудования;

- существенная доля сооружений в структуре основных средств;
- длительные сроки строительства горных предприятий и окупаемости инвестиций;

- непредсказуемость мирового рынка и ограниченность внутреннего.

Для снижения неопределенностей в горнодобывающем секторе необходимо качественное управление рисками. Выделяют четыре этапа [4]:

1. Анализ риска
2. Выявление риска
3. Реагирование на риски
4. Контроль риска

На первом этапе проводится определение риска, его описание в структурированном виде и его оценка для выявления областей, которых коснется риск. На втором этапе принимается решение на стратегическом и тактических уровнях, назначаются ответственные, приоритеты срочности исполнения действий по снижению риска и реакция предприятия и шаги, предпринимаемые в это время. На третьем этапе происходит модификация риска, то есть его принятие компанией. И наконец на четвертом происходит создание отчетов и выявление отклонений показателей, которые определяют насколько критично близко компания к риску, происходит постоянный мониторинг и контроль.

Можно выделить специфические риски, возникающие в горнодобывающей промышленности, которые могут существенно повлиять на процесс обнаружения, подготовки и эксплуатации месторождений и других вспомогательных процессов, выполняемых в шахте:

- геологический риск (количество ресурсов, качество ресурсов, минералогического состава, наличие ресурсов);

- технологический риск (технология эксплуатации месторождения, возможность добычи и переработки, опасных природных явлений, специфика операций);

- экономический и финансовый риск (операционные издержки, волатильность цен на сырьевые минеральные товары, неопределенность спроса, рыночная конкуренция, процентные ставки, обменные курсы, инфляция);

- политический риск (возможность приватизации, изменения в национальном законодательстве и местных нормативных актах, таких как налог на прибыль, положения по охране окружающей среды);

- риски, связанные с безопасностью труда [5].

Для Кыргызской Республики необходимо выделить внутренние измеряемые и внутренне-внешние непараметрические риски при расчете и

эксплуатации месторождений полезных ископаемых. На сегодняшний день используется классификация учета запасов по ГКЗ, которая не отвечает рыночным условиям. Возникает риск повторного ТЭО, которое необходимо проводить по международным инновационным для страны методикам оценки полезных ископаемых системы CRIRSCO. В условиях высокогорных месторождений с повышенной тектоникой возникает риск недооценки с помощью международных методик геологических рисков, хотя в общей части существует такой раздел, но он нуждается в изменениях с учетом специфических особенностей Кыргызской Республики. Внедрение и доработка этих международных инновационных методик оценки месторождений полезных ископаемых должно привести к повышению эффективности работы горнодобывающего сектора, размещению акций отечественных горнодобывающих предприятий и притоку международных инвестиций от повышения прозрачности процедур оценки.

Особо важно в сфере последних событий выделить политический риск. За последние 15 лет республика столкнулась с тремя народными волнениями, при которых пострадали иностранные инвесторы, вложившие свои инвестиции в горнодобывающий сектор страны. При наступлении негативных событий, порче имущества и требований закрыть горнодобывающие предприятия государство побоялось дать отпор местному населению. Стоит отдельно отметить упущенные возможности государства по работе с местным населением для снижения данного вида политического риска. Для снижения этого риска государству необходимо внести изменения в закон «О недрах», где четко прописать охраняемые мероприятия международного инвестора, дать четкие гарантии возврата капитала в свете наступления этого риска, что позволит выйти на повышения притока международных инвестиций в горнодобывающий сектор страны.

Возможность выхода международных биржи как с компанией «Кумтор» может позволить государству своевременно по высоким ценам продавать акции компаний частному инвестору и привлекать финансовые ресурсы от продажи в национальные инфраструктурные проекты.

Выводы

Риск — это возможность потери чего-либо в будущем. Горнодобывающий сектор характеризуется специфическими видами рисков такими как внутренние измеряемые и внутренне-внешние непараметрические риски.

Внедрение и внесение изменений в международные кодексы оценки месторождений семейства CRIRSCO с учетом специфики горнодобывающего сектора Кыргызской Республики позволит снизить рисковую активность, повысить прозрачность и приток международных инвестиций.

Постановка вопроса и внесение в закон «О недрах» изменений по охране международных инвесторов, а также комплексная системная работа с местным населением позволит дать толчок развитию и повышению эффективности горнодобывающего сектора страны.

Литература

1. Бизнес-риски в горнодобывающей и металлургической отраслях. Исследование за 2012—2013 гг. / <http://www.ey.com/RU/ru/Industries/Mining-Metals/Business-risks-in-Mining—Metals>
2. Боярко Г.Ю. Стратегические отраслевые риски горнодобывающей промышленности: Автореф. на соиск. степени д.э.н.; ТПУ. Томск, 2002.
3. О.Ю.Лебедева Инновационная составляющая инвестиционной деятельности горнодобывающих компаний. Записки горного института. т.205, Санкт-Петербург. 2013
4. Виктор Кубиньски, Ева Кубиньска-Ябзон, Александр Петров, Дариуш Сала, Д.Ю. Савон. Анализ рисков в горнодобывающей промышленности, связанных с безопасностью работы. Горный информационно-аналитический бюллетень. 2017. № 11. с. 168–176.
5. Franik T. Wpływ niepewności informacji na ocenę efektywności inwestycji górnictw. Materiały konferencji „Przemysł wydobywczy na przełomie XX i XXI stulecia”, Konferencja naukowo-techniczna: Kraków, 7–8 grudnia 2000, s. 39—51.

УДК 666.1.002.38

ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ НА РАВНОВЕСНУЮ СТЕПЕНЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НАТРИЯ (Na) В СЫРЬЕВОЙ СИСТЕМЕ СТЕКЛОТАРЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОПОКОВЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Жакипбаев Б.Е.^{1,2}

¹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
стажер Геологического факультета (Россия, Москва)
119234, Москва, ул. Ленинские горы, д.1, оф.523*

²*Международный университет SILKWAY
директор НИИ «Фундаментальные и прикладные исследования»
(Казахстан, Шымкент)
160011, Казахстан, Шымкент, ул. Токаева, 27А
bibol.ye.zhakipbayev@mail.ru*

Аннотация. Комплексная оценка состояния природного минерально-сырьевого обеспечения и их рационального размещения с учётом геологических, горнотехнических, экономико-экологических и прочих условий всего южно-казахстанского региона в качестве первоочередной задачи выдвигает успешное развитие стеклотарной отрасли. Наиболее важными процессами, лежащими в основе силикатной технологии, являются процессы термической обработки, в

результате которой осуществляется синтез силикатов. В этих случаях используются химические пиросиликатные реакции при высоких температурах с участием твердых тел. В этом направлении большую роль могут сыграть термодинамические методы исследования, позволяющие устанавливать основные закономерности протекания пиросиликатных реакций и тем самым намечать пути интенсификации производственных процессов. Установлено, что на основании полученных распределений элементов определяются уравнения химического взаимодействия. Получение термодинамических характеристик растворения различных материалов позволит найти эффективные конструктивные решения стекловаренных печей.

Ключевые слова: *равновесная степень распределения натрия, температурное влияние, сырьевая система стеклотары, опоковые горные породы.*

Введение

Туркестанская область является достаточно развитым промышленным регионом и располагает достаточной сырьевой базой опоковых горных пород, потенциал которых до настоящего времени мало используется, в особенности в стеклотарной отрасли. Имеются более 20 разведанных месторождений и проявлений опоковых горных пород, развитые в районах Туркестан-Урангайского месторождения с прогнозными запасами в 8,0 млн. тонн.

Ограниченность минерально-сырьевой базы качественных стекольных кварцевых песков в ряде областей наряду с вполне достаточными запасами опоковых горных пород на территории Казахстана представлены опоками, диатомитами, трепелами и спонголитами, минералого-химическая особенность которых состоит из уплотненных в различной степени кремнистых остатков диатомей, радиолярий и игл губок, сложенных кремнеземом, дает основания рассматривать их в качестве источника кремнезема в стекловарении как основного компонента для низкотемпературного синтеза стеклофазы.

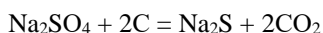
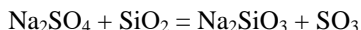
Методика и объекты исследования

Помимо опоковых горных пород, основными материалами для ввода в тарное стекло оксида натрия на стеклотарных заводах являются селитра натриевая (0,2-0,78%) и сульфат натрия (0,3-0,67%), температура плавления которого 884⁰С. Разложение Na₂SO₄ на Na, NaO и k*Na₂Si₂O₅ (таблица 1, рисунок 1) происходит очень тяжело при температуре 1200-1220⁰С, поэтому требуется введение восстановителя. Роль натриевой селитры определяется ее окисляющим действием [1-9].

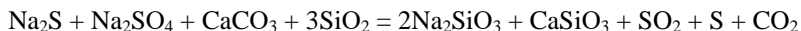
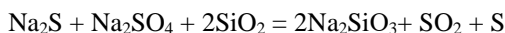
Таблица 1 – Влияние температуры на равновесную степень распределения натрия (Na) в системе стеклотары.

| Т, °С | Степень распределения натрия (Na), % | | |
|-------|--------------------------------------|--|--------------|
| | Na | $k \cdot \text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ | NaO |
| 1150 | 0,0000025208 | 4,4688 | 0 |
| 1250 | 0,0000060835 | 4,4688 | 0 |
| 1450 | 0,000036806 | 4,4686 | 0,0000015715 |
| 1550 | 0,000078598 | 4,4686 | 0,0000033418 |

При содержании в шихте Na_2SO_4 прямая реакция между сульфатом натрия и кремнеземом протекает с заметной скоростью только при температуре 1200°C . Для ее ускорения в состав шихты вводят восстановитель (углерод). В этом случае Na_2SO_4 разлагается с образованием сульфида натрия [1-9]:



Сульфид натрия образует эвтектики с сульфатами и карбонатами, активно реагирует компонентами шихты с образованием силикатов [1-9]:



Эти реакции активно протекают в интервале температур $740-1100^\circ\text{C}$ [1-9].

Обсуждение результатов

Карбонат натрия (Na_2CO_3), содержит 58,5% Na_2O и 41,5% CO_2 , температура его плавления 854°C . Технический карбонат натрия для производства тарного стекла должен содержать не менее 95% Na_2CO_3 и не более 1% NaCl (рисунок 2).

Частичным заменителем карбоната натрия может служить сульфат натрия (Na_2SO_4), который обычно применяют в производстве стеклянной тары (рисунок 3). Натриевую селитру применяют для ввода от 1 до 6% Na_2O .

Смесь опоковых горных пород (SiO_2) с кальцинированной содой (Na_2CO_3).

Скорость реакции и взаимодействие между SiO_2 и Na_2CO_3 становится заметным уже при температуре 390°C и скорость реакции между ними возрастает с температурой. В смеси $\text{Na}_2\text{CO}_3 + 3\text{SiO}_2$ полное разложение Na_2CO_3 происходит через 35 часов нагревания при температуре 650°C , через 15 часов при 700°C , через 3 часа при 800°C и через 14 мин при 820°C [10-12].

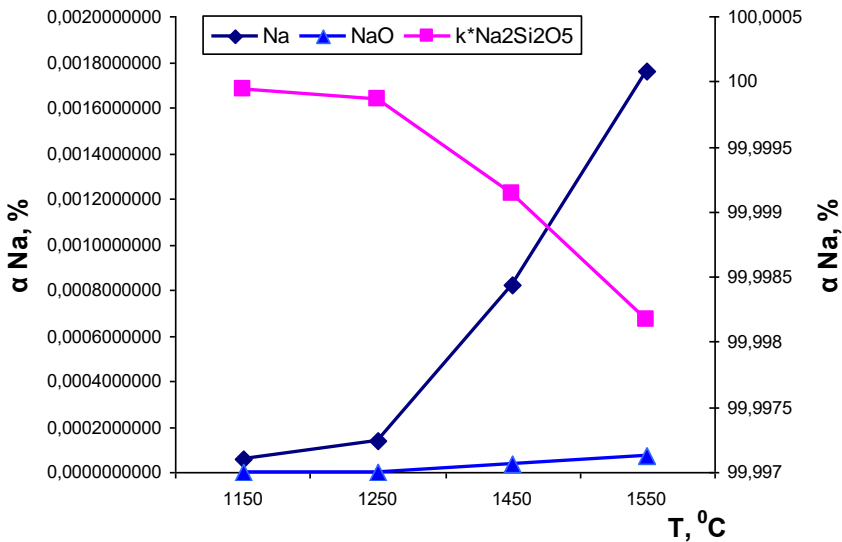


Рисунок 1 – Влияние температуры на равновесную степень распределения Na, NaO и $k^*Na_2Si_2O_5$ в системе стеклотары.

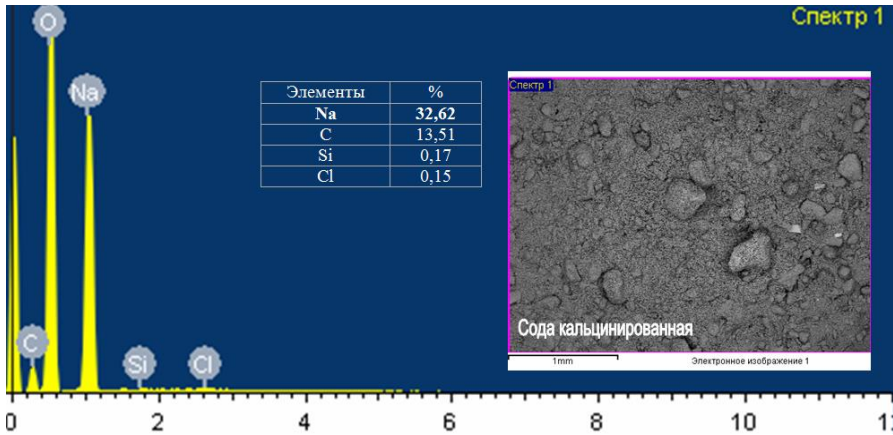


Рисунок 2 – РЭМ энергодисперсионный микроанализ Na_2CO_3 с распределением элементного состава.

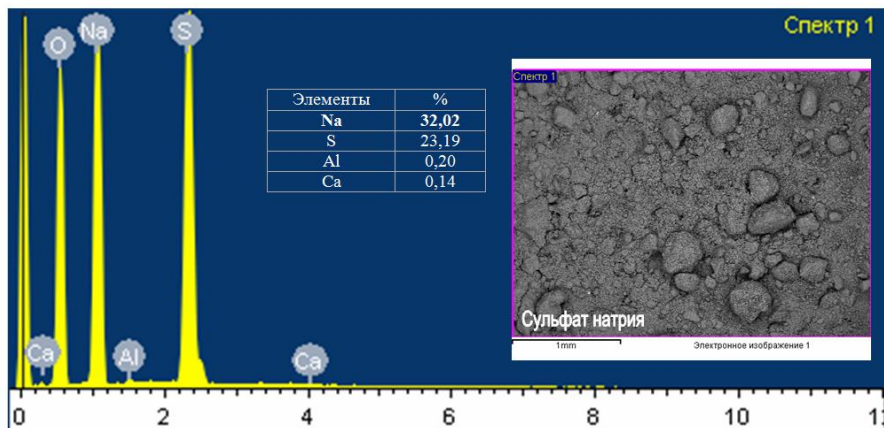


Рисунок 3 – РЭМ энергодисперсионный микроанализ Na_2SO_4 с распределением элементного состава.

Смесь опоковых горных пород (SiO_2) с сульфатом натрия (Na_2SO_4).

Реакция между ними даже при высоких температурах протекает слабо. При температуре 1200°C (3 часа) из реакции $\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{SiO}_2$ разлагается лишь 9,8% Na_2SO_4 . В расплавленном состоянии натриевые силикаты и сернокислый натрий обладают ограниченной растворимостью и образуют два слоя. Верхний слой состоит из Na_2SO_4 и небольшого количества растворенного в нем кремнезема, а нижний слой представляет собой натриевые силикаты с небольшим количеством серного ангидрида. Это обстоятельство обуславливает на практике появление так называемых «щелоков», от которых не всегда удается избавиться [10-12].

Смесь опоковых горных пород (SiO_2) с карбонатом кальция (CaCO_3).

Данная смесь при нагревании начинает взаимодействовать при 800°C , энергично реакции образования силикатов протекают при $1100\text{-}1250^\circ\text{C}$. При нагревании в течение 1 часа при 800°C количество связанного кремнезема в смеси составляет 4-5%, при 1100°C - 19%, при 1200°C – 25%. Реакции между SiO_2 и CaCO_3 заметно протекают в интервале температур, при которых углекислый кальций диссоциирует с максимальной скоростью [10-12].

Заключение

1. Изучена возможность использования опоковых горных пород в стекловарении для замены традиционного тугоплавкого кристаллического кварцевого песка;
2. Установлено, что применение опоковых горных пород приводит к интенсификации стекловарения и может обеспечить экономический эффект в результате, с одной стороны, снижения энергетических затрат на

стекловарение, с другой – за счет экономии и замены сырьевого компонента (кварцевый песок) при варке тарных стекол.

Литература

1. Жакипбаев Б.Е. и др. Обзор отечественного сырья для производства тарного стекла. Промышленность Казахстана. – Алматы, 2016. №3(96) – С.37-41
2. Гулоян Ю.А. Технология стекла и стеклоизделий. Изд. 2-е, перераб. и доп. – Владимир: Транзит-ИКС, 2015. – 712 с.
3. Крашенинникова Н.С. Технология стекла. Ч.1. Приготовление стекольной шихты: Учебное пособие. –Томск: ТПУ, 2006. -138с.
4. Жакипбаев Б.Е. и др. Химическая технология производства стеклотары. Монография- Рига (Латвия): LAP LAMBERT Academic Publishing 2019, 201с.
5. Маневич В.Е. и др. Сырьевые материалы, шихта и стекловарение. –М.: РИФ «Стройматериалы», 2008. -224с.
6. Анфилогов В.Н., Быков В.Н., Осипов А.А. Силикатные расплавы. М.: Наука. 2005. 356 с.
7. Рабухин А.И., Савельев В.Г. Физическая химия тугоплавких соединений неметаллических и силикатных соединений. – Москва: Инфра-М, 2008. – 303 с.
8. Шелби Дж. Структура, свойства и технология стекла: пер. с англ. Издательство: "Мир", 2006. – 288с.
9. Hulsenberg D., Harnisch A., Bismarck A. Microstructuring of Glasses. – USA, Germany: Springer Verlag Berlin Heidelberg. 2008. – 339 p.
10. Китайгородский И.И. Технология стекла. М.: Изд-во легкой промышленности, 1939. – 580 с.
11. Жакипбаев Б.Е. и др. Низкотемпературный синтез стеклофазы за счет использования опоковых матриц южно-казахстанских аморфно-кремнеземистых горных пород в производстве тарного стекла // Вестник КазНУ – Алматы, 2016. №6(118) – С.486-491
12. Жакипбаев Б.Е. и др. Исследование южно-казахстанских аморфно-кремнеземистых горных пород на пригодность в качестве сырья для тарного стекла. Труды Международной научно-практической конференции: «Ауэзовские чтения – 14: Инновационный потенциал науки и образования Казахстана в новой глобальной реальности» ЮКГУ им.М.Ауэзова. –Шымкент, 2016. Т1. –С.85-88

Библиография трудов Королева Валерия Григорьевича

К 100-летию со дня рождения

1. Королев В.Г. Работы русских геологов на территории Киргизии. - Изв. Кирг. филиала АН СССР, 1945, вып. 2-3, с. 82-88.
2. Королев В.Г. Геологическое изучение Киргизии – В кн.: Наука в Киргизии за 20 лет. Фрунзе, 1946, с. 16-25.
3. Королев В.Г. К стратиграфии верхнего палеозоя хребта Кара-Чатыр (Южная Фергана). - Труды геологического института Киргизского филиала АН СССР, вып.1. 1947, с. 65-74.
4. Королев В.Г., Гладченко А.Я. Находки фауны ордовика в так называемых «немых толщах предполагаемого девона» в хр. Терской-Алатау (Тянь-Шань). – Доклады АН СССР, т.78, № 5, 1950, с. 979-980.
5. Королев В.Г., Миклухо-Маклай, Луйк А.А., Зубцов Е.М. Верхний палеозой – Геология СССР, т. 25, 1954, с. 296-366.
6. Королев В.Г., Синицин Н.И., Елютин Д.Н., Кнауф В.И. Нижний карбон. В кн. Геология СССР, т.25, 1954, с. 249-296.
7. Королев В.Г. Геологическое строение Присонкульского района – Труды Института геологии (АН СССР, АН Кирг. ССР), вып. 1; 1955, с. 3-25.
8. Королев В.Г. Материалы по стратиграфии палеозоя западной и центральной части хр. Молдо-Тау (Тянь-Шань) – Труды Института геологии (АН СССР, АН Кирг. ССР), вып. 1; 1955, с. 26-42.
9. Королев В.Г. Об унаследовании характера некоторых мезо-кайнозойских впадин Северного Тянь-Шаня – Труды Института геологии АН Кирг. ССР, вып. 7, 1956, с. 87-94.
10. Королев В.Г. К изучению древних толщ Северного Тянь-Шаня. – Труды института геологии АН Кирг. ССР, вып. 8, 1956, с. 27-38.
11. Королев В.Г., Розова К.А. Сейсмичность г. Фрунзе. – Известия АН Кирг. ССР. Вып. 2, 1956, с. 45-60.
12. Королев В.Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. Совещание по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1957, с. 32-33.
13. Королев В.Г. Древние толщи Терской-Алатау и прилегающих с юга хребтов. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Фрунзе, 1957. 24 с.
14. Королев В.Г., Туровский С.Д. Некоторые закономерности размещения полиметаллического оруденения в Северном Тянь-Шане. – В кн.: Труды Юбилейной научной сессии Академии Наук Киргизской ССР. Фрунзе, 1958, с. 35-46.
15. Королев В.Г. Возраст «свиты Арчалы и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны». - Труды АН Кирг. ССР, вып. 9, 1958.
16. Королев В.Г., Криволуцкая В.Н. Восточная часть Терской-Алатау. – Путеводитель 2-го Всесоюзного петрографического совещания, 1958.
17. Королев В.Г., Зайченко Е.П. Джеты-Огуз. - Путеводитель 2-го Всесоюзного петрографического совещания, 1958.
18. Королев В.Г. К стратиграфии допалеозоя Северного Тянь-Шаня. – В кн.: Тезисы докладов к совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии. Госгеолиздат, М., 1958.

19. Королев В.Г. Стратиграфия нижнего палеозоя хребта Джетымтау (Тянь-Шань). – В кн.: Тезисы докладов к совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии. М., 1958, с. 23-26.

20. Королев В.Г., Амкинович С.Г., Богданов А.А., Боровичов Л.И., Борсук Б.И., Борукаев Ф.А., Ившин Н.К., Келлер Б.М., Макарычев Г.И., Никитин И.Ф., Никифорова О.И., Рукавишникова Т.Б., Чернышева Н.Е., Четвернинова Н.П. Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. По кембрию и ордовику. Изд. АН Каз. ССР. Алма-Ата, 1958.

21. Королев В.Г., Белькова Л.Н., Додонова Т.А., Зубцов Е.И., Кнауф В.И., Коровкин А.Б., Огнев В.Н., Яскович Б.В. Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Докембрий и нижний палеозой. Изд. АН Уз. ССР, 1959.

22. Королев В.Г., Галицкая А.Я., Поярков Б.В., Щукина В.Я. Каменноугольная система. Таблица 8. - Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Докембрий и нижний палеозой. Изд. АН Уз. ССР, 1959.

23. Королев В.Г. Позднекембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т III. Изд. АН СССР, М., 1960, с. 88-116.

24. Королев В.Г., Криволицкая В.Н. Кембрийская вулканогенно-осадочная толща в хребте Терской-Алатау. – Изв. АН Кирг. ССР. Серия естественных и технических наук., т. 2, вып. 6 (геология), 1960, с. 5-27.

25. Джолдошев Б., Королев В.Г. Строение джетымской серии в хребте Джетым-Тау. – Изв. АН Кирг. ССР. Серия естественных и технических наук., т. II, вып. 6 (геология), 1960, с. 29-46.

26. Королев В.Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. – Изв. Кирг. Филиала Всесоюзного географического общества., 1961, вып. 3, с. 81-102.

27. Бакиров А.Б., Киселев В.В., Королев В.Г. Новые данные по стратиграфии палеозоя восточной части хребта Уланского и Нарын-Тоо. – В сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1961, вып. I, с. 23-41.

28. Галицкая А.Я., Королев В.Г. Карбон Северной Киргизии. – В сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1961, вып. I, с. 43-75.

29. Джумалиев Т.Д., Королев В.Г., Криволицкая В.Н., Рябоконт С.А. Каменноугольные отложения в верховьях р. Малый Нарын. – В сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1961, вып. I, с. 77-102.

30. Королев В.Г., Рябоконт С.А. Четвертичные отложения верховьев реки Нарын. – В сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1961, вып. I, с. 132-154.

31. Киселев В.В., Королев В.Г., Криволицкая В.Н. Докембрийские и каледонские изверженные породы западной части хр. Джетымбель. – В сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1961, вып. I, с. 103-122.

32. Бакиров А.Б., Киселев В.В., Королев В.Г. Геологическое строение и возраст «Уланского интрузивного массива». - В сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1961, вып. I, с. 123-138.

33. Киселев В.В., Королев В.Г., Криволицкая В.Н. Докембрийские и каледонские изверженные породы западной части хребта Джетымбель. - В сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1961, вып. I, с. 103-122.

34. Рябоконт С.А., Королев В.Г. Четвертичные отложения верховьев р. Нарын. - В сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1961, вып. I.

35. Королев В.Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. – В. сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня, Фрунзе, 1962, вып. 3, с. 3-23.
36. Королев В.Г. Кембрий Тянь-Шаня. – В. сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня, Фрунзе, 1962, вып. 3, с. 35-48.
37. Адышев М.М., Калмурзаев К.В., Королев В.Г. К стратиграфии кембрийских отложений Сары-Джазского района (Центральный Тянь-Шань). – В. сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня, Фрунзе, 1962, вып. 3, с. 49-63.
38. Королев В.Г. Геологическое строение и геологическая история. – В кн.: Природа Киргизии. Фрунзе, 1962, с. 32-62.
39. Королев В.Г., Носырев И.В., Туровский С.Д. Палеозойские интрузивные комплексы Северного Тянь-Шаня. – В. сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня, Фрунзе, 1962, вып. 2, с. 5-19.
40. Королев В.Г., Крылов И.Н. К стратиграфии верхнего докембрия Северного Тянь-Шаня. – Доклады АН СССР. 1962, т. 144, № 6, с. 1334-1336.
41. Королев В.Г., Огнев В.Н., Белькова А.Н., Додонова Т, Кнауф В. и др. Докембрий и кембрий. – Стратиграфия и палеонтология Узбекистана. 1962 г.
42. Киселев В.В., Королев В.Г. Новые данные по тектонике западной части Киргизского хребта (тезисы). Седьмая научно-техническая конференция ФПИ. 1962.
43. Сдвиговая тектоника в западной части Северного Тянь-Шаня (тезисы). Восьмая научно-техническая конференция ФПИ. 1963. Соавторы: Киселев В.В., Максумова Р.А.
44. Стратиграфия и палеонтология. – В кн.: Геологическая изученность СССР. Т. 46 Киргизская ССР. Период 1951-1955 гг. вып. I. Фрунзе, 1963, с. 17-28. Соавторы: Галицкая А.Я., Волкова А.А.
45. Королев В.Г., Кнауф В.И. Тектоника и неотектоника. – В кн.: Геологическая изученность СССР. Т. 46. Киргизская ССР. Период 1951-1955 гг. вып. I. Фрунзе, 1963, с. 60-72.
46. Королев В.Г. Средняя Азия (верхний докембрий). – В кн.: Стратиграфия СССР. М., 1963, с. 256-279.
47. Королев В.Г. Рифей Средней Азии. – В кн.: Стратиграфия СССР. Т. II. Госгеолыздат. М., 1963.
48. Королев В.Г. О границах кембрия в Тянь-Шане. Тр. Фрунз. Политехн. ин-та. 1963.
49. Киселев В.В., Королев В.Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта. – Материалы по геологии Тянь-Шаня. 1964, вып. IV, с. 3-44.
50. Киселев В.В., Королев В.Г. О сдвигах и структурах вращения в западной части Киргизского хребта. – Материалы по геологии Тянь-Шаня. 1964, вып. IV, с. 147-152.
51. Киселев В.В., Королев В.Г. Беш-Таш-Терекский правый сдвиг и сдвиговая тектоника в западной части Северного Тянь-Шаня. – В кн.: Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе. 1964, с. 65-77.
52. Киселев В.В., Королев В.Г. Основные черты тектоники западной части Киргизского хребта – В кн.: Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе, 1964, с. 15-34.
53. Королев В.Г. О границах Азии. – Тр. Фрунзенского политехнического института геологии, горного дела, 1964, вып.10, с. 51-58.

54. Формации позднего докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. 3-я научно-техническая конференция ФПИ (тезисы). 1964 г. Соавторы: Киселев В.В., Максумова Р.А.

55. Королев В.Г., Максумова Р.А. Поздний докембрий Таласского Ала-Тау. – Тр. Фрунзенского политехн. ин-та. Геология, горное дело. 1964, вып. 19, с. 48-55.

56. Королев В.Г. О двух горизонтах и тиллитоподобных конгломератов в вендском комплексе С-3 Каратау. – Тр. Фрунзенского политехн. ин-та. Геология, горное дело. 1965, вып. 20.

57. Келлер Б.М., Королев В.Г., Крылов И.Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня – Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1965, № 4, с. 101-115.

58. Зима М.Б., Королев В.Г. О находке ордовикских граптолитов на юго-западном побережье озера Сон-Куль, – В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Илим. Фрунзе, 1965, с. 57-66.

59. Киселев В.В., Королев В.Г., Нурманбетов К. К стратиграфии докембрия в верховьях реки Малый Нарын (Терской Ала-Тоо) – В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Илим. Фрунзе, 1965, с. 3-13.

60. Королев В.Г., Мисюс П.П. Типы разрезов нижнего палеозоя в восточной части Тянь-Шаня. – Бюлл. Моск. Общества испытателей природы. Отд. Геологии. 1965, т. 40, вып. 2, с. 73-87.

61. Королев В.Г. К стратиграфии и корреляции метаморфических и метаморфизованных комплексов Тянь-Шаня. – В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана: Тез. докл. Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата, 1965.

62. Туровский С.Д., Королев В.Г., Носыров И.В. Основные вопросы расчленения и корреляции магматических комплексов Северного Тянь-Шаня. – В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана: Тез. докл. Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата, 1965, с. 96-100.

63. Королев В.Г. Тянь-Шанская складчатая область (Средняя Азия) – В кн.: Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М., 1965, т. 3, с. 117-140.

64. Кнауф В.И., Королев В.Г. Северо-Тяньшанская складчатая система – В кн.: Геологическое строение СССР. М, 1965, Т. 2 с. 225-230.

65. Королев В.Г. Стратиграфия и палеонтология. – В кн.: Геологическая изученность СССР. 1966, т. 46, с. 14-44.

66. Королев В.Г. Тектоника. – В кн.: Геологическая изученность СССР. 1966, т. 46, с. 66-81.

67. Королев В.Г. Осадочные породы (литология). – В кн.: Геологическая изученность СССР. 1966, т. 46, с. 48-51.

68. Зайцев Ю.А., Королев В.Г., Филатова Л.И. О сопоставлении верхнего протерозоя Тянь-Шаня и Улу-Тау. – Вестник МГУ, Сер. Геологии, 1966, № 4, с. 23-42.

69. Королев В.Г., Джолдошев Б, Киселев В.В. Максумова Р.А. К литологии осадочных и осадочно-вулканогенных толщ верхнего докембрия геосинклиналей Тянь-Шаня. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1966, вып. I, с. 224-247.

70. Королев В.Г., Лопухин А.С. Геологическая и палеонтологическая характеристика вендского комплекса и нижнего кембрия в долине р. Уч-Бас (Малый Каратау). – Тр. аспирантов Фрунзенского политехнического института. 1966, вып 2, с. 57-61.

71. Королев В.Г. Структурно-фациальные особенности древних толщ Тянь-Шаня и проблемы миграции геосинклиналей. – Материалы объединенной научной сессии, посвященной 40-летию Кирг. ССР и Компартии Киргизии. 1966, с. 157-159.

72. Джумалиев Т., Королев В.Г. Роль конседиментационных структур в формировании фациальных особенностей карбонатных пород и пластовых месторождений цветных металлов; (опыт структурно-фациального анализа). – В кн.: Материалы по палеогеографии и тектонике Тянь-Шаня, Фрунзе, 1966, с. 39-62.

73. Королев В.Г. Стратиграфия пограничных отложений докембрия и кембрия. – Всесоюзное совещание по стратиграфии пограничных слоев докембрия и кембрия (тезисы). Уфа, 1967.

74. Каширин Ф.Т., Королев В.Г. Геологическая наука в Киргизии за 50 лет. – Изв. АН Кирг. ССР, 1967, № 5 с. 29-39.

75. Королев В.Г. Особенности строения и развития геосинклиналей Средней Азии в верхнем протерозое. – В кн.: Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. М., Наука. 1967, с. 34-43.

76. Королев В.Г. О некоторых особенностях взаимоотношений между структурной поверхностью и глубинным строением земной коры в Тянь-Шане. Москва, 1967.

77. Королев В.Г., Лагутин Е.И. Опыт палеогидрогеологической реконструкции Тянь-Шаня. – Изв. АН Кирг. ССР, 1967, № 3, с. 32-38.

78. Позднекембрийские вулканогенные формации Тянь-Шаня. – Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Илим, 1967, с. 3-30. Соавтор: Киселев В.В.

79. К постановке проблемы «Земная кора и верхняя мантия» в Киргизии. – Изв. АН Кирг. ССР, 1967, №4, с. 3-11. Соавторы: Адышев М.М., Кнауф В.И., Лобанченко А.Н., Грин В., Юдахин Ф.

80. Королев В.Г. С.С. Шульц: (К семидесятилетию со дня рождения) /Видный исследователь природы Киргизии/. – Зап. Кирг. отд-ния Всесоюзного минералогического общества, 1968, вып. 7, с. 90-98.

81. Розова Е.А., Джанузаков К, Королев В.Г. Киргизия – В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., 1968, с. 304-314.

82. Королев В.Г., Носырев И.В., Пуркин М.Н. Некоторые особенности проявления щелочного магматизма в Тянь-Шане. – Зап. Кирг. отд. Всесоюзного минералогического общества, 1968, вып. 6, с. 5-34.

83. Королев В.Г., Джумалиев Т. Опыт применения сравнительного формационного анализа в выяснении условий образования и закономерностей пространственного размещения пластовых месторождений полиметаллов Киргизии и Казахстана. – Металлогения Тянь-Шаня (Тезисы V Всесоюзного металлогенического совещания). Илим, 1968.

84. The main features of the Late Proterozoic paleogeography of the USSR. – Rep. Twenty-Third Sess. Czech YYY Acad., Prague, 1968. Co-authors: Semikhatov M, Keller B, Chumakov N.

85. The main stratigraphic and paleogeographic features of the Upper Proterozoic of the USSR. – Abstracts Rep. XXIII Sess. Czech YYY, Prague, 1968. Co-authors: Semikhatov M, Keller B, Chumakov N.

86. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР. – Геология докембрия. Доклады сов. геол. XXIII сессии МГК. Наука, 1968. Соавторы: Семикатов М., Келлер Б, Чумаков Н.

87. Находка граптолитов тремадока в Кендык-Тасской свите. – Доклады. АН СССР. 1968, т. 182, №6. Соавторы: Бакиров А., Зима М., Мисюс П.

88. Северо-Тяньшаньская складчатая система. - Геологическое строение СССР. 1968, т. II. С. 225-230. Соавтор: Кнауф В.И.

89. Адышев М.М., Кнауф В.И., Королев В.Г. Структурные ярусы земной коры и возможности обнаружения некоторых новых видов минерального сырья в Северной Киргизии. – Изв. АН Кирг. ССР. 1968, № 4, с. 4-12.

90. Королев В.Г. К стратиграфии и корреляции метаморфических и матаморфизованных комплексов Тянь-Шаня. – В кн. Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана: Тез. докл. первого Казахст. петрогр. совещ. Алма-Ата, 1969, с. 109-112.

91. Носырев И.В., Королев В.Г., Туровский С.Д. Петрохимические особенности и минералого-геохимическая специализация магматических комплексов Северного Тянь-Шаня. – В кн.: Вопросы петрохимии: Материалы к совещанию (21-25 апреля 1969). Л., 1969, с. 274-275.

92. Талипов М.А., Королев В.Г. Джергаланский разрез как стратотип четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня. – В кн.: Материалы по геологии кайнозой и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970, с. 72-88.

93. Королев В.Г. Палеогеография Средней Азии и Центрального Казахстана в позднем докембрии. – В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970, с. 5-35.

94. Киселев В.В., Королев В.Г., Нурманбетов К. Каледонская структура Терской Алатау и основные особенности ее развития. – В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970, с. 36-61.

95. Бакиров А., Королев В.Г. Особенности каледонской структуры Кеминской зоны Северного Тянь-Шаня. – В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970, с. 62-83.

96. Киселев В.В., Королев В.Г. Особенности позднедокембрийской и раннепалеозойской тектоники Тянь-Шаня. – Вопросы тектоники докембрия континентов. Тр. Института геологии и географии Сибирского Отделения АН СССР, М., «Наука», 1970, вып. 129, с. 93-104.

97. Киселев В.В., Королев В.Г. О соотношении инициального и субсветового магматизма. – Геотектоника, 1970, № 3, с. 41-49.

98. Королев В.Г., Киселев В.В. Рифейские отложения Средней Азии и Южного Казахстана. – В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана. Алма-Ата: Тез. докл. 2-е. Алма-Ата, 1971, с. 27-29.

99. Королев В.Г., Максумова Р.А., Мамбетов А.М. Аналогии вендского комплекса и «бестрилобитовые слои» нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане. – В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана, 2-е. Тез. докл. Алма-Ата 1971, с. 37-88.

100. Никитенко И.И., Киселев В.В., Королев В.Г. Докембрий Южно-Джунгарского антиклинория. – В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана, 2-е. Алма-Ата: Тез. докл. Алма-Ата, 1971, с. 51-52.

101. Бакиров А.Б., Королев В.Г. Стратиграфия докембрия и его эпохи в Тянь-Шане и Южном Казахстане. – В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана, 2-е, Алма-Ата: Тез. докл. Алма-Ата, 1971, с. 55-57.

102. Зима М.Б., Королев В.Г., Мисюс П.П. К биостратиграфии ордовика Северной Киргизии. – В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана, 2-е, Алма-Ата: Тез. докл. Алма-Ата 1971, с. 85-86.

103. Кнауф В.И., Королев В.Г., Трофимов А.К. и др. Предварительные данные о Сарыкамышском землетрясении 5 июня 1970 года – Изв. АН Кирг. ССР, 1971, № 1, с. 20-23.

104. Королев В.Г. Стратиграфия верхнего докембрия Тянь-Шаня и Каратау: (Тез.) – В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня: Материалы Карагандинского стратиграфического совещания, сентябрь, 1969, М., Изд. МГУ, 1971, с. 117-118.
105. Зайцев Ю.А., Королев В.Г., Филатова Л., Шлыгин Е. Сопоставление разрезов докембрия Центрального Казахстана и Тянь-Шаня – В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня: Материалы Карагандинского стратиграфического совещания, сентябрь 1969. М., Изд. МГУ, 1971, с. 130-135.
106. Киселев В.В., Королев В.Г. Пространственное соотношение поясов кислого и основного вулканизма в докембрии и палеозое Тянь-Шаня. – В кн.: Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания. Душанбе, 1971, с. 20-23.
107. Джумалиев Т., Королев В.Г. Структурно-фациальные закономерности размещения пластовых свинцовых руд района Джергалан (Тянь-Шань). – Литология и полезные ископаемые, 1971, № 6, с. 124-135.
108. Королев В.Г. Стратиграфия. Докембрий. – В кн.: Геология СССР. Т 25. Кирг. ССР. М., 1972, кн 1, с. 38-74.
109. Гесь М.Д., Королев В.Г. Серпентинитовый меланж в Северном Тянь-Шане (Северное Приконкулье) // Доклады АН СССР – 1972, т. 248, №3, с. 675-677.
110. Особенности геологического строения и развития северной части Советского Тянь-Шаня в докембрии и палеозое. – Тектоника байк. и палеоз. складчатых образований. 1972. Соавтор: Кнауф В.И.
111. Киселев В.В., Королев В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. – Фрунзе: Илим, 1972. – 79 с.
112. Королев В.Г., Галицкая А.Я., Волкова А.А. Стратиграфия и палеонтология. – В кн.: Геологическая изученность СССР. Т 46. Киргизская ССР. Период 1951-1953. Вып. 1. Оpubл. работы. Фрунзе, с. 17-27.
113. Королев В.Г., Максумова Р.А., Ильинская М. Вулканические и вулканогенно-осадочные формации позднего докембрия (венд) Тянь-Шаня. – Всесоюзный семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу (тезисы). Петрозаводск, 1972.
114. Киселев В.В., Королев В.Г. Особенности докембрийского магматизма байкальско-каледонской складчатой области Тянь-Шаня. – Материалы симпозиума по проблеме «Специфика докембрийского магматизма». Ленинград, 1972.
115. Королев В.Г., Джумалиев Т., Киселев В.В., Максумова Р.А., Мамбетов А. Особенности геологического развития и условия фосфатонакопления в Таласо-Каратауской зоне. – В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М., 1973, с. 62-70.
116. Макросейсмический эффект Джамбульского землетрясения. – Известия АН Кирг. ССР, 1973, № 2. С. 29-32.
117. Кнауф В.И., Королев В.Г. Северо-Тяньшаньская складчатая система. Сырдарьинский и Муюн-Кумский массивы. – В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., Наука, 1974, с. 163-173.
118. Литолого-формационные закономерности образования и размещения фосфоритов каратауского типа. – Результаты литол. исследов. фосфоритоносн. формаций и их использование при прогнозировании и поисках фосфоритов. Черкассы, 1974. Соавторы: Джумалиев Т., Максумова Р.А.

119. Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана. – В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, т. I, с. 5-11. Соавторы: Зайцев Ю., Филатова Л., Шлыгин Е.
120. Королев В.Г., Киселев В.В. Рифей Тянь-Шаня. – В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974, т. I, с. 74-77.
121. Бакиров А.Б., Королев В.Г. Докембрийские складчатые комплексы Тянь-Шаня и Южного Казахстана как основа стратиграфической корреляции. – В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974, т. I, с. 78-81.
122. Королев В.Г., Максумова Р.А., Мамбетов А.М. Венд и томмотский ярус нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане – В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974, т. I, с. 141-144.
123. Зима М.Б., Королев В.Г., Мисюс П.П. Биостратиграфическое расчленение ордовика Северного Тянь-Шаня по граптолитам и брахиоподам. – В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, Алма-Ата, 1974, т. I, с. 166-172.
124. Киселев В.В., Королев В.Г., Краснобаев А.А., Криволицкая В., Усманов У. О добайкальском возрасте некоторых гранитоидных интрузий в западной части Киргизского хребта (Тянь-Шань). – Докл. АН СССР, 1974, т. 214, №2, с. 407-409.
125. Киселев В.В., Королев В.Г., Криволицкая В.Н. Докембрийский магматизм байкальско-каледонской складчатой области Тянь-Шаня. В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л, 1974, с. 74-72.
126. Альпийские эпиплатформенные орогены востока Средней Азии. – Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР. М., «Недра», 1974. Соавторы: Вонгаз Л., Борисов О., Дронов В., Кнауф В.
127. Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. – Итоги науки и техники, геология «Стратиграфия и палеонтология», 1974, т. 5. 127 стр. Соавторы: Келлер Б., Аксенов Е., Крылов И., Розанов А., Семихатов М., Чумаков Н.
128. О закономерностях проявления магматических формаций докембрия Тянь-Шаня. – Магматические и метаморфические формации Казахстана. Тезисы 2-го Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата, «Наука», 1974. Соавтор: Киселев В.В.
129. Петрохимические особенности некоторых докембрийских гранитоидов Северного Тянь-Шаня. – Магматические и метаморфические формации Казахстана. Тезисы 2-го Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата, «Наука», 1974. Соавторы: Киселев В.В., Кузнецов М.
130. Королев В.Г., Максумова Р.В., Ильинская М.Н. Терригенно-телепирокластическая формация позднего докембрия Северного Тянь-Шаня. – В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., «Наука», 1974, с. 73-80.
131. Палеотектоника СССР в среднем и позднем рифее. – Палеогеография СССР, «Недра», 1974, с. 113-121. Соавторы: Келлер Б., Семихатов М., Чумаков Н.
132. Поздний протерозой (рифей и венд). – Палеогеография СССР, «Недра», 1974, с. 80-113.
133. Полезные ископаемые позднего протерозоя. – Палеогеография СССР, «Недра», 1974, с. 121-126. Соавторы: Келлер Б., Семихатов М., Чумаков Н.
134. Королев В.Г., Джумалиев Т.Д., Максумова Р.А. Фосфоритоносность венда и нижнего палеозоя Тянь-Шаня и Южного Казахстана. – В кн.: Геология месторождений горно-химического сырья Средней Азии. Ташкент, 1975, с. 33-43.
135. Киселев В.В., Королев В.Г. Основные черты металлогении докембрия Тянь-Шаня и смежных регионов. – В кн.: Металлогения докембрия: Тез. докл. I

Всесоюзного совещания по металлогении докембрия (25-28 февраля 1975). Л., 1975, с. 145-147.

136. Основные черты карбона Средней Азии. – Тезисы докладов VIII Международного конгресса по карбону. М., «Наука», 1975. Соавторы: Бенш Ф., Галицкая А., Михно Н., и др.

137. Королев В.Г. (соавтор). Рифей СССР и вопросы построения общей стратиграфической шкалы верхнего докембрия. – В кн.: Корреляция докембрия. Тезисы докладов Международного симпозиума. М., «Наука», 1975.

138. Рифей геосинклинальных областей на примере Казахстана и Киргизии. – В кн.: Корреляция докембрия. Тезисы докладов Международного симпозиума. М., «Наука», 1975. Соавторы: Токмачева С., Филатова Л.

139. Структурно-формационное районирование докембрия Тянь-Шаня. // Принципы тектонического районирования Ср. Азии (тезисы). ФАН, Ташкент, 1975. Соавторы: Кнауф В.И., Киселев В.В.

140. Структурно-формационное районирование каледонид. // Принципы тектонического районирования Ср. Азии (тезисы). ФАН, Ташкент, 1975. Соавторы: Кнауф В.И., Киселев В.В.

141. Стратиграфический словарь СССР. Описано 88 свит (очерков). «Недра», Л.-д., 1975, 622 с.

142. Королев В.Г. Стратиграфия и палеонтология. – В кн.: Геологическая изученность СССР. 1976, т.46.

143. Королев В.Г., Криволицкая В., Малыгин В. Петрография, минералогия, геохимия. – В кн.: Геологическая изученность СССР. 1976, т.46, с. 53-77.

144. Кыршабактинская свита хр. М. Каратау. – Изв. АН СССР, серия геол., 1976, №7, с. 84-89. Соавтор: Максумова Р.А.

145. Магматизм в докембрии Тянь-Шаня. – Материалы V Всесоюзного петрографического совещания. «Наука», Алма-Ата, 1976. Соавтор: Киселев В.В.

146. Королев В.Г., Ахмеджанов М., Боголенов К., Борисов О. и др. Резолюция семинара «Принципы тектонического районирования Средней Азии». – Узб. геол. журн. 1976, №5.

147. Бакиров А.Б., Королев В.Г., Укудеев Т.У. Эволюция термодинамического режима метаморфизма в развитии структур Тянь-Шаня // Термодинамический режим метаморфизма. Труды II сессии Научного совета по геологии докембрия. – Л., «Наука», 1976, с. 261-267.

148. Джумалиев Т.Д., Королев В.Г., Максумова Р.А. Литолого-формационные закономерности образования и размещения фосфоритов Каратауского типа. // Литология фосфоритоносных отложений. М., Недра, 1976. – с. 64-75.

149. Джумалиев Т.Д., Королев В.Г. О парагенетической связи некоторых стратиформных месторождений полиметаллов с вмещающими их формациями // Основные проблемы осадочного рудообразования. – Илим, Фрунзе, 1977. – с. 100-111.

150. Сейсмическое районирование Киргизской ССР. Фрунзе: «Илим», 1977. 55 с. Соавторы: К.Д. Джанузаков, Б.И. Ильясов, В.И. Кнауф, Е.В. Христов, О.К. Чедия.

151. Проблемы проявления верхнерифейской складчатости и обособления вендского комплекса. – Тезисы докл. XII сессии совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Красноярск, 1977. Соавтор: Киселев В.В.

152. Кнауф В.И., Королев В.Г., Киселев В.В. Структурно-формационное районирование каледонид Северного Тянь-Шаня. // Тр. Среднеаз. НИИ геологии и минерального сырья, 1977. №28, с. 91-97.

153. Киселев В.В., Королев В.Г., Кнауф В.И. Основные черты тектонического районирования докембрия Тянь-Шаня // Тр. Среднеаз. НИИ геологии и минерального сырья. 1977, № 28 – с. 74-82.
154. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. «Недра», 1977. Свиты: белетукская, келемчи, коксайская, кумбельская, шаркыратминская.
155. Некоторые особенности распределения полезных ископаемых в карбонатных формациях рифея Северного Тянь-Шаня. – В сб.: Тезисы Всесоюзного семинара «Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии». Ростов на Дону, 1978. Соавтор: Т.Д. Джумалиев.
156. Карбонатные формации в докембрии Тянь-Шаня. – В сб.: Тезисы Всесоюзного семинара «Карбонатное осадконакопление и пробл. эвапоритов в докембрии». Ростов на Дону, 1978. Соавтор: Р.А. Максумова.
157. Королев В.Г. (соавтор). Центрально-Азиатский складчатый пояс. Средняя Азия и Ц. Казахстан. – В кн.: «Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Вост. Европы и Азии», «Наука». Сиб. отд., Новосибирск, 1978, с. 169-223.
158. Королев В.Г. (соавтор). Магматические комплексы байкальского и каледонского тектоно-магматических циклов Северного и Среднего Тянь-Шаня. – В сб.: «Магматизм, метаморфизм и оруденение». «Илим», 1978, с. 97-123.
159. Королев В.Г. Флишевая формация верхнего рифея Таласского хребта (Тянь-Шань) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1978. - № 12. – с. 49-63.
160. Королев В.Г. Палеогеологическая обстановка формирования нижнекембрийской черносланцевой и фосфоритонесущей формации Тянь-Шаня. // Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. – Фрунзе: «Илим», 1978. – с. 34-36.
161. Королев В.Г., Максумова Р.А., Огурцова Р.Н. Соотношение венда и терминального рифея (вендомия) в Тянь-Шане и Южном Казахстане. // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (Рифей и венд). – Л., 1979. – с. 184-189.
162. Королев В.Г., Максумова Р.А. Вендские вулканогенно-молассовые толщи Тянь-Шаня и смежных регионов и их минералогия. // Металлогения орогенных этапов развития Тянь-Шаня: (Тез. докл. IX – Всесоюзного металлогенического совещания) Ташкент, 1979. – с. 60-62.
163. Королев В.Г. (соавтор). Вендские вулканогенно-молассовые толщи Тянь-Шаня и смежных регионов и их минерализация. // Тез. докл. V Всесоюзного семинара по вулканогенно-осадочному лито- и рудогенезу. Караганда, 1979.
164. Бакиров А.Б., Королев В.Г. Возраст древнейших пород Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. – 1979, № 7, с. 143-146.
165. Королев В.Г. (соавтор). Типовые разрезы докембрия Средней Азии и Ц. Казахстана. – В сб.: Стратиграфия архея и протерозоя СССР», Л.-д, «Наука», 1979. С. 173-186.
166. Королев В.Г. (соавтор). Соотношение процессов тектоники, осадконакопления, магматизма и метаморфизма в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. // Узб. геол. журн., № 4, 1979, с. 75-76.
167. Королев В.Г. (соавтор). Серпентинитовый меланж в Северном Тянь-шане (Северное Присонкуле). // Доклады АН СССР, т. 248, №3, 1979, с. 675-677.
168. Бакиров А.Б., Королев В.Г., Киселев В.В. Земная кора Тянь-Шаня: состав, становление и развитие // Изв. АН Кирг. ССР. – 1980 № 2. – с. 3-13.
169. Королев В.Г., Мамбетов А. Новые данные по биостратиграфическому расчленению нижнего кембрия в верховьях р.Чаткал (Тянь-Шань) и некоторые выводы,

- вытекающие из сравнения с нижним кембрием Сибири. // кембрий Алтае-Саянской складчатой области. М., 1980. С. 131-143.
170. Королев В.Г., Огурцова Р.Н. Акритархи верхней части нижнего кембрия Таласо-Каратауской зоны (хр. Малый Каратау). // Докл. АН СССР. 1981. Т.259 - № 6. С. 162-164.
171. Джумалиев Т.Д., Королев В.Г. Конседиментационные структуры и их значение в познании закономерностей образования и размещения стратиформных месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. // Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Ср. Азии. Фрунзе, 1981. С. 53-60.
172. Королев В.Г. (отв. редактор). Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Тянь-Шаня. // Материалы регионального тектонического совещания, 6-8 декабря 1978 г. Фрунзе: Илим, 1981. С. 184.
173. Королев В.Г. (соавтор). Тектоническая природа Среднего Тянь-Шаня. // Материалы регионального тектонического совещания, 6-8 декабря 1978 г. Фрунзе: Илим, 1981. С. 184.
174. Киселев В.В., Королев В.Г. Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. // Материалы регионального тектонического совещания, 6-8 декабря 1978 г. Фрунзе: Илим, 1981. С. 184.
175. Королев В.Г. Основные черты тектоники, осадконакопления и магматизма в позднедокембрийской и раннепалеозойской истории Тянь-Шаня. // Материалы регионального тектонического совещания, 6-8 декабря 1978 г. Фрунзе: Илим, 1981. С. 184.
176. Королев В.Г. (соавтор). Кислые вулканиты в докембрийских разрезах Северного и Среднего Тянь-Шаня. // Материалы регионального тектонического совещания, 6-8 декабря 1978 г. Фрунзе: Илим, 1981. С. 184.
177. Королев В.Г. (соавтор). Докембрийские и нижнепалеозойские углеродистые формации Тянь-Шаня. – В сб.: Литология и осадочная литология докембрия. Алма-Ата, Наука, 1981.
178. Королев В.Г. (соавтор). Общие закономерности разломной тектоники Средней Азии, ее влияние на осадконакопление, магматизм и метаморфизм. Фрунзе: Илим, 1981.
179. Королев В.Г. (соавтор). Геологическое строение (Киргизская ССР). Киргизская Советская энциклопедия. Спецтом. КСЗ, Фрунзе, 1982.
180. Королев В.Г. (соавтор). Архейская группа. - В кн.: Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии, кн. I. Фрунзе: Илим, 1982.
181. Королев В.Г. (соавтор). Нижний протерозой(?). - В кн.: Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии, кн. I. Фрунзе: Илим, 1982.
182. Королев В.Г. (соавтор). Рифей. - В кн.: Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии, кн. I. Фрунзе: Илим, 1982.
183. Королев В.Г. (соавтор). Рифей-венд. - В кн.: Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии, кн. I. Фрунзе: Илим, 1982.
184. Королев В.Г. (соавтор). Венд. - В кн.: Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии, кн. I. Фрунзе: Илим, 1982.
185. Королев В.Г. (соавтор). Кембрийская система (?). - В кн.: Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии, кн. I. Фрунзе: Илим, 1982.
186. Королев В.Г. (соавтор). Кембрийская-ордовикская системы. - В кн.: Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии, кн. I. Фрунзе: Илим, 1982.
187. Королев В.Г. (соавтор). Ордовикская система. В кн.:

Стратиграфия и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе, Илим, 1982.

188. Королев В.Г. (соавтор). Ордовикская-силурийская системы. - В кн.: Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии, кн. I. Фрунзе: Илим, 1982.

189. Королев В.Г. (соавтор). Нижний протерозой(?). - В кн.: Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии, кн. I. Фрунзе: Илим, 1982.

190. Королев В.Г. (зам. гл. ред.). Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии, кн. I и 2. Фрунзе: Илим, 1982.

191. Королев В.Г. (соавтор). Докембрий Средней Азии. Ленинград. Наука, 1982.

192. Королев В.Г. (соавтор). Корреляция пограничных отложений венда-нижнего кембрия Таласо-Каратауской зоны (хр. М. Каратау) с опорными разрезами Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Изв. АН СССР, сер. геол., №6, 1982.

193. Korolev V.G. Late Precambrian tilloids of the Dzhungar Alatau Range, southeastern Kazakhstan, USSR. Earth's Pre-Pleistocene glacial record. Cambridge University Press, 1982.

194. Korolev V.G. (co-author). The vendian tilloid complex of Tien-Shan. USSR. Sn: Earth Prepleistocene glacial record. Cambridge University Press, 1982.

195. Королев В.Г., Киселев В.В., Максумова Р.А. Основные черты палеозойской тектоники Северного и Среднего Тянь-Шаня в пределах Киргизской ССР. // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. - М., 1983. - с. 55-60.

196. Колосов П.Н., Королев В.Г. и др. Находка растительных микроорганизмов нижнего кембрия в каракаттинской свите Северного Тянь-Шаня. // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1983 - № 3., с. 123-128.

197. Королев В.Г. (соавтор, соредатор). Таблицы стратиграфических разрезов и интрузивных образований геологических районов Средней Азии и Казахстана. Ленинградская ф-ка ВСЕГЕИ, Мингео СССР, 1984.

198. Королев В.Г. (соавтор, соредатор). Схема районирования Казахстана и Средней Азии по типам стратиграфических разрезов (в геологической карте Казахстана и Средней Азии м-ба 1:1500 000). М-б 1:500 000.

199. Киселев В.В., Королев В.Г. Особенности развития земной коры палеозой Тянь-Шаня // Тезисы XXVII МГК. М., 1984, с. 275-276.

200. Каширин Ф.Т., Королев В.Г. Геологическая наука в Киргизии за 60 лет. // Изв. АН Кирг. ССР. - 1984, №5, с. 30-35.

201. Королев В.Г. (соавтор). Рифей Тянь-Шаня. Тезисы 27 МГК, т. II., М., 1984.

202. Королев В.Г. (соавтор). Венд и нижний кембрий в палеозоидах Тянь-Шаня. // Тезисы 27 МГК, т. I., М., 1984.

203. Королев В.Г., Максумова Р.А. Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня // Тезисы 27 МГК, т. II., М., 1984. - с. 328-329.

204. Королев В.Г., Максумова Р.А. Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня / АН Кирг. ССР Институт геологии - Фрунзе: Илим, 1984, - 189 с.

205. Королев В.Г. (соавтор). Всесоюзный colloquium по акритархам пограничных отложений докембрия и нижнего кембрия СССР. Изв. АН Кирг. ССР, 1984.

206. Kiselev V.V., Korolev V.G. The particularity of the development of the Earth crust in the Paleozooids of the Tien Shan. XXVII IGC, v. IX. M., 1984.

207. Korolev V.G., Maksumova R.A. The Precambrian tillites and tilloids in the Tien Shan. Abstracts, 27 IGC, v. II, M., 1984.
208. Korolev V.G. (co-author). The Riphean of the Tien Shan. Abstracts, 27 IGC, v. II, M., 1984.
209. Korolev V.G. (co-author). The Vendian and Lower Cambrian in the Paleosoids of the the Tien Shan. Abstracts, 27 IGC, v. I, M., 1984.
210. Королев В.Г. (соавтор). Бакиров Апас Бакирович (к 50-летию со дня рождения). Фрунзе. Илим, Изв. АН Кирг. ССР. № 5, 1985.
211. Королев В.Г. (отв. редактор). Сборник «Закономерности строения земной коры Тянь-Шаня и его металлогения». (Доклады киргизских геологов на XXVII сессии МГК). Фрунзе: Илим, 1985.
212. Королев В.Г. (соавтор). Рифей Тянь-Шаня. – В сб.: «Закономерности строения земной коры Тянь-Шаня и его металлогения». (Доклады киргизских геологов на XXVII сессии МГК). Фрунзе: Илим, 1985. С. 14-23.
213. Королев В.Г. (соавтор). Венд и нижний кембрий в палеозоидах Тянь-Шаня. – В сб.: «Закономерности строения земной коры Тянь-Шаня и его металлогения». (Доклады киргизских геологов на XXVII сессии МГК). Фрунзе: Илим, 1985. С. 23-37.
214. Киселев В.В., Королев В.Г. Особенности развития земной коры палеозоид Тянь-Шаня. – В сб.: «Закономерности строения земной коры Тянь-Шаня и его металлогения». (Доклады киргизских геологов на XXVII сессии МГК). Фрунзе: Илим, 1985. С. 48-56.
215. Королев В.Г. Предисловие. – В сб.: «Закономерности строения земной коры Тянь-Шаня и его металлогения». (Доклады киргизских геологов на XXVII сессии МГК). Фрунзе: Илим, 1985.
216. Королев В.Г. (соавтор). Комплексное применение методов стратиграфии, палеотектоники и формационного анализа в литологических исследованиях верхнекембрийских и нижнепалеозойских толщ Тянь-Шаня. - В сб.: Методология литологических исследований. Новосибирск, Наука, 1985.
217. Чичканская биота - свидетель важного биотического события в позднем докембрии. // Изв. АН Кирг. ССР – 1986, - № 6, с. 17-20. Соавтор: Огурцова Р.Н.
218. Korolev V.G. The Ordovician System in Kazakhstan and Middle Asia. The chart of correlation and explanatory. Canada, Ottawa. Publ. 21, 1986.
219. Королев В.Г. Предисловие. Сб. Каледониды Тянь-Шаня. – Фрунзе, 1987.
220. Грищенко В.А., Зима М.Б., Королев В.Г. Граптолитовые комплексы нижнего и среднего ордовика в верховьях реки Чон-Кемин (Северный Тянь-Шань) // Каледониды Тянь-Шаня. – Фрунзе, 1987, с 92-108.
221. Королев В.Г. (соавтор). Геологическое развитие Урала и Тянь-Шаня и особенности их металлогения. – В сб.: Железорудные формации. Фрунзе: Илим, 1987.
222. Королев В.Г. (соавтор). Ордовикская система в Казахстане и Киргизии. // Изв. АН Каз. ССР, сер. геол. №4, 1987.
223. Минерализованные и органогенные микрофоссилии верхнего докембрия Таласо-Каратауской зоны. // Тезисы Всесоюзного совещания. Петрозаводск, 1987. Соавтор: Огурцова Р.Н.
224. Чичканская биота - представитель важного биотического события. // Тезисы Всесоюзного совещания. Петрозаводск, 1987. Соавтор: Огурцова Р.Н.
225. Королев В.Г. Новый формационный тип - субжелезорудная субформация спарамитовой (тиллит-тиллоид) группы формаций верхнего протерозоя. // Тезисы Всесоюзной научной конференции. Фрунзе, 1987. Соавтор: Максумова Р.А.

226. Королев В.Г. (соавтор). Домезозойская металлогения Северо-Тяньшаньской складчатой области. // Тезисы Всесоюзной научной конференции. Фрунзе, 1987.
227. Королев В.Г. (соавтор). Каледониды складчатых систем. «Илим», 1987.
228. Королев В.Г. Архей. Ленинград, 1988.
229. Королев В.Г. (соавтор). Протерозой. Ленинград, 1988.
230. Королев В.Г. Вебер В.Н. – В кн.: Ошская обл. энцикл., 1988.
231. Королев В.Г. Мушкетов Д.И. – В кн.: Ошская обл. энцикл., 1988.
232. Королев В.Г. Синицин Н.М. – В кн.: Ошская обл. энцикл., 1988.
233. Королев В.Г. (соавтор). Обзор рабочей корреляционной схемы верхнего докембрия Казахстана и Киргизии (1986-1989). – Докембрий в фанерозойских складчатых областях. Тезисы Всесоюзного совещания. «Илим», 1989.
234. Королев В.Г. Докембрий в структуре палеозойд Тянь-Шаня. – Докембрий в фанерозойских складчатых областях. Тезисы Всесоюзного совещания. «Илим», 1989.
235. Королев В.Г. Схемы расчленения и корреляции докембрия Тянь-Шаня. – Докембрий в фанерозойских складчатых областях. Тезисы Всесоюзного совещания. «Илим», 1989.
236. Королев В.Г. Стратиграфический словарь. Нижний докембрий. Ленинград, «Недра», 1989, 396 с.
237. Растительные микрофоссилии и биостратиграфия древних толщ Средней Азии и Казахстана. – Тезисы Международного симпозиума. Новосибирск, 1990. Соавтор: Огурцова Р.Н.
238. В реферативном журнале «Геология» опубликовано более 120 рефератов.

Опубликованные карты

239. Литолого-палеогеографическая карта нижнего рифея. - Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Мингео., АН СССР, 1968, т. I. Соавторы: Келлер Б., Семихатов М., Чумаков Н.
240. Литолого-палеогеографическая карта среднего рифея. - Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Мингео., АН СССР, 1968, т. I. Соавторы: Келлер Б., Семихатов М., Чумаков Н.
241. Литолого-палеогеографическая карта верхнего рифея. - Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Мингео., АН СССР, 1968, т. I. Соавторы: Келлер Б., Семихатов М., Чумаков Н.
242. Литолого-палеогеографическая карта венда. - Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Мингео., АН СССР, 1968, т. I. Соавторы: Келлер Б., Семихатов М., Чумаков Н.
243. Карта тектоники докембрия континентов, Ср. Азия, Ц. Казахстан, СЗ Китай (ред. Ю.А. Косыгин). ЧУЧК, 1972. Соавтор: Киселев В.В.
244. Бакиров А.Б., Кнауф В.И., Королев В.Г., и др. Геологическая карта. – В кн.: Атлас Кирг. ССР. – 1987.
245. Королев В.Г., Кнауф В.И. Тектоническая карта складчатого фундамента территории СССР, 1:500 000 (Тянь-Шань), ред. Наливкин В.Д., 1974.
246. Королев В.Г. Карта тектонического районирования юга СССР, 1:2500 000, ред. Ч.Х. Дикенштейн, 1974.
247. Королев В.Г. Тектоническая карта юга СССР, 1:100 000. Редактор и ответственный составитель по Киргизской ССР. ЧУЧК, 1975.

248. Карта метаморфических поясов СССР, 1:5000 000. Ср. Азия – Соавторы: А. Бакиров, Н. Добрецов. Аэрогеология, Мингео СССР. М., 1975.
249. Королев В.Г. (соавтор 5 карт для Киргизии). Палеотектонические карты СССР. Аэрогеология, Мингео СССР. М., 1977.
250. Королев В.Г. (соавтор). Карта сейсмического районирования Киргизской ССР. «Илим», 1979.
251. Королев В.Г. (зам. гл. ред.). Геологическая карта Киргизской ССР. Картфабрика ВСЕГЕИ Мингео СССР, Л.-д., 1980.
252. Королев В.Г. Геологическая карта Киргизской ССР 1:3000 000. Киргизская Советская энциклопедия. Спецтом. КСЗ, Фрунзе, 1982.
253. Королев В.Г. Геологическая карта Киргизской ССР 1:500 000. Ленинград, картфабрика Мингео СССР, 1982.
254. Королев В.Г. (соавтор, член редколлегии). Геологическая карта Казахстана и Средней Азии, 1:1 500 000. Макеты 13 и 14. Мингео СССР, 1983.
255. Королев В.Г. (соавтор). Международная тектоническая карта мира. На русском и английском языках. Макет по Ср. Азии и Ю. Казахстану. Л.-д, 1984.
256. Королев В.Г. Геологическая карта Киргизии, м-б 1:1500 000. - В кн.: Атлас Кирг. ССР. Т.1. – М., 1987.
257. Гесь М.Д., Королев В.Г. Магматические формации. – В кн.: Атлас Кирг. ССР. Т.1. – М., 1987.
258. Чедия О.К., ред. Королев В.Г. Новейшая тектоника. – В кн.: Атлас Киргизской ССР. – М., 1987.
259. Королев В.Г. и др. Палеогеография, 12 карт м-ба 1:5000 000 – В кн.: Атлас Кирг. ССР. – М., 1987.
260. Королев В.Г. Сводные литолого-стратиграфические колонки. – В кн.: Атлас Кирг. ССР. Т.1. – М., 1987.
261. Королев В.Г. Тектоническая карта, м-б 1:500 000. – В кн.: Атлас Кирг. ССР. – М., 1987.
262. Королев В.Г. Тектоническое районирование, м-б 1:500 000. – В кн.: Атлас Кирг. ССР. – М., 1987.
263. Королев В.Г. Землетрясение и сейсмическое районирование. - В кн.: Атлас Кирг. ССР. – М., 1987.
264. Королев В.Г. Общий план строения. Районирование. - В кн.: Атлас Кирг. ССР. – М., 1987.
265. Королев В.Г. Стратиграфия и палеогеография. - В кн.: Атлас Кирг. ССР. – М., 1987.
266. Королев В.Г. Тектоника. - В кн.: Атлас Кирг. ССР. – М., 1987.
267. Королев В.Г. Полезные ископаемые. - В кн.: Атлас Кирг. ССР. – М., 1987.
268. Талипов М.А., ред. Королев В.Г. Четвертичные отложения. - В кн.: Атлас Кирг. ССР. – Т. I. – М., 1987.
269. Королев В.Г. Геологическая карта СССР, м-б 1:1000 000 (новая серия). Лист К-(43), (44). ВСЕГЕИ. Ленинград, 1987.
270. Королев В.Г. Принципы построения карты. «Илим», 1987.
271. Королев В.Г., Гесь М.Д. Тектонические карты. Ташкент, 1988.

Список главнейших неопубликованных (фондовых) работ

272. Геологическое строение Лягрянской синклинали. Отчет по работам 1945 г. 7 п. л.
273. Отчет по комплексной геологической съемке листа К-43-79. Фонды УГ Кирг. ССР, ВГФ. 1946. 350+346 стр., граф. 9. Соавтор М.А.Стронин.
274. Проблема нефтеносности третичных отложений Северной Киргизии (Отчет о работах Северо-Киргизской тематической нефтяной экспедиции в 1943-1944 гг.). 481 стр. Соавторы: С.С. Шульц, М.Б. Шульц. ВГФ, ТГФ. 1945.
275. Изменчивость состава и мощности осадков в зависимости от положения их в структуре (годовой отчет по теме за 1945 г.). ВГФ, ТГФ, Фонды ИГ АН Кирг. ССР. 76 стр. 1946.
276. Соотношение процессов осадконакопления и формирования структур в среднем палеозое на южных склонах хр. Терской-Алатау (промежуточный отчет за 1946 г.). Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1947. 10 п. л.
277. Отчет Тюлекской геолого-съёмочной партии по комплексной геологической съемке. Геологическое строение района оз. Сонкуль. 578 стр. + 1248 стр. ВГФ, ТГФ, 1948 г. Соавтор М.А. Стронин.
278. Геологическое строение Лягрянской синклинали (ЮВ Фергана). К вопросу о соотношении процессов осадконакопления и формирования структур. Фонды ИГ АН Кирг. ССР. 1948. Соавторы: М.А. Стронин, В.Н. Кривоуцкая. 5 п. л.
279. Нижнепалеозойские отложения к северу от оз. Сонкуль. Фонды ИГ АН Кирг. ССР. 0,5 п. л. 1948. Соавтор М.А. Стронин.
280. Наблюдения над стратиграфией и тектоникой палеозоя в пределах листа К-43-80. 2,0 п. л. Фонды ИГ АН ССР, 1948.
281. Отчет по теме «Соотношение процессов осадконакопления и формирования структур в среднем палеозое на южных склонах хр.Терской-Алатау». 1948 г. 15 п. л.
282. Соотношение процессов осадконакопления и формирования структур в среднем палеозое на южных склонах хр. Терской-Алатау (отчет по работам 1946-48гг.). 16,0 п. л. Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1949. Соавтор В.Н. Кривоуцкая.
283. Отчет по теме «Стратиграфия и тектоника толщ, вмещающих полиметаллическое оруденение гор Кавак-Тау (Южное). 314 стр. ВГФ, ТГФ, Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1949 г. Соавтор В.Н. Кривоуцкая.
284. К стратиграфии древних отложений долины р. Кара-Куджур на южном склоне системы Терской Алатау. 10 стр. Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1949. Соавтор М.А. Стронин.
285. Минеральные воды Киргизкой ССР. Глава «геологический очерк». 10 п. л. Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1950.
286. Отчет Кумбельской геолого-съёмочной партии по комплексной геологической съемке. 738 стр. + 1112 стр. + граф. прил. ВГФ, ТГФ, Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1950. Соавтор М.А. Стронин.
287. Общая оценка металлоносности Присонкульского района. 2,5 п. л. ТГФ, Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1950.
288. Краткий геологический очерк Иссыккульской области. 3,0 п. л. Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1951.
289. Краткое геологическое описание нового полиметаллического месторождения Бардашбат в горах Кавактау. 14 стр., граф. 3. ВГФ, ТГФ, Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1951.

290. Альпийская тектоника и гравитационные движения масс в долине р. Каракуджур. 1,0 п. л. Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1951.
291. Геология и закономерности распределения редкометалльного и полиметаллического оруденения северного склона Таласского Алатау. 250 стр. ТГФ, Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1953. Соавторы: А.А. Колюк, В.Н. Криволицкая.
292. Строение и тектоника нижнего палеозоя и метаморфических толщ района р. Каркара (промежуточный отчет по теме). 150 стр. Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1953.
293. Геологическое строение восточной части хр. Терскей-Алатау (отчет за 1952-54 гг.). 369 стр + граф. ВГФ, ТГФ, Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1955.
294. Геологическое строение и полезные ископаемые нижнего течения р. Куйлю-восточной. 32 стр. + граф. ВГФ, ТГФ, Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1955.
295. К характеристике известняков башкирского яруса, выходящих на северном склоне хр. Терскей-Алатау между долинами рек Бозчук и Джеты-Огуз. 25 стр. Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1955.
296. Геологические особенности размещения полиметаллического оруденения в Северной Киргизии. 20 стр. Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1955. Соавторы: Д.Н. Елютин, В.Н. Кнауф, А.А. Колюк.
297. Предварительный отчет Кокджарской геолого-съёмочной партии за 1956-57 гг. 225 стр. ВГФ, ТГФ, Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1957. Соавторы: Б. Джолдошев, Л.Д. Медведев, В.В. Шабалин.
298. Легенда к геологической карте Северного Тянь-Шаня в м-бе 1:200 000. Допалеозой и нижний палеозой. ТГФ, 1957. Соавторы: Д.Н. Елютин, Т.А. Додонова, В.И. Кнауф.
299. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. 1,0 п. л. Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1957.
300. Древние толщи Терскей-Алатау и прилегающих с юга хребтов (диссертация). 414 стр. ВГФ, ТГФ, Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1957.
301. Схема стратиграфии нижнего палеозоя Северного Тянь-Шаня и Чаткало-Нарынской зоны. 1958 г. Фонды Института геологии АН Кирг. ССР. 1 п. л.
302. Предварительный отчет по работам Кокджарской геолого-съёмочной партии за 1957-58 гг. 460 стр. ВГФ, ТГФ, Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1958. Соавторы: А. Бакиров, Л.Б. Дядиченко, М.Б. Зима, В.В. Киселев, К. Нурманбетов, К. Сагындыков.
303. Геологическая карта СССР. М-б. 1:100 000. Серия Северного Тянь-Шаня. К-43-95. Отчет по работам Кокджарской геолого-съёмочной партии за 1956-58 гг. Фонды УГиОН при СМ Кирг. ССР. 1959 г. Соавторы: А. Бакиров, В.В. Киселев, К. Нурманбетов, С.А. Рябоконт, К. Сагындыков.
304. Королев В.Г. Кембрий Средней Азии. 1959 г. Фонды Института геологии АН Кирг. ССР. 2 п. л.
305. Королев В.Г. О границах кембрия в Средней Азии. 1959 г. Фонды Института геологии АН Кирг. ССР. 0,5 п. л.
306. Геологическая карта СССР. Лист Караколка (окончательный отчет Кокджарской геолого-съёмочной партии). 600 стр. + 1100 стр. + граф. ВГФ, ТГФ, Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1960 г. Соавторы: А.Б. Бакиров, В.В. Киселев, К. Нурманбетов, С.А. Рябоконт, К.С. Сагындыков.
307. Инженерно-геологическое обоснование схемы энергоиспользования р. Нарын. Геология и инженерная геология. 286 стр. ВГФ, ТГФ, Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1958. Соавторы: П.Г. Григоренко, Р.А. Кейзер, А.А. Луйк, Е.Н. Сквалецкий.

308. Материалы по геологии Центрального Тянь-Шаня (отчет по работам сектора в 1958-1960 гг. в бассейне р. Нарын). 264 стр. ТГФ, 1960. Соавторы: А.Б. Бакиров, А.Я. Галицкая, Т. Джумалиев, М.Б. Зима, В.В. Киселев, П.П. Мисюс, В.И. Кривоуцкая, С.А. Рябоконт, К.С. Сагындыков.
309. Стратиграфия и тектоника западной части Киргизского хребта. 170 стр. Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1963. Соавтор В.В. Киселев.
310. Прогнозно-металлогеническая карта западной части Киргизского хребта. ТГФ, Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1958. Соавторы: В.В. Киселев, Н.Ф. Павлов.
311. Отчет об уточнении карты сейсмического районирования территории Киргизии. Фонды Института сейсмологии, 1968. Соавторы: К. Джанузак, Б.М. Кособудский, С.А. Рябоконт и др.
312. Стратиграфия и литология вендских отложений Таласо-Каратауской зоны. Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1970. Соавторы: Р.А. Максумова, М.Н. Ильинская.
313. Заключение о причинах возникновения трещины в кольцевой части тоннельного водовыпуска Ортокойского водохранилища и возможных явлениях, которые могут отрицательно действовать на устойчивость тоннеля. Фонды Киргизгипроводхоз и ИГ АН Кирг. ССР, 1973. Соавторы: П.Г. Григоренко, Э. Мамыров.
314. Основные черты стратиграфии, палеотектоники и магматизма верхнего докембрия и нижнего палеозоя Северного и Среднего Тянь-Шаня (отчет по теме за 1970-75 гг.). 133 стр. Фонды ИГ АН Кирг. ССР, 1976.
315. Протокол технического совещания комиссии Министерства мелиорации и водного хозяйства Киргизской ССР по результату осмотра состояния узла сооружений Ортокойского водохранилища (18-19 сентября 1977 г.). В.Г. Королев (соавтор).

Библиографический список составили: Е.Н. Быкова, А.А. Бакиров, В.П. Санькова

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|----|
| Бакиров А.А., Орозбаев Р.Т., Санькова В.П. ВАЛЕРИЮ ГРИГОРЬЕВИЧУ КОРОЛЕВУ 100 ЛЕТ | 3 |
| Бакиров А.Б. К 100 ЛЕТИЮ МОЕГО ВЕЛИКОГО УЧИТЕЛЯ В.Г. КОРОЛЁВА..... | 8 |
| Горева Н.В. НАЗАД В СЧАСТЛИВОЕ ДЕТСТВО (Воспоминания) | 20 |

ГЕОЛОГИЯ

| | |
|--|----|
| Алияскарова А.З. СТРАТИГРАФИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАВАКСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА | 27 |
| Альпиев Е.А., Альпиев М.Е. 3D МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОЛОТО-МЕДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЗЫМЧАК | 36 |
| Апаяров Ф.Х., Лихоман С.М., Мамбетов А.М. СТРАТИГРАФИЯ И ВОЗРАСТ ТОЛЩ КОКДЖОТ- КАРАГАЙНСКОГО ТЕРРЕЙНА ТАЛАССКОГО АЛА-ТОО (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) | 46 |
| Байбатша А.Б. О ГЕОТЕКТОНИКЕ И ГЕОДИНАМИКЕ ПАЛЕОЗОИДОВ КАЗАХСТАНА С ПОЗИЦИИ ПЛЮМ-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КОНЦЕПЦИИ | 58 |
| Барышников Г.Я. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА В ПЕРЕХОДНЫХ ЗОНАХ ГОРНОГО АЛТАЯ | 69 |
| Бискэ Ю.С., Алексеев Д.В., Конопелько Д.Л., Ершова В.Б. ЦИРКОНЫ В ПЕСКАХ ОКРАИН ТУРКЕСТАНСКОГО ОКЕАНА (ЭДИАКАРИЙ – ДЕВОН): ПОДТВЕРЖДЕНИЯ И ОТКРЫТИЯ | 81 |
| Гончар А.Д., Дженчураева А.В., Смирнов А.Н. БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ ИСКОПАЕМЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ ПРИЗНАКИ НА ТЯНЬ-ШАНЕ | 85 |
| Дженчураева Р.Д. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ПУТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ИХ ГЕОМЕТРИИ ПРИ РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ | 97 |

| | |
|--|-----|
| Дженчураева А.В., Гетман О.Ф. БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО КАРБОНА СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ | 108 |
| Джнянов Т.П. ИЗУЧЕНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЛАБОМАГНИТНЫХ АПЛИТОВИДНЫХ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ В СЕВЕРНОЕ НУРАТАУ | 120 |
| Ивлева Е.А., Бобошко А.Т., Пак Н.Т. СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УНКУРТАШ (КЫРГЫЗСТАН) | 130 |
| Ишбаев Х.Д., Далимов Н.Р., Курбанов А.А. О НОВЫХ НАХОДКАХ ЩЕЛОЧНЫХ ЛАМПРОФИРОВ В ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОМ РЕГИОНЕ | 139 |
| Лигай А.И., Альпиев М.Е., Бережная Л.Л. МЕТОДИКА МИНЕРАЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗОЛОТО-МЕДНЫХ РУД НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЗЫМЧАК | 154 |
| Максумова Р.А., Дженчураева Р.Д. ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАЛЕДОНИД ТЯНЬ-ШАНЯ | 166 |
| Нематуллаев С.Ю., Джуманиязов Д.И., Каримова Ф.Б. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПИСТАЛИ (СЕВЕРНЫЙ НУРАТАУ) | 181 |
| Пак Н.Т., Ивлева Е.А. ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СРЕДИННОМ ТЯНЬ-ШАНЕ | 187 |
| Санькова В.П., Бакиров А.А. ДЖЕРГАЛАНСКИЙ ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ, ОЧЕРЕДНАЯ НАХОДКА КРУПНОГО МЛЕКОПИТАЮЩЕГО (ELERNANTIDAE)..... | 197 |
| Сатыбаев М.М., Орозбаев Р.Т., Баслакунов Ж.У., Бакиров А.Б., Сакиев К.С., Такасу А. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭКЛОГИТОВ СРЕДИ КОНГЛОМЕРАТОВ, АТБАШИНСКИЙ КОМПЛЕКС, ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ | 212 |

| | |
|---|-----|
| Тербишалиева Б., Миколайчук А., Сеитказиев Н., Sobel E., Timmerman M., Sláma J. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ВОЗРАСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ БАССЕЙНА Р. САРЫДЖАЗ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)..... | 219 |
| Умаров Ш.А., Хабибуллаев С.С., Умарова Ш.А. АКТУАЛЬНОСТЬ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ... | 233 |
| Усупаев Ш.Э. НООСФЕРНАЯ ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕНОМИЯ ФОРМИРОВАНИЙ УДАРНОЙ ПАЛЕОПРОЧНОСТИ ГИБРИДНОЙ ЗЕМЛИ | 239 |
| Чарский В.П. ФОРМООБРАЗОВАНИЕ В ПРИРОДЕ | 251 |
| Шакирова Г.С., Байбатша А.Б., Пак Н.Т. О ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ САЯКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА | 254 |
| Шоймуратов Т.Х., Умаров Ш.А. ВОДОРАСТВОРЕННЫЕ ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ, КАК ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК И ФОРМА МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ | 263 |
| Юлдашева М.Г. ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОНЫ ГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БЕРДАХСКОГО ВАЛА СЕВЕРО-УСТЮРТСКОЙ ВПАДИНЫ | 267 |
| Lagutin E.I. PALEOHYDROGEOLOGICAL HISTORY OF THE TIEN SHAN AND ADJACENT REGIONSOFCENTRAL ASIA | 275 |
| ГЕОГРАФИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ | |
| Аламанов С.К., Ахмедов С.М., Бакирова Ч.Б., Дуулатов Э.С. ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В НАРЫНСКОМ И АК-ГАЛИНСКОМ РАЙОНАХ НАРЫНСКОЙ ОБЛАСТИ | 292 |
| Асанова А.К., Тотубаева Н.Э., Молдогазиева Г.Т., Кожобаев К.А. ДИНАМИКА КОНЦЕНТРАЦИИ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ В ВОДАХ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ ЗА 2016-2018ГГ | 296 |

| | |
|--|-----|
| Бабаджанов А.Ф., Тошпулатов Ф.Н., Фахридинова Г.Т. ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОЛОГО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КАШКАДАРЬИНСКОЙ ОБЛАСТИ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН В ПРОЦЕССЕ ОСВОЕНИЯ | 307 |
| Дудашвили А.С. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ НАСЛЕДИЕ КЫРГЫЗСТАНА – ОСНОВА ГЕОПАРКОВ МИРОВОГО ЗНАЧЕНИЯ | 313 |
| Кендирбаева Дж.Ж. ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ДЖУМГАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ | 325 |
| Кожобаев К.А. Тотубаева Н.Э., Шайкиева Н.Т., Жумадилова Э. РАЗРАБОТКА УГЛЕЙ КАРА-КЕЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА | 332 |
| Королев В.С, Григорьева И.Ю., Королев В.А. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИН БАХЧИСАРАЙСКОЙ СВИТЫ ГОРНОГО КРЫМА..... | 345 |
| Молдобеков Б.Д., Усупаев Ш.Э. ИНТЕГРИРОВАННЫЙ МОНИТОРИНГ ТРАНСФОРМАЦИИ ОКРУЖАЮЩЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ КЫРГЫЗСТАНА И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ | 358 |
| Нармухамедов М.А., Шоймуратов Т.Х., Умаров Ш.А. СУЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ В ФОРМИРОВАНИИ ОКИСЛИТЕЛЬНО- ВОССТАНОВИТЕЛЬНОГО ПОТЕНЦИАЛА ПЛАСТОВЫХ ВОД ЮРСКОГО ВОДОНАПОРНОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АМУДАРЬИНСКОЙ ВПАДИНЫ..... | 368 |
| Оторова С.Т., Молдогазиева Г.Т., Тотубаева Н.Э., Кожобаев К.А. ВЛИЯНИЕ НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ НА ПОКАЗАТЕЛИ БЛИЗЛЕЖАЩИХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД – НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА И РЕКИ НАРЫН | 377 |
| Рафиков В.А, Рафикова Н.А., Ганиев З.А. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ОПУСТЫНИВАНИЯ В БАССЕЙНЕ АРАЛЬСКОГО МОРЯ | 385 |
| Саринова А.А., Королёв В.А. ОРГАНИЗАЦИЯ ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ТЕРРИТОРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКЖАЛ (КАЗАХСТАН) | 393 |

Тотубаева Н.Э., Дуйшебекова С.Б., Кожобаев К.А.
ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОЩАДЕЙ ЗАРОСЛЕЙ ОБЛЕПИХИ
КРУШИНОВИДНОЙ (*HIPPORHAE RHAMNOIDES L.*) НА
ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗ.ИССЫК-КУЛЬ 400

Уманова Н.Д., Омуров Ж. М.
АЛТЫГАНА ЖАПАЙЫ БАДАЛ ӨСҮМДҮГҮНҮН
ЖАЙБЛУУСУНУН НЕГИЗИНДЕ БАШКА ТОЮТ ӨСҮМДҮГҮНӨ
ТИЙГИЗГЕН КӨЙГӨЙЛҮҮ МАСЕЛЕЛЕРИ 410

**Усубалиев Р.А., Аламанов С.К., Ахмедов С.М., Бакирова Ч.Б.,
Дулатов Э.С.**
ИЗМЕНЕНИЯ В ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМАХ НАРЫНСКОГО, АК-
ТАЛИНСКОГО, И АТ-БАШИНСКОГО РАЙОНОВ НАРЫНСКОЙ
ОБЛАСТИ (ВНУТРЕННИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) 414

Шатравин В.И.
КРУПНЕЙШИЕ ОБВАЛЫ ЗААЛАЙСКОГО ХРЕБТА И ИХ
РАДИОУГЛЕРОДНЫЙ ВОЗРАСТ 418

Шатравин В.И.
ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ СЕЛЕВОЙ
ОПАСНОСТИ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ ПО ФАЦИАЛЬНО-
ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ ПОКАЗАТЕЛЯМ СЕЛЕФОРМИРУЮЩИХ
ОТЛОЖЕНИЙ 434

СЕЙСМОЛОГИЯ

**Абдуллабеков К.Н., Рафиков В.А., Джураев А., Рафикова Н.А.,
Шукуров З.Ф., Кузиев Ф.Н.**
ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОГО УЩЕРБА ОТ СЦЕНАРНОГО
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА ТАШКЕНТА 453

Джураев А.
ВЛИЯНИЕ ОРИЕНТАЦИИ ЗДАНИЙ НА ИХ УЯЗВИМОСТЬ ПРИ
РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ 465

**Камчыбеков М.П., Мураталиев Н.М., Камчыбеков Ы.П.,
Егембердиева К.А.**
К ВОПРОСУ О СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИЙ
КРУПНЫХ ГОРОДОВ КЫРГЫЗСТАНА 472

Муралиев А.М.
СЕЙСМИЧНОСТЬ И ПРОГНОЗ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
КЫРГЫЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ 479

| | |
|---|-----|
| Садыков Ю.М., Нурматов У.А., Юсупджанова У.А. СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗАПАДНОГО ПОГРУЖЕНИЯ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ | 489 |
| Стаховский И.Р. САМОПОДОБИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА И ОБОБЩЕННЫЙ СКЕЙЛИНГОВЫЙ ЗАКОН СЕЙСМИЧНОСТИ | 495 |
| Тошпулатов Ф.Н., Менгниёзов Ф.Х. КОРЕЛЯЦИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ | 505 |
| Юсупов В.Р., Худойкулов А. Н. ИССЛЕДОВАНИЕ СУТОЧНЫХ, СЕЗОННЫХ И СЕЙСМОУСЛОВЛЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ЕСТЕСТВЕННОГО ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ | 508 |

ГОРНОЕ ДЕЛО

| | |
|--|-----|
| Асаналиев Г.Б. ВОПРОСЫ ПРАВОВОГО РЕГУЛИРОВАНИЯ ОТРАБОТКИ ТЕХНОГЕННЫХ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКЕ | 518 |
| Беспалов Д.А. РИСКИ В ГОРНОДОБЫВАЮЩЕМ СЕКТОРЕ КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКИ | 525 |
| Жакипбаев Б.Е. ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ НА РАВНОВЕСНУЮ СТЕПЕНЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НАТРИЯ (Na) В СЫРЬЕВОЙ СИСТЕМЕ СТЕКЛОТАРЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОПОКОВЫХ ГОРНЫХ ПОРОД | 528 |
| БИБЛИОГРАФИЯ ТРУДОВ КОРОЛЕВА ВАЛЕРИЯ ГРИГОРЬЕВИЧА | 534 |