

**ГЕОДИНАМИКА,
ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ
ОЦЕНКА
И ГЕОЭКОЛОГИЯ РЕГИОНОВ
ТАДЖИКИСТАНА**

Душанбе – 2005

ТАДЖИКСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Ниёзов А.С. и др.

ГЕОДИНАМИКА, ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА
И ГЕОЭКОЛОГИЯ РЕГИОНОВ ТАДЖИКИСТАНА

Под ред. канд.геол.-мин.наук, доцента А.С.Ниёзова

Душанбе 2005 г.

УДК 552+550.4+551.7+622.28+631.4+574

Н60

Ниёзов А.С. Валиев Ш.Ф., Муродов А.А., Ниёзшоев М.Ю.,
Таджибеков М., Талбонов Р.М., Ташрипов К.К., Ятимов Ч.С.

Геодинамика, геолого-экономическая оценка и геоэкология

Н60 регионов Таджикистана. Душанбе, 2005.-108 с.

В работе коллектива кафедры геологии и горнотехнического менеджмента горно-геологического факультета Таджикского государственного национального университета приведены оригинальные результаты изучения особенностей геодинамики, геолого-экономической оценки и геоэкологических особенностей различных регионов Таджикистана. Изложены особенности петрогеохимии редкометалльных гранитов Памира и Тянь-Шаня, петролого-геохимические условия образования и перспективы Кум-Манорского золоторудного поля в Центральном Таджикистане. Приведены новые данные по развитию внутригорных впадин Гиссаро-Алая в новейшем этапе и геологии и неотектоническому развитию Яхсуйской впадины в неоген - четвертичное время. Подробно освещены геоэкологические особенности регионов республики: распространение горнопромышленнонарушенных почв на территории Таджикистана, а также эколого-экономический анализ деятельности золотодобывающих предприятий. Интересные данные изложены об устойчивости бортов карьеров стройматериалов страны.

Полученные результаты рекомендуются для внедрения в производство геолого-разведочных работ, региональных металлогенических исследований и составления прогнозных геолого-экономических и геоэкологических карт регионов Таджикистана.

Научный редактор

канд.геол.-мин.наук, доц.А.С.Ниёзов

Рецензент

канд.геол.-мин.наук, снс Ю.Мамаджанов (Институт геологии АН РТ)

©Ниёзов А.С. и др., 2005

ВВЕДЕНИЕ

Исследование комплексной проблемы по изучению особенностей геодинамической эволюции, геолого-экономической и геоэкологической оценки, несомненно, относится к актуальным и практически значимым проблемам современной геологии Таджикистана. Эта проблема согласно плану НИР Таджикского государственного национального университета по теме "Геодинамика, геолого-экономическая оценка и геоэкология регионов Таджикистана" была поставлена перед сотрудниками кафедры геологии и горно-технического менеджмента в период 2001-2005 гг.

Коллективная монография представляет собой результат полевых и камеральных исследований по теме, проведенных в период 2001-2005 гг. В основу части выводов работы положены также ряд фондовых и опубликованных источников.

В работе исследуются особенности геологического строения и металлогении активизированных областей основных геоструктурных зон Таджикистан. Проведенными исследованиями установлено, что тектоно-магматическая активизация территорий приводит к существенной перестройке структурного плана и, соответственно этому, изменению хода тектонических и магматических событий.

Работа структурно состоит из трех разделов. Первый раздел включает главы 1 и 2, посвященные изучению особенностей петрогеохимии редкометалльных гранитов Памира и Тянь-Шаня и петролого-геохимических условий образования в связи с оценкой перспектив Кум-Манорского золоторудного поля в Центральном Таджикистане. Во втором разделе объединены главы по проблемам современного этапа развития Таджикистана. Эти материалы имеют важное значение для оценки территории страны на предмет оценки пригодности для строительства крупных инженерных сооружений,

а также оценки геодинамической устойчивости уже построенных сооружений (ГЭС, мосты, зданий).

Третий раздел посвящен геоэкологическим и геолого-экономическим проблемам. В соответствующих главах выявлены основные источники и виды нарушения почвенного слоя при горнопромышленной деятельности в республике. Эти результаты могут способствовать решению эколого-сельскохозяйственных проблем освоения территории.

Впервые в стране рассмотрены особенности геолого-экономической оценки россыпей в современных условиях. Отдельно освещены проблемы устойчивости откосов и уступов некоторых карьеров республики.

По результатам исследования разработаны конкретные практические рекомендации для производства.

Авторство глав следующее: к.г.м.н., доц. А.С.Ниёзов: введение, глава 1, заключение, к.г.м.н., доц. М.Таджибеков: глава 3, литература, ст.преп. Ш.Ф.Валиев: глава 5, литература, ст.преп. А.А.Муродов: глава 2, ст.преп. М.Ю.Ниёзшоев: глава 6, ст.преп. Ч.С.Ятимов: глава 7, ст.преп. Р.М.Талбонов: глава 4, ст.преп. К.К.Ташрипов: глава 8.

Общее научное руководство работой осуществлено зав.кафедрой геологии и горнотехнического менеджмента ТГНУ, к.г.м.н., доц. А.С.Ниёзовым.

Глава 1. ПЕТРОГЕОХИМИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Изучение закономерностей размещения и условия образования эндогенных месторождений Южного Тянь-Шаня и Памира относится к актуальным проблемам геологии и металлогении Таджикистана.

Таджикистан находится в области сопряжения двух транс-континентальных эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенных поясов - Центрально-Азиатского и Средиземноморского. Традиционно в пределах Таджикистана выделяют структуры Тянь-Шаня и Памира. Горные сооружения Срединного и Южного Тянь-Шаня соответственно занимают северную и центральную части страны. Тянь-Шанские системы относятся к центральной части Урало-Монгольского геосинклинального складчатого пояса. Памир составляет центральный сектор Средиземноморского геосинклинального складчатого пояса.

Южный Тянь-Шань занимает Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский и Каратегинский хребты. Согласно геолого-географическому районированию эта часть входит в Центральный Таджикистан. В пределах этого района установлено развитие разных по возрасту и составу отложений начиная от докембрия до современных.

Докембрийские образования распространены в долине р. Ягноб, северном склоне Туркестанского, Каратегинском хребте. Мощность (видимая) их превышает 3000 м., представлены сильно метаморфизованными породами: кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами, гнейсами. Некоторые исследователи склонны отнести их к архею.

Палеозой Южного Тянь-Шаня вулканогенно-карбонатно-терригенный. Общая его мощность превышает 15 км. В миогеосинклинальных прогибах северной окраины палеозойские отложения

сравнительно маломощны, в нижних частях - карбонатно-терригенные, в средней - существенно карбонатные, сверху перекрываются молласовыми накоплениями. В южной, эвгеосинклинальной зоне разрез начинается с мощных спиллитов карбона, далее сменяющиеся андезитами, флишами и молассаами. Фундамент эвгеосинклинали предположительно докембрийский. Поздний палеозой-ранний мезозой Южного Тянь-Шаня знаменуется закрытием геосинклинали и обращением ее в платформу.

Магматизм в Южном Тянь-Шане проявился в палеозое-мезозое практически непрерывно, начиная с докембрия до триаса включительно. Первые проявления магматических пород установлены в Гармском блоке (гранито-гнейсы и амфиболиты). Раннегерцинский магматизм Гармского массива гомодромен: ряд магматический начинается с перидодитов и через габбро и диоритов переходит к гранитам. Гранитоиды здесь развиты шире.

Южно-Гиссарская зона Южного Тянь-Шаня отличается резким преобладанием гранитоидов, занимающих огромные территории. В отличие от Гармского блока, где преобладают высокоосновные гранитоиды, в Южном Гиссаре широким распространением пользуются калиевые граниты.

В Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской зонах магматические образования составляют не более 10 % территории.

Представлены они раннегеосинклинальными зеленокаменными андезито-базальтовыми вулканитами и послескладчатыми гранитоидами повышенной основности.

Памир в геологическом отношении-сложное сооружение, сложенное архейским кристаллическим массивом (Памир Юга - Западный) и герцинской (Северный Памир) складчатой системой. Юго-Западный Памир представляет собой архейский кристаллический выступ Памиро-Нуристанского протоконтинента, сложенное мощными высокометаморфизованными образованиями гранулитовой и амфиболитовой фаций (архей-протерозойские горанская, шахдаринская, аличурская серии, хорогский ортокомплекс. Состав

пород разнообразный: мрамора, кварцита, гипс, анатектические гранито-гнейсы, мигматиты, амфиболиты, сланцы и др. Общая мощность превышает 15 км. Принято считать горанскую серию автотонным, а хорогский ортокомплекс - аллохтонным. В ЮЗП широким развитием пользуются палингенные раннемеловые высокомагнезиальный граниты памиро-шугнанского комплекса.

Герцинский Северный Памир считается частью Куэнлунской складчатой системы. По геологическому строению Северный Памир характеризуется сложным строением: развиты карбонатно-терригенные комплексы, раннегеосинклинальные основные эффузивы, гипербазиты, габброиды, граниты; лейкократовые комплексы, основные и средние эффузии завершают орогенное развитие региона.

Южный Памир входит в структуры Каракорумской складчатой системы. Геологическое развитие Южного Памира охватывает крайний отрезок времени от протерозоя до неогена включительно. Геологические условия по всей территории Южного Памира были резко неоднородными и определялись долгоживущими глубинными разломами. Краткий анализ геологического развития Южного Тянь-Шаня и Памира показывает на сложный и гетерогенный его характер. Все без исключения геоструктуры Южного Тянь-Шаня и Памира неоднократно были вовлечены в процесс активизации, приводивший к перестройке структурного плана. Тектономагматическая активизация (ТМА) сыграла немаловажную роль в формировании современного облика горных сооружений Таджикистана.

Наиболее чутким индикатором активизации выступают обычно магматические события.

В пределах Южного Тянь-Шаня и Памира нами выделяются 4 этапа ТМА:

- I. Среднепалеозойский этап
- II. Позднепалеозойский этап
- III. Раннекиммерийский этап
- IV. Кайнозойский этап

I. Среднепалеозойская активизация наложена на каледонские консолидированные сооружения, а также на Гармский срединный массив и выражена в виде монцонит-сиенитовой формации.

Монцонит-сиенитовая формация представлена рядом мелких штокоподобных массивов монцонитов, кварцевых монцонитов, граносиенитов.

Породы формации сложены главным образом андезином-38-45%, микроклином (или ортоклазом) - 20-41%, кварцем - 7-14%, амфиболом - 4-20%, биотитом - 2-12%. В граносиенитах несколько преобладает ортоклаз (над плагиоклазом), увеличивается содержание кварца, темноцветные уменьшаются.

II. Позднепалеозойская ТМА развита в Южном Тянь-Шане в виде трех формаций:

1. Лейкогранитовая раннепермская. 2. Раннепермская формация щелочных и нефелиновых сиенитов. 3. Позднепермская фонолит-трахитовая.

Лейкогранитовая формация представлена штоко-и дайкоподобными телами лейкогранитов, локализованных в зонах разрывных нарушений субмеридионального и редко северо-восточного простирания. Состав формаций: субщелочные граниты, лейкограниты с переходными разностями. Крайние дифференциаты - продукты эволюции очень сходны с онгонитами. Породы главной фазы состоят из плагиоклаза - 15-20%, КППШ - 41-47%, кварца - 32-35%, биотита 2,1-3,9%, аксессуариев: апатита, магнетита, сфена, циркона, ортита, монацита, колумбита и др.

Лейкогранитовая формация имеет коровую, палингенную природу. Выплавлению подвергались, видимо, средне- и высокометаморфизованные субстраты.

Лейкогранитовая формация (P_1) по геохимической типизации соответствует плюмазитовым редкометалльным лейкогранитам и характеризуется повышенными концентрациями В, F, Sn, W, Be, редких щелочей. С ними связан ряд средних по масштабу месторождений олова и вольфрама.

Раннепермские щелочные и нефелиновые сиениты развиты в Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Туркестанской структурно-формационной зонах Южного Тянь-Шаня в виде небольших штокообразных тел. Главная фаза представлена нефелиновыми сиенитами, а поздние, заключительные - обычно кварцевыми сиенитами и турмалиновыми гранитами. Породы формации пространственно и временно обычно тесно ассоциируются с гранитоидами. Минеральный состав пород: микролин, нефелин, кислый плагиоклаз, амфибол, биотит, пироксен. Акцессорные минералы весьма разнообразны и специфичны: магнетит, пирохлор, циртолит, апатит, циркон, флюорит, сфен, торит и др.

Формация щелочных и нефелиновых сиенитов отличается калий-натриевой щелочностью, высокой железистостью и известковистостью, повышенным содержанием редких щелочей, а также радиоактивных элементов. С породами формации связаны проявления редких элементов (Nb, Ta) и флюорита.

Позднепермская фонолит-трахитовая формация развита в Южном Тянь-Шане в виде мощной толщи (свыше 1000 м.) трахитов, трахиандезитов, трахидацитов, их туфов, фонолитов, образующие с щелочными и нефелиновыми сиенитами единый вулканоплутонический комплекс. Петрохимически формация отличается пониженной концентрацией щелочей, редких щелочей и высокой известковистостью.

III. Раннекиммерийская ТМА наиболее ярко выражена в структурно-формационных зонах Южного Тянь-Шаня. Представительной формацией является щелочно-базальтоидная, образующая серию маломощных, но протяженных (до 2 км) даек и диатрем. Состав пород: камптониты, мончикиты, трахибазальты, лейцитовые лямбургиты и др. Очагом генерации щелочных базальтоидов считается верхи мантии.

IV. Кайнозойская ТМА охватывает как геоструктуры Южного Тянь-Шаня, так и Памира. Она представлена разнообразными формациями. Щелочно-оливин-базальтовая формация широко раз-

вита на Южном Памира в виде мощных и протяженных выходов толщ - базальтов с подчиненным развитием андезитов и дацитов. В породах в виде характерного парагенезиса отмечается оливин+пироксен. Вкрапленники представлены основным плагиоклазом, оливином и пироксеном, основная масса-главным образом плагиоклазом.

Формации щелочных габброидов развита на Южном Памире. Представлена дайко-и штокоподобными телами диабазовых, диоритовых порфиритов, эссекситами.

Наиболее ярким и интересным проявлением ТМА на Памире является самое молодое (N) его проявление на Южном Памире в виде формации щелочных габброидов, сиенитов и субщелочных риодацитов.

В результате проведенного исследования установлено, что тектоно-магматическая активизация территорий приводит к существенной перестройке структурного плана и, соответственно этому, изменению хода тектонических и магматических событий.

Геохимический тип субщелочных редкометалльных лейкогранитов – аляскитов раньше отдельно не выделялся. В геохимических классификациях обычно выделяют мантийные, коровые и корово-мантийные гранитоиды. К коровым относят известково-щелочные граниты, плюмазитовые редкометалльные граниты и субщелочные редкометалльные граниты. Плюмазитовыми редкометалльными лейкогранитами в литературе часто считают лейкограниты, граниты, аляскиты и другие сходные им породы, принадлежащим к разным петрохимическим сериям. Петрогеохимические исследования показывают, что объединение лейкократовых гранитов с их субщелочными разностями не всегда соответствуют их содержанию.

Геохимический тип субщелочных редкометалльных лейкогранитов – аляскитов раньше в классификационных схемах отдельно не выделялся. Это тип был выделен впервые нами на примере

Шайданского комплекса (P_1) в Кураминской зоне Срединного Тянь-Шаня.

Редкометалльные субщелочные лейкограниты – аляскиты характерны для поздних стадий развития складчатых областей обстановки активных континентальных окраин (АКО). Эти ассоциации развиты в районах, прошедших все этапы развития АКО: Аляска, Ньюфаундленд, Центральный Казахстан (кызылрайский комплекс), Северный Тянь-Шань (ачикташский комплекс) и др.

Типичные представители Шайданского комплекса (P_1^2) в Кураминской зоне - Шайданский (50 кв.км), Айрыташский (15 кв.км), Беданалисайский (15 кв.км) и Октябрьский (0,2 кв.км) плутоны и ряд небольших выходов, представляющих, по-видимому, собой сателлиты более крупных, еще не вскрытых массивов. В плане массивы имеют овальные, иногда изометричные формы и приурочены к периферийным частям вулканотектонических мульд и кольцевых структур. По времени образования аляскитовые граниты следуют за вулканогенными образованиями P_1^2 калиевориолитовой (кызылнуринская свита) формации, составляя вместе полифациальную вулканоплутоническую ассоциацию и завершают орогенный магматизм региона. Ведущие типы пород формации - это аляскиты и субщелочные лейкограниты характеризуются крупнозернистым строением и порфирированностью. Минеральный состав аляскитовых гранитов выдержанный (см.табл. 1). Щелочной полевой шпат – ортоклаз – пертит, по химическому составу – К-Na, Полевой шпат - альбит (№№ 5-10). Кварц – ксеноморфный. Биотит - высокожелезистый, представлен темноокрашенным, нацело замещенным хлоритом. Акцессорные минералы: циркон, апатит, турмалин, флюорит, анатазом, ортит и др. Аналогичный модалный состав имеют также и аляскиты других регионов Мира.

Петрохимически редкометалльные субщелочные лейкограниты - аляскиты отличаются кислым, ультракислым составом, субщелочным характером и четко выраженной повышенной калиевостью (см.табл. 2). На TAS - диаграмме точки составов аляскитов Кура-

минской зоны попадают в область поля кислых субщелочных пород.

Табл. 1. Средний минеральный состав лейкогранитов-аляскитов

Интрузив	n	Порода	Пл	КПШ	Кв	Би	Акц
Шайданский	7	Аляскиты	7,4	57,9	32,4	1,0	1,3
	11	Субщелочные лейкограниты	19,3	45,2	31,8	2,7	1,0
Айрыташски	4	Аляскиты	9,0	54,0	34,0	2,5	0,5
	4	Субщелочные лейкограниты	18,0	45,0	34,0	2,5	0,5
Октябрьский	3	Аляскиты	7,1	59,3	33,2	-	0,4
	2	Субщелочные лейкограниты	18,2	45,1	35,5	0,5	0,7
Беданалайский	3	Аляскиты	6.5	58.0	33.5	0.9	0.6
	10	Субщелочные лейкограниты	22.1	46.1	30.8	1.3	0.7

Сокращения: Пл – плагиоклаз, КПШ – калиевый полевой шпат, Кв – кварц, Би – биотит, Акц – акцессорные минералы.

Для аляскитовых гранитоидов характерен своеобразный редкоэлементный состав, что резко отличает их от других типов гранитов (табл. 3). Они обогащены F, Rb, Be, W, Sn и рядом редких элементов. По редкоэлементному составу они приближаются к плюмазитовым редкометалльным лейкогранитам. Однако, в субщелочных редкометалльных лейкогранитах - аляскитах по сравнению с ними концентрация F, Li, Rb, Tl, W, Sn низкие.

Табл. 2. Петрохимический состав субщелочных
редкометалльных лейкогранитов – аляскитов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ , %	76.36	75.88	74.13	75.67	75.46	76.21	76.46	75.57	75.24
TiO ₂	0.19	0.17	0.18	0.14	0.17	0.07	0.10	0.10	0.14
Al ₂ O ₃	12.24	12.42	13.22	12.70	12.70	12.97	11.10	12.93	13.01
Fe ₂ O ₃	0.62	0.90	0.55	0.74	0.79		0.61	0.78	0.75
FeO	0.50	0.81	1.20	0.75	0.93	1.04	1.44	1.38	0.95
MnO	0.04	0.07	0.04	0.04	0.05	0.01	0.02	0.05	0.04
MgO	0.11	0.21	0.39	0.21	0.22	0.06	0.11	0.15	0.26
CaO	0.38	0.56	0.82	0.58	0.57	0.45	0.23	0.60	0.74
Na ₂ O	3.48	3.90	3.78	3.38	3.75	3.52	3.91	3.78	3.68
K ₂ O	4.98	4.66	4.91	5.00	4.76	4.78	4.45	4.68	4.63
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.10	0.04	0.03	0.01	-	-	-
H ₂ O ⁺	0.46	0.22	0.46	0.58	0.36	0.52	-	-	-
Σ	99.50	99.82	99.78	99.83	99.79	99.64	98.43	100.02	99.44
N	4	74	31	45	154	3	7	30	215

1 – Ньюфаундленд, Канада; 2 – Кызылрайский комплекс, Токрай-
ская зона, Казахстан; 3 – Ачикташский комплекс, Северный Тянь-
Шань; 4 – Шайданский комплекс, Срединный Тянь-Шань; 5 –
Средний аляскит (по авторам); 6 –Аляскиты; 7 – Аляскиты, Примор-
рье; 8 – Аляскиты; 9 – Аляскиты.

Табл. 3. Редкоэлементный состав субщелочных лейкогранитов – аляскитов

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
F, г/т		1260	1807	1480	1515	2700	1400	820
B				9	9.3	27		12.5
Li		26		7	16	180	80	37
Rb	274	312		366	317	440	300	180
Ba	167	69	139	305	180	175	300	750
Sr	43	48	46	50	47	70	120	150
Be		4.8	9.3	9.7	7.9	8.8	7.0	3.6
Zr	145	202	131	128	151	140	260	180
Nb	22	22	57	28	27	33	25	21
Y	43	21	31	53	37			50
W		2.6		6.4	4.5	8.4	2.5	2.2
Sn		2.2	8.3	5.4	5.3	22.0	10.0	3.0
Mo		1.9	2.3		2.1	1.5	1.5	1.5
Pb	24	28	31	45	32	28	32	19
Zn	27	32	46	41	37	40	36	39
Cu	1	22	8.4	12	12		10	10
U	5.0		5.1	5.1	6.2		8.0	3.9
Th	33.4		35.0	32.6	33.6		38.0	18
Ga	17.2			27.4	22.3	23.0		18
Ni	0.8	9.0	5.0	7.5	5.6	3.0	4.0	3.5
Co		4.0	3.0	2.0	3.0		3.0	1.0
Cr	0.8	7.1	8.5		5.5	4.0	6.0	5.6
V	5.5	8.2	6.3	9.2	7.3	11.0	10.0	38

1 – Ньюфаундленд, Канада; 2 – кызылрайский комплекс, Токрайская зона, Казахстан; 3 – Ачикташский комплекс, Северный Тянь-Шань; 4 – шайданский комплекс, Срединный Тянь-Шань, Таджикистан; 5 – Геохимический тип субщелочных лейкогранитов - аляскитов; 6 - Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты; 7 – Аляскиты; 8 – Гранитные кларки.

Редкометалльные субщелочные лейкограниты – аляскиты обеднены F (1515 г/т против 2700), В (9,3 г/т против 272), Li (16 г/т против 180) и некоторыми другими элементами. Высокие концентрации лития в редкометалльных субщелочных лейкогранитах тесно связано с наличием в модальном составе главного минерала - концентратора – сидерофиллита. Особенно обогащены указанными выше элементами Li-F - фации апикальных зон лейкогранитовых плутонов, тогда как подобные фации гранитов для типичных аляскитовых интрузивов вообще не характерны.

Генетически плюмазитовые редкометалльные лейкограниты являются поздними дифференциатами крупных глубинных очагов палингенных магм известково-щелочного ряда, тогда как редкометалльные субщелочные лейкограниты – аляскиты являются продуктами кислых коровых субщелочных магм, образование которых приурочены к поздним стадиям эволюции орогенных поясов (АКО).

Геологические, геохимические данные, анализ диаграмм (R_1 - R_2 , Rb-(Y+Nb), Rb/Zr-SiO₂), сравнение с данными по другим регионам Мира, другие материалы уверенно указывают, что субщелочные лейкограниты - аляскиты имеют коллизионную природу и относятся к S-гранитам. Относительно других геохимических типов гранитов, аляскитовому ряду характерны очень высокие значения редкометалльного индекса Таусона $F(Li+Rb)/(Sr+Ba)$, превышающего 2000. Редкометалльность гранитов отчетливо проявлена в отношении W, Mo, Be и Sn.

В генетической и пространственной связи с редкометалльными субщелочными лейкогранитами - аляскитами известны многочисленные, грейзеновые, пегматитовые, гидротермальные проявления вольфрама, олова, бериллия, молибдена, фтора.

Успешность проведения геолого-металлогенических исследований в таких районах, к каким относится Шинг-Магианский, прежде всего, должна обеспечиваться систематическим изучением геохимических особенностей гранитоидных пород, сопровождаемых различным оруденением.

Гранитоиды района, в общем, характеризуются одинаковым набором микроэлементов и сходной особенностью их распределения в разностях пород (табл.). Во всех типах гранитоидов выше кларка содержатся элементы группы железа (никель, кобальт, марганец, хром, ванадий, титан), некоторые редкие и рудные элементы (молибден, вольфрам, медь, цинк, олово), а содержание отдельных петрогенных (литий, рубидий, цезий), редких (иттрий, цирконий) и радиоактивных (торий) элементов находится ниже кларка. Почти такая же картина наблюдается в распределении элементов в дайковых породах. В последних в отличие от пород массивов несколько повышено содержание элементов группы железа (особенно хрома, кобальта и ванадия).

В гранитоидах устанавливаются эмпирическая зависимость между рубидием и соотношением калий/рубидий, хорошо описываемая обобщенным уравнением, предложенным А. И. Александровым:

$$IqRb = -1,041Iq(K/Rb) + 0,66$$

Следует отметить, что на фоне обратной функциональной зависимости состава пород в координатах Rb-K/Rb в абсолютных значениях точек составов отдельных типов пород массивов намечается заметное отличие. Так, в кварцевых диоритах Амшутского и Вуруйского массивов значения Rb- K/Rb составляют обособленное поле, усредняющая линия которого описывается несколько отличным от вышеприведенного уравнением. Такое обособление, видимо, обусловлено особым поведением Rb на более ранних этапах становления интрузивов.

При региональном метасоматическом изменении гранитоидов происходит заметное перераспределение элементов. Так, в гранодиоритах Конизакского и Сарыматского интрузивов, подверженных хлоритизации, альбитизации и окварцеванию, наблюдается изменение содержания и дисперсии стронция, фтора, олова, вольфрама, таллия и цезия, увеличение разброса точек на диаграмме Rb-K/Rb и одновременное нарушение зависимости между последними.

Табл. 4. Редкоэлементный состав гранитоидов, г/т

Элемент	1	2	3	4
Натрий, %	2,23	2,7	2,92	2,77
Калий, %	2,46	3,6	1,79	3,34
Фтор, %	0,07	0,08	0,06	0,08
Литий	22	50	18	40
Рубидий	98	175	67	200
Бериллий	2,1	3,0	1,9	5,5
Стронций	532	330	475	300
Олово	5,2	3	3,6	3
Молибден	2,2	1,1	1,2	1,0
Вольфрам	5,0	2,5	-	1,5
Свинец	20	27	12,4	20
Цинк	81	51	70	60
Цирконий	119	190	-	200
Ниобий	9	19	3	20
Бор	1	22	15	15
Медь	37	8	-	20
Галлий	18	17	-	20
Германий	1,4	1,6	-	1,4
Ванадий	65	21	90	40
Хром	65	38	60	25
Никель	14	17	22	8
Калий/Рубидий	250	200	270	167

Эти факты указывают на неустойчивость перечисленных элементов при региональном метасоматозе; одновременно не исключено, что последнее обстоятельство может способствовать миграции и последующей концентрации этих элементов.

В таблице приведены средневзвешенные содержания ряда химических элементов в гранитоидах района (1), средний редкоэлементный состав палингенных известково-щелочных гранитоидов (2), гранитоидов андезитового ряда (3) и кларки кислых пород (4). При сравнении этих данных выявляется большое их сходство. Ближко совпадают ферсмсы (региональные кларки – термин, предложенный В. В. Ивановым) и кларки галлия, никеля, олова, свинца, бора, германия и отношения K/Rb.

По сравнению с данными Л. В. Таусона несколько ниже содержание калия, фтора, лития, рубидия, бериллия, циркония, ниобия, а содержания ванадия, хрома, олова, цинка и меди в исследуемых гранитоидах явно высокие. По содержанию некоторых важных элементов K, Li, Rb, Sr, Zn, V, Cr и величине отношения K/Rb исследуемые породы наиболее близки к гранитоидам андезитового ряда. По общему редкоэлементному составу они, таким образом, занимают как бы промежуточное положение между гранитоидами известково-щелочного и андезитового рядов, хотя гранитоидам региона присущи, естественно, некоторые отличия. Эти отличия, по существу, подчеркивают региональные геохимические особенности гранитоидов, а именно: нормальную щелочность ($Na/K \approx 1$), общую их зараженность некоторыми рудогенными элементами (оловом, вольфрамом, молибденом, цинком, медью), преобладание элементов группы железа (ванадия, хрома), бедность редкими литофильными элементами (калием, фтором, литием, рубидием, бериллием, цирконием, ниобием).

Приведенный материал по распределению элементов в гранитоидах показывает, что содержание элементов в них варьирует в незначительных пределах. Первичное распределение элементов обычно не превышает более чем в два-три раза их кларки. На почти

такой же порядок отличаются от последних и содержания некоторых других элементов, отмеченных выше как дефицитные.

Поведение интересующих нас элементов в процессе становления интрузивов, документально восстанавливаемое характером зависимости между их концентрацией и степенью кислотности представляющих их пород A_c , также неоднозначно. Содержания вольфрама, меди, олова, цинка, цезия, лития проявляют генеральную тенденцию к убыванию по мере роста A_c , в то время как концентрация Rb, Tl, Pb в этом направлении растет. Геохимическая история первой группы элементов предопределяется, вероятно, факторами кристаллохимического рассеяния. Если этот факт относительно редких петрогенных элементов (Li, Cs) и отчасти Zn и Cu не вызывает сомнения, то по отношению Sn - типоморфного элемента остаточных дифференциатов, он является парадоксальным. Подобное поведение олова наблюдается обычно сравнительно редко. Его трактовка, несомненно, требует проведения специальных исследований. В характере распределения Rb, Tl, Pb сыграл, видимо, решающую роль механизм остаточного концентрирования.

Анализ приведенных данных также показывает, что при становлении гранитоидных массивов какого-либо коренного изменения распределения элементов, обуславливающего их т. н. металлогеническую специализацию, не наблюдается. Повышенные концентрации отдельных элементов связаны с явлением остаточного концентрирования. С другой стороны, это также может быть связано с проявлением метасоматических процессов на различных этапах становления и развития гранитоидных массивов. При региональных метасоматических процессах особенно следует отметить возрастание концентрации олова и вольфрама с параллельным ростом их дисперсии.

Глава 2. ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ КУМ-МАНОРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ

В настоящем разделе изучено Кум-Манорское золоторудное проявление, относящееся ранее к наименее изученным и малоперспективным золотоносным объектам Центрального Таджикистана. Нашими исследованиями установлено, что оно имеет большие перспективы, и должен стать объектом детальных геологоразведочных работ.

Кум-Манорское проявление находится в пределах Зеравшанской горной области. Проявление приурочено к северному склону Зеравшанского хребта. Оно было выявлено при геологопоисковых работах В. Н. Ефименко, Г. А. Мазитовым, Д. А. Старшининым и др. в 70-е гг. прошлого века. Ими же были изучены общие особенности геологии проявления. В дальнейшем месторождение было дополнительно исследовано группой геологов под руководством В.С.Аверьянова при доизучении Центрального Таджикистана. Все исследователи давали отрицательное заключение относительно перспектив Кум-Манорского проявления.

Проведенные нами в 1996-1998 гг. исследования позволили выявить ранее не известные особенности вещественного состава руд проявления и вмещающих пород. При изучении проявления особое внимание было уделено установлению генезиса проявлений, роли структурных факторов в локализации оруденения, его места в общей схеме золотоносности Зеравшано-Гиссарской зоны.

Оруденение развито среди терригенно-карбонатных пород среднепалеозойского возраста, представленных терригенно-сланцевыми, карбонатными и кремнистыми образованиями.

Магматические образования представлены позднекамено-

угольными (спессартиты, керсантиты) и триасовыми дайками (долериты, диабазы). Дайки С₃ являются явно дорудными: на них наложена золоторудная минерализация (в канавах 5, 16 и 82 в них выявлено высокое содержание золота, в канаве 83 - дайка с видимыми сульфидами). А триасовые дайки являются, вероятно, послерудными.

Проявление развито на гипсометрических высотах 3300 - 4100 м. от уровня моря.

Проявление по классификации Н. В. Петровской относится к золото-мышьяковому, малосульфидному типу, и принадлежит к золото-кварцевой формации. Содержание сульфидов в рудах незначительное: оно колеблется от 0,3 до 4,5%, составляя в среднем 2-2,5%.

Проявление представлено шестью рудными зонами, три из которых являются перспективными (зоны 3, 4 и 5). Протяженность рудных зон от 1500 до 3200 м. Между рудоносными зонами развиты сравнительно «стерильные» полосы гидротермальной переработки с умеренной сульфидной минерализацией и полосы неизменённых пород. Контакты рудных зон обычно нечёткие, они устанавливаются только по данным опробования. Иногда граница зоны устанавливается по литологическому признаку ее совпадением с контактами песчаников и кварцитов.

Рудные тела в зонах представляют собой линзовидные с отдельными раздувами и пережимами и крутыми углами падения образования.

Исследование вещественного состава руд имеет решающее значение при выборе технологической схемы обогащения. При дополнительном опробовании руд нами выявлено, что содержание сульфидов находится на несколько низком уровне, чем считали ранние исследователи, и изменяется в пределах 0,6 - 3,7%, а в среднем 1,6-1,9%. Кроме того, спектральным, химическим и рентгенометрическим анализами установлено, что содержания мышьяка, серы, меди, кадмия находятся в пределах, заметно не влияю-

щих на глубину и полноту обогащения руд. Так, например, в рудах содержатся: мышьяк в пределах 0,04 – 0,9%, ураганные содержания доходят до 12%. Низкое содержание мышьяка, меди, кадмия на фоне низкосульфидности руд, в целом благоприятствует селективному извлечению золота. Следует отметить, что в рудах обнаружены также повышенные содержания серебра (от 0,1 до 3,4%, редко до 8%), что, естественно повысит ценность руд.

Из геохимических критериев важно также и изучение первичных ореолов рудных зон. Ореолы рассеивания на проявления имеют широкое распространение. Они надежно появляются на расстоянии 650-700 м от рудных зон. Состав ореолов (в порядке снижения ассоциативной связи с золотом): серебро, мышьяк, вольфрам, медь, свинец, сурьма, олово и др. Сравнение развития ореолов по горизонтали и вертикали на проявлении с таковыми месторождений Джилау, Хирсхона, Чоррога, Дуоба показало, что оруденение на Кум-Манорском районе представлено лишь верхней частью. Это позволяет полагать, что интенсивность и масштабы рудной минерализации с глубиной должны возрастать.

Кроме геохимических критериев для выявления перспективности проявления нами были использованы возможности регионально-структурного анализа.

Массовое измерение элементов ориентировки жил в рудных зонах показало, что трещины приоткрывания юго-западного и близширотного простираний с крутыми углами падения, являются наиболее благоприятными для рудоотложения, и считаются продуктивными. Такая же закономерность была обнаружена геологами на Джилауском месторождении.

Максимально благоприятным фактором является сочетание структурных условий с литологическими факторами (горизонты с повышенными коллекторскими свойствами), способствующее развитию богатого оруденения. По этому признаку Кум-Манорское проявление имеет практически полное сходство с Чоринским месторождением, локализованным к востоку.

Кум-Манорское, Чоринское, Дуобинское проявления в целом приурочены к сводовой части крупного Манор-Дуобинского антиклинория, простирающегося в субширотном направлении. Сходность их многих вещественно-морфологических особенностей, а также и условия образования обусловлены, как мы полагаем, этим региональным структурным фактором .

Сочетание вещественных (петрологических, литологических) и структурных факторов локализации оруденения позволяет оценить перспективность Кум-Манорского проявления, как заслуживающего для дальнейшего более детального изучения и освоения.

Из литературы известно, что вмещающие породы, в различной степени подвергшиеся гидротермальному метаморфизму, в зонах локализации оруденения характеризуются обычно повышенной, а часто и аномально высокой концентрацией золота. Поэтому при оконтуровании рудных тел по данным опробования в контуры их включаются значительные части боковых пород. Для Кумского месторождения характерна большая удаленность от вскрытых на поверхности гранитоидных массивов. Интрузивные образования известны за пределами месторождения и представлены сравнительно мелкими телами гранитоидов и секущими их дайками порфириров, слюдяных лампрофиров. На месторождении выделяется несколько кварцево-рудных зон, состоящих из многочисленных сближенных, преимущественно небольшой протяженности кварцевых жил, прожилков и неправильных по форме залежеобразных жил различного размера, подчиненных генеральной структуре поля.

Вещественный состав руд определяется главным образом составом жил и прожилков: характерно резкое преобладание кварца (75-90%), которому сопутствуют карбонаты, альбит, серицит, хлорит. Самые распространенные рудные минералы-пирит и арсенопирит. В их распределении намечается определенная закономерность: в центральной наиболее мощной части рудных зон с интенсивным оруденением преобладает арсенопирит, а на периферии -

пирит. Реже встречаются пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, марказит. Очень редко развиты висмутин, самородное серебро и некоторые другие минералы.

Вмещающие породы представлены черными филлитизированными глинистыми и алевроито-глинистыми сланцами. На некоторых участках эти породы имеют постепенные переходы в зеленовато-серые серицитовые сланцы, содержащие незначительные прослойки вулканогенного материала. Почти на всей площади месторождения вмещающие породы подвержены хлоритизации, серицитизации, окварцеванию, иногда и пропитаны сульфидами. Особенно интенсивно гидротермальное изменение в зонах локализации оруденения. Гидротермально измененные породы по сравнению с другими резко отличаются более контрастным распределением золота. По мере удаления от зон гидротермального изменения содержания золота резко и крайне неравномерно убывают.

При анализе данных наблюдается интересная картина: аномально высокие участки почти повсеместно сопровождаются соседними участками низких содержаний. Такая особенность первичных ореолов золоторудных месторождений были ранее установлены другими исследованиями А.Н.Росляковым и Н.В.Росляковой. Природа такого явления связана, возможно, с формированием оруденения при одновременном движении гидротермальных растворов по многочисленным сквозным трещинам и порам в межтрещинном пространстве. В околорудном пространстве наряду с золотом наблюдается повышенная концентрация мышьяка, меди, свинца, цинка, сурьмы и других рудных элементов.

Анализ литературы показывает, что соотношения золота с рудными элементами и их корреляционная зависимость меняются на месторождениях разных типов.

Интересен и другой факт. Ассоциации элементов на различных уровнях срезах месторождения устойчиво и закономерно изменяются соответственно с минеральными ассоциациями. Очевидно, соотношение золота с рудными элементами зависит не только

от формационного типа месторождения, но также и от состава ведущих минеральных парагенезисов руд. Этот факт очень важен, ибо геохимические поиски должны быть направлены не на выявление месторождений вообще, а на выявление месторождений конкретных морфолого-вещественных типов. В общем плане связь между образованием рудных скоплений и содержанием рудных элементов в вмещающих породах на Кумском месторождении достаточно очевидна. Но в то же время относительно форм связи и механизма ее реализации известно много, порой взаимоисключающих мнений. Например, образование рудных скоплений в результате мобилизации золота из боковых пород. Одновременно с золотом, согласно этому мобилизуется и кремнезем.

Сторонники заимствования золота из вмещающих пород при формировании месторождений придают важное значение перераспределению золота растворами внутри горизонтов изначально обогащенных металлом. С перераспределением золота при эпигенетических преобразованиях толщ, обогащенных металлом, В.Г.Горьковец связывает образование золоторудных месторождений Кызылкумов. Ю.Г.Щербаков показал, что золото вмещающих пород гидротермальными растворами палингенных магм выносится за ее пределы и при благоприятных условиях могут возникать рудные концентрации золота. Не исключено, что, золото может мобилизоваться растворами из вмещающих пород на пути их движения. Одновременно с этим он допускает возможность образования месторождений при гидротермальном метаморфизме пород с повышенным содержанием золота.

С.Д.Шер по материалам Ленского золоторудного района пришел к выводу, что при формировании золота-кварцевых жил существенную роль играет метаморфическая перегруппировка кремнезема вмещающих пород. Однако золото при этом привносится глубинными флюидами. Эту точку зрения высказывали в разное время также Н.В.Петровская Ю.Г.Сафонов и др.

В целом, многими исследователями не исключается связь между формированием золоторудных месторождений с палинггенным гранитообразованием. Развитие оруденения в гранитоидной среде подтверждает ее.

Таким образом, содержание золота в породах толщ, подвергнутых анатексису, является важнейшим условием формирования оруденения. От этого фактора зависит степень обогащения образующегося расплава золотом, а также количество избыточной его массы, которое может выноситься гидротермальными растворами из магмы и концентрироваться в рудных телах.

В то же время нельзя умалять роль вмещающих пород как источника золота и кремнезема. На это однозначно указывает факт приуроченности развития золоторудной минерализации к узкому интервалу стратиграфического разреза, включающему терригенные породы. По данным анализа геологической среды ее развития к терригенным разрезам приурочены практически все известные зоны минерализации. А в Зеравшано-Гиссаре в них сосредоточены около 90% месторождений, рудопроявлений и точек минерализаций. Например, основная часть золоторудной минерализации не выходит за пределы Барзанги-Шумкарской зоны смятия, составленной метаморфизованными вулканогенно-терригенными образованиями.

Несомненно, что горячие магматические растворы, метаморфизм различной формы могут вызывать перегруппировку и мобилизацию золота в породах, изначально богатых золотом и его концентрирование в кварцевых жилах и прожилках.

Известно, что физико-химические условия рудообразования с глубиной изменяются. Поэтому весьма вероятно, что существенное обогащение восходящих растворов золотом, имеет место на глубоких горизонтах, - там, где растворы являются более агрессивными, о чем свидетельствуют интенсивные метасоматические преобразования пород.

Ряд исследователей поддерживает идею о преобладающей роли золота, ассимилированного гранитоидным расплавом из метаморфических пород в процессе плавления, и выноса его отходящим от магматических очагов гидротермальными растворами. Экспериментальные исследования допускают вынос золота пенной флотацией (Л.Н.Овчинников), или отделением водно-хлоридных флюидов (И.Д.Рябчиков). Доля золота, принесенного растворами из глубоких зон, видимо, незначительна. Поэтому не случайно, что многие допускают полигенность источника золота.

Анализ размещения золоторудных месторождений в различных геоструктурах показывает прямую связь между оруденением и содержанием элемента во вмещающих породах. Высокие содержания золота в породах, по которым развиваются процессы палингено-анатектического гранитообразования определяют степень обогащения образующихся расплавов золотом, количество избыточной его массы, которое при благоприятных условиях может выноситься и концентрироваться в рудах.

Содержание золота в породах толщ, служащих средой гранитообразования, является важнейшим геохимическим условием возникновения его рудных концентраций. Это условие реализуется при анатексисе с выплавлением больших масс гранитоидных расплавов. Часть золота может перераспределяться при последующих, наложенных процессах метасоматических преобразований пород.

Глава 3. РАЗВИТИЕ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН ГИССАРО-АЛАЯ В НОВЕЙШЕМ ЭТАПЕ

Внутригорные впадины Гиссаро-Алая относятся к интенсивно осваиваемым районам. Здесь строятся промышленные и горнорудные предприятия, широко развивается гражданское строительство, что требует неотложного выяснения неотектонических условий и оценки интенсивности возможных сейсмических проявлений на территории этих районов. Здесь же имеются значительные площади, пригодные для сельскохозяйственного использования. Широко развернувшиеся мелиоративные мероприятия в пределах Южного Гиссара и во внутренних впадинах вызвало необходимость детального изучения особенностей их рельефа. Важное значение имеет определение направленности, амплитуд и скорости новейших тектонических движений отдельных блоков Гиссаро-Алая, а также выявление роли дизъюнктивных нарушений в процессе формирования новейшей структуры района (Таджибеков, 2001 а,б ;2002; 2004 а,б; Ачилов, Таджибеков, Раджабов, 2002; Казаков и др.2002; Вазиров и др.2003 и др.) .

Изучение новейших тектонических движений позволяет выяснить глубину эрозионно-денудационного среза Гиссаро-Алая в целом и в пределах некоторых конкретных рудных полей, что имеет значение для целенаправленного ведения поисково-разведочных работ.

Рассматриваемая область включает Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский и Каратегинский хребты. Эти морфоструктуры созданы новейшими тектоническими движениями.

В стратиграфическом разрезе Гиссаро-Алайской области принимают участие породы палеозоя и мезозоя-кайнозоя. В составе фанерозойского разреза выделяются три структурно-формационных комплекса: палеозойский, мезозойско-палеогеновый, и верхнеолигоценно-четвертичный, отвечающие соответственно геосинклинальному, субплатформенному и орогеническому этапам тектогенеза.

Образования палеозойского комплекса широко распространены в пределах Гиссарского, Зеравшанского и Туркестанского хребтов. Преимущественное развитие имеют осадочные отложения (известняки, сланцы, доломиты), в меньшей мере метаморфические породы. Магматические образования позднепалеозойского возраста (Баратов, 1966) наибольшее развитие имеют в Центральногиссарской зоне и незначительное распространение в Ягнобской и Зеравшано-Туркестанской зонах (названия зон по М. М. Кухтикову, 1968).

Породы мезозойско-палеогенового комплекса залегают с резким угловым несогласием на палеозойском фундаменте; как правило, они выполняют внутригорные впадины. К триасу относятся ханакинская свита, развитая по южному склону Гиссарского хребта, мощностью 1100-2000 м.

Более широкое распространение имеют юрские отложения (песчаники и глины с линзами каменных углей, гравелиты, конгломераты) со своеобразной окраской в пепельно-сажистых и желтоватых тонах, мощностью 200-1000 м. Наиболее полные разрезы юры включают ярусы от гетанга до келловея включительно (Алиев и др., 1981; Расчленение. ., 1976).

Меловые отложения подразделены на несколько типов разрезов (Джалилов и др., 1971). Породы нижнего мела в Зеравшанской, Пенджикентской, (западное продолжение Зеравшанской впадины) и Магианской впадинах отсутствуют. В Зиддинской и Каракульской впадинах к нижнему мелу относятся конгломераты, гравелиты, песчаники, известняки, мергели (мощностью 250-300 м). Широкое распространение во всех впадинах Гиссаро-Алая имеют верхнемеловые отложения (Пояркова, 1959; Джалилов и др., 1971; Бабаева, 1976 и др.). Разрез сложен известняками, мергелями, глинами, алевролитами, гипсами и в меньшей мере, песчаниками, гравелитами, конгломератами. Литологический состав и мощность пород по простиранию сильно варьируют от одной впадины к другой.

Отложения палеогенового возраста присутствуют во всех впадинах Гиссаро-Алая. Наиболее полный разрез отмечается в Зеравшан-

ской впадине, где они представлены известняками, глинами, мергелями с прослоями и горизонтами гипсов, а также песчаниками и алевролитами. Мощность палеогеновых пород в различных участках варьирует от 200 м до 500 м. Их возраст фаунистически обоснован (Крейденков, 1971).

Породы верхнеолигоценово-четвертичного комплекса приурочены к тем же районам, где локализованы мезозойско-палеогеновые образования. Вопросами стратиграфии отложений этого возраста занимались В. Д. Босов (1972); А. А. Чистяков (1959); О. К. Чедия (1972); С. А. Несмеянов (1973); Е. Л. Дмитриева, С. А. Несмеянов (1982); А. К. Ходжаев, А. А. Наймарк (1988) и др.

В. Д. Босов (1972) выделяет следующие зоны верхнетретичной аккумуляции: Зеварская (мощность отложений до 600-700 м), Каракуль-Зиддинская (500-600 м), Магиан-Фан-Ягнобская (150-1500 м), Зеравшанская (до 900 м). Наиболее полный разрез отложений описываемого комплекса отмечается в Магианской и Зеравшанской впадинах.

Общей особенностью неогеновых красноцветов является однообразие их литологического состава. Как правило, в большинстве впадин нижняя часть неогенового разреза представлена песчано-глинистыми образованиями, а верхняя имеет грубый состав - преобладают гравелиты и конгломераты. Следует отметить, что обломки в гравелитах и конгломератах в основном из палеозойских пород, гальки мезозойских пород известны в разрезе Курукской впадины (южный склон Гиссарского хребта), где средняя пачка, мощностью 160 м (Таджибеков, 1988) представлена чередованием алевролитов, гравелитов и конгломератов с фауной позднемиоценовых-палеогеновых пород в гальках. Обломки палеогеновых пород встречаются в составе кштутской свиты в районе Магианской впадины. В верхней части неогенового разреза повсеместно происходит огрубление материала и изменение цвета пород в сторону осветления. Нижняя часть неогенового разреза Гиссаро - Алая, соответствующая больджуанской свите Таджикской депрессии, везде залегает согласно на осадках палеогена, за ис-

ключением Каракульской впадины, где неоген перекрывает верхнемеловые и палеозойские образования.

Верхненеогеновые осадки присутствуют в Магианской и Пенджекентской впадинах. Представлены грубообломочными конгломератами, конглобрекчиями, залегают с небольшим (5-100) угловым несогласием на миоценовых отложениях. В ряде пунктов Гиссаро-Алая (Магиан, Мазори Шариф, Заврон, бассейн Ханакасу и др.) плиоцен-раннеплейстоценовые осадки распространяются за пределами бывшей впадины, заложенной в раннем неогене. Во внутренних районах Гиссаро-Алая терригенные толщи олигоцена-неогена формировались за счет разрушения палеозойских комплексов, которые выходили в виде выступа на дневную поверхность и там отсутствовали первично литифицированные морские отложения верхнего мела и палеогена, о чем ранее справедливо указывал М. М. Кухтиков (1983). Что касается района южного склона Гиссарского хребта (Курукская впадина), то здесь мел-палеогеновые осадки распространялись за ее пределами и занимали большее пространство по сравнению с нынешним.

При стратификации неогеновых отложений Гиссаро-Алая за основу взята схема Е. А. Дмитриевой и С. А. Несмянова (1982), согласно которой континентальная толща неогена расчленена на кштутскую, обилайскую, магианскую, гузарскую и каратепинскую свиты. В таблице (1) приведена корреляция региональных стратиграфических схем континентальных третичных отложений Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии, по С. А. Несмянову (1971, 1977).

Четвертичные образования распространены, главным образом, вдоль русел основных долин, ручьев. Особенно широким развитием они пользуются в Зеравшанской и Пенджекентской впадинах и представлены различными генетическими типами отложений: аллювиальными, делювиальными, пролювиальными, лимническими и гляциальными. Как правило, образования этого возраста залегают на подстилающих толщах с угловым несогласием. Условно нижнечетвертичные (гляциальные) накопления установлены по долинам рек Пасрударьи и Зеравшан (бассейн реки Риват). В бассейне Пасрударьи они выпол-

няют древнюю долину, выработанную на палеозойских породах. В Зеравшанской впадине (бассейн реки Риват) указанные породы залегают на меловых отложениях. Эти породы более плотные по сравнению с пасрудским разрезом и состоят, в основном, из обломков известняков палеозоя. В более внутренних впадинах (Зиддинская, Каракульская) нижнечетвертичные накопления отсутствуют. Позднеплиоцен-раннеплейстоценовые (нерасчлененные) отложения наблюдаются на продолжении Тавасангской впадины, в бассейне реки Ханакасу (западная часть Гиссарского хребта). Здесь они перекрывают верхнемеловые отложения, а местами залегают на палеозойских образованиях.

Среднечетвертичные отложения в Магианской и Пенджикентской впадинах представлены аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, эоловыми (?) накоплениями и залегают в древних долинах, врезанных в различные по возрасту породы. Эти осадки лишены органических и растительных остатков. Возраст четвертичных отложений во всех случаях устанавливается на основании геолого-геоморфологического анализа, методом коррелятивных отложений и возрастных рубежей.

Денудационные уровни Гиссарского и Зеравшанского хребтов коррелировались с аккумулятивными, в то же время, фаунистически охарактеризованными отложениями развитыми в Предгиссарском прогибе и террасовыми комплексами Зеравшанской впадины. Такие корреляционные приемы были выполнены при стратиграфической ярусности рельефа южного склона Гиссарского хребта. При этом была составлена ряд продольных и поперечных профилей по долинам современных рек. Примером в этом отношении является долина реки Варзоб. При прослеживании аккумулятивных форм рельефа с юга на север по долине указанной реки, уровни соответствующего возраста, в данном случае, кулябского, постепенно переходят в чисто эрозионную ее часть, причем в каждом последующем блоке занимает последовательно все более высокое гипсометрическое положение.

Кроме того, при решении рассматриваемого вопроса широко применялись непрерывное прослеживание по площади маркирующих

элементов рельефа. В качестве одного из них бралась эрозионная поверхность раннечетвертичного возраста, отличающаяся хорошей выраженностью. Для контроля опорный уровень прослеживался в соседние районы, где он имеет обоснованное возрастное положение. Такие построения выполнены при стратиграфической рельефа Каратегинского, Гиссарского и Зеравшанского хребтов.

Гиссаро-Алай является частью герцинской складчатой геосинклинальной области Средней Азии. Тектоническая структура области создана в конце палеозоя; современную горную страну создали молодые альпийские движения. Герцинская структура Гиссаро-Алая характеризуется тектонической зональностью. Тектоническое районирование Гиссаро-Алайской горной области в герцинской структуре дано М. М. Кухтиковым (1968), который выделяет десять тектонических зон.

Большинство исследователей мезозойско-палеогеновый этап считают платформенным (субплатформенным). Однако другие исследователи геотектонический режим мезозойско-палеогенового времени рассматривают как промежуточный между геосинклинальным и платформенным. Отложения этого комплекса залегают с угловым несогласием на палеозойском фундаменте и имеют фрагментарное распространение. Тектоника альпийского этапа характеризуемой области изучена М. М. Кухтиковым (1962, 1981, 1983). В Гиссаро-Алае наблюдается крутое надвигание высокоподнятых блоков на мезозойско-кайнозойские прогибы. Эти взгляды ранее развивал К. Leuchs (1929).

В конце палеогена-начале неогена Гиссаро-Алайская горная область вступает в новый этап тектогенеза - орогенический. Движения на данном этапе носили складчато-глыбовый характер. Неравномерное поднятие территории Гиссаро-Алайской горной области в новейшее время привело к тому, что мезозойско-кайнозойский чехол, выполняющий внутригорные впадины, в одних местах сохранился в значительной мере, а в других уничтожен денудацией, поэтому степень

достоверности выявленных закономерностей тектонического развития в каждой впадине может быть разной.

По схеме неотектонического районирования Таджикистана (Атлас Тадж. ССР, 1968) рассматриваемые ниже внутригорные впадины относятся к Гиссаро-Алайской области устойчивых поднятий, состоящей из Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской зон.

В пределах Туркестанской зоны выделяется Зеравшанская впадина, расположенная между Зеравшанским и Туркестанским хребтами. В Зеравшано-Гиссарской зоне выделяются следующие впадины: Зиддинская, Каракульская, Фан-Ягнобская, Магианская и редуцированные впадины южного склона Гиссарского хребта - Зеварская и Куррукская.

Гиссаро-Алай - область альпийских складчато-глыбовых поднятий, располагается между Таджикской депрессией на юге и Ферганской впадиной на севере. С севера она ограничена Южно-Ферганским разломом. Южная граница области проводится неоднозначно; одни исследователи проводят ее по линии Гиссаро-Кокшаальского разлома (Губин, 1960; Бабаев, 1975, 1988, 1989; Лысков, 1966 и др.), другие - по Илякско-Вахшскому дизъюнктиву (Кухтиков, 1983, 1985 и др.).

Гиссаро-Алай представляет в новейшей структуре поднятие антиклинорного типа, осложненное грабен-синклинальными структурами и разделяющими их приподнятыми блоками. Выраженные в современном рельефе негативные структуры соответствуют впадинами, отчасти редуцированным и переработанным позднейшим тектоническим движением. Впадины Гиссаро-Алая ограничены, как правило, от смежных поднятий крупными разрывными нарушениями.

Изучение древней истории геологического развития территории Гиссаро-Алая в значительной степени способствует выявлению главнейших закономерностей новейшего тектогенеза. Имеющийся фактический материал позволяет выделить в истории геологического развития рассматриваемой области в фанерозое три крупных этапа.

В первый этап господствовали геосинклинальные условия. Геосинклинальному процессу, проявившемуся на территории Гиссаро-

Алая в палеозое, характерна четкая зональность. Она выразилась в своеобразии стратиграфических разрезов, в различии морфологии структурных форм, магматизм, металлогении. Геосинклинальный процесс в разных зонах Гиссаро-Алая завершился неодновременно (Кухтиков, 1968). После завершения геосинклинального режима в позднем палеозое Гиссаро-Алайская область превращается в складчатую систему. Создание складчатой структуры по всему региону в конце геосинклинального этапа не сопровождалось возникновением высокогорного рельефа. К этому времени сформировался пенеплен.

Во второй этап с конца палеозоя в Гиссаро-Алае устанавливается режим, геодинамические особенности которого, по мнению большинства исследователей, близки, но не идентичны платформенным (Захаров, 1958, 1970б; Крестников, 1962; Захаров и др., 1964; Петрущевский, 1955; Рыжков, 1962; Чедия, Уткина, 1990 и др.).

В триасе палеотектоническая обстановка, вероятно, была близка к той, которая существовала в самом конце палеозоя. Был период динамического равновесия, относительного тектонического спокойствия и слабой переработки рельефа. Накопление материала происходило в углубленных "карманах" древнего рельефа. Распространение триасовых образований и пространственная связь с юрскими осадками свидетельствуют о том, что отложение их происходило в локальных участках.

Д. П. Резвой (1956) отмечает, что формирование юрских осадков происходило в асимметричных, линейно-вытянутых прогибах. В течение юрской эпохи на территории Гиссаро-Алая сохранился континентальный режим. Рельеф был в то время холмистый. Осадконакопление усилилось по сравнению с триасовым периодом. Территория юго-западной окраины Центрального Таджикистана в верхней юре представляла приморскую низину, куда временно заходило море.

Дифференциация тектонических движений, наметившаяся в юре, продолжается и в меловом периоде. Континентальный режим в альбском веке сменился прибрежно-морскими условиями. В позднемеловое время площадь аккумуляции продвинулась к северу. В конце

маастрихтского века морской бассейн значительно обмелел, область распространения фаций открытого моря сокращается. Затем, в эоцене, море распространяется в пределы описываемой области, причем морская акватория ограничивается площадями тех же полос, где развиты юрские и меловые породы.

В позднем олигоцене территория Гиссаро-Алая охватывает общее поднятие, постепенно море регрессирует и в конце олигоцена описываемая область превращается в сушу. Субплатформенный этап, который продолжается с триаса до раннего олигоцена, сменился орогеническим.

Орогенический этап по особенностям проявления тектонических движений может быть подразделен на два подэтапа, соответствующие неогеновой и четвертичной эпохам.

Формирование красноцветных, континентальных отложений олигоцена-неогена происходило в результате медленного компенсированного тектонического прогибания. Области аккумуляции, как и раньше, являлись унаследованные прогибы, существовавшие с позднего эоцена. Осадконакопление, начиная с миоценового времени, во внутренних впадинах Гиссаро-Алая контролируется крупными дизъюнктивными нарушениями.

В плиоцене площадь аккумуляции в некоторых впадинах (Магианской, Пенджикентской, Каракульской) несколько расширяется. Свидетельством тому является залегание плиоценовых осадков на палеозойском фундаменте. Наблюдаемая картина отмечается также в бассейне р. Ханакасу (западное окончание Гиссарского хребта). В отдельных впадинах плиоценовые осадки присутствуют в согласном напластовании.

Плиоценовые осадки в местах их современного присутствия начинаются, как правило, с грубообломочных слоев и формирование настоящих гор, как нам представляется, начинается именно с момента появления грубообломочных пород в разрезе. Появление грубообломочных пород в разрезе считается (Наливкин, 1956б) признаком горообразовательных процессов.

Наиболее прогнутыми впадинами Гиссаро-Алайской области в неогеновом периоде являлись Магианская и Панджикентская впадины (Таджибеков, Гайратов, 2005). В первой из них накопились континентальные отложения мощностью более 1500 м, а второй 800-900 м. В более внутренних впадинах рассматриваемой области мощности указанных пород имеют меньшие значения.

Как было отмечено выше, орогенический этап в Гиссаро-Алае начинается в позднем олигоцене-раннем миоцене. В Пенджикентской, Зиддинской впадинах орогенный комплекс залегает на туркестанских (средний эоцен), местами на риштанских, слоях; в Магианском районе на исфаринско-ханабадских (верхний эоцен), а в Зеравшанском, Куррукском, Фан-Ягнобском районах - на риштанских-сумсарских (верхний эоцен-олигоцен) слоях. Несколько иначе развивалась Каракульская и ее западное продолжение - Тавасангская впадины. В Каракульском районе красноцветные отложения залегают со стратиграфическим перерывом на морских отложениях верхнего мела (Файзиев и др. 1975), местами на палеозойских образованиях. Судя по сохранившимся в современном рельефе осадкам и их взаимоотношениям с другими древними породами, район Каракульской впадины был включен в активное поднятие с позднего мела. Но некоторые исследователи (Давидзон, и др., 1982) полагают, что наличие пород палеогена здесь вполне возможно. Этот вывод также подкрепляется наличием палеогеновых отложений в соседних впадинах (Зиддинская, Фан-Ягнобская и др.). По всей вероятности, район Каракульской впадины был включен в активное поднятие, в позднем палеоцене и здесь осадконакопление не происходило. Осадконакопление возобновляется в раннем, а возможно, в середине миоценового времени.

Формирование молассовых пород неогена происходило на неодиоковых гипсометрических уровнях. Сейчас орогенная (P3-N1) поверхность, сохранилась в разрезе в разных регионах, имеет различное высотное положение. Позднеолигоценово-раннемиоценовый уровень на южном склоне Гиссарского хребта (бассейн р. Зевар) располагается на абсолютной высоте +2500-3000 м, а в Предгиссарском про-

гибе на высоте минус 2000 м и ниже. В Зиддинском районе этот уровень в наиболее опущенной ее части располагается на высоте 2400 м, а на западном ее продолжении, на Каракульском участке, характеризующий репер имеет значения 2200-2900 м. Еще западнее, в Тавасангском бассейне, эта же поверхность, установленная путем реконструкции палеорельефа, имеет отметку 3800 м. Характеризуемый репер в Магианской и Пенджикентской впадинах имеет близкие соотношения и не превышает 1000 м. Сравнительно большие поднятия отмечаются в Фан-Ягнобском бассейне, где позднеолигоценово-раннемиоценовая поверхность выравнивания располагается на высотах 3000-3200 м.

Из вышеизложенного явствует, что все внутригорные впадины развивались по-разному. Наиболее активными в тектоническом отношении были внутренние впадины (по сравнению с окраинными). Движения по разломам окраинных впадин не всегда проявились даже в плиоцене. Большинство основных дизъюнктивных нарушений в отдельных участках здесь были перекрыты молассовыми образованиями. Движения по ним возобновились лишь в четвертичный период.

Следует отметить другую особенность неогенового периода. Она заключается в том, что все впадины, которые были заложены в конце палеозоя, сохранили унаследованное развитие в мезозойско-эоценовом этапе и являлись прототипами неогеновых долин. Такой унаследованный характер в развитии этих впадин имел место и в неогене. Начиная с позднего плиоцена-раннего плейстоцена в связи с большими контрастными новейшими движениями, унаследованные структуры, существовавшие на протяжении неогена, в некоторых участках теряли морфологическую выраженность. Внутри их происходило обособление частных изолированных впадин.

В последние годы, в связи с детальным изучением новейшей тектоники Таджикистана, появились новые данные, дополняющие ранее предложенные схемы. По особенностям новейшего тектонического процесса (режиму, темпу, направленности движений, их морфоструктурному оформлению), характеру наследования структурного

плана предшествующего этапа Л. М. Лысков (1981, 1983) выделяет на территории Центрального Таджикистана зоны и подзоны

В Гиссаро-Алайской горной области им выделены четыре зоны, в рассматриваемую часть ее попадают три из них: Мальгузар-Туркестанская, Фанско-Зеравшанская и Гиссарская. В составе зон выделяются подзоны, соответствующие районам поднятий и участкам, наследующим в той иной степени неогеновые прогибы. Границы зон и подзон в большинстве выражены разрывами.

Мальгузар-Туркестанская зона охватывает территорию Туркестанского и Мальгузарского хребтов, Санзарскую внутригорную впадину, нижнюю часть северного склона Зеравшанского хребта и долину Зеравшана. В пределы исследованной нами территории попадают две подзоны: Туркестанская и Матчинская.

Туркестанская подзона соответствует одноименному хребту. Она сложена преимущественно палеозойскими образованиями. Фрагменты мезозойско-кайнозойских отложений сохранились в восточной ее части, за пределами района исследований (Мадыгенском гребене, по долинам Калаимахмуда и Ходжаачкана). В современной структуре подзона представляет крупную антиклинальную складку основания с большим радиусом кривизны. Структура унаследовано развивается на протяжении неоген-четвертичного этапа. Четкое выражение в рельефе морфоструктуры подзоны приобрело в конце плиоцена-начале четвертичной эпохи. Опорный уровень подзоны, соответствующий позднему плиоцену-раннему плейстоцену, погружается в направлении с востока на запад под более молодые отложения четвертичного возраста. Амплитуда вертикального поднятия подзоны за четвертичную эпоху составляет 2600-4700 м, при скорости 0,017-0,03 см/год. Продолжительность эпохи принята в 1, 5 млн, лет (Афанасьев, Зыков, 1975).

Матчинская подзона охватывает территорию Зеравшанской впадины, выполненной отложениями мезозоя-кайнозоя мощностью около 2000-2500 м. Древняя структура указанной впадины совпадает в некоторых участках с четвертичной. Местами осевая линия современной впадины смещена к северу по отношению к осевой линии проги-

ба, существовавшего в неогене. В этом отношении особенно показательной является восточная часть впадины. Вследствие вовлечения в процессе поднятия эта часть впадины утратила свою структурную индивидуальность, сохранив в рельефе лишь некоторую морфоструктурную обособленность. В новейшей структуре Зеравшанская впадина представлена грабен-синклиналью, с юга ограничивается одноименным разломом. Северная граница не имеет четкого выражения и проводится условно вдоль средней части южного склона Туркестанского хребта.

В четвертичное время грабен-синклиналь, сформированная в неогене, структурно осложняется. В связи с неравномерным поднятием в ее пределах обособляется ряд частных изолированных впадин. Восточная часть подзоны в районе к. Яван отделяется от западной (Пенджикентской) молодым поперечным поднятием. При этом восточная часть бывшего прогиба теряет морфологическую выраженность, а западный участок еще долго сохраняет тенденцию к опусканию, о чем свидетельствуют большие мощности четвертичных отложений в указанном районе. Амплитуда перемещения по Зеравшанскому разлому за посленеогеновую эпоху в среднем составляет от 500 до 1000 м, при скорости 0,03-0,6 см/год (Таджибеков, 1986). Разлом наиболее активно проявляется на востоке впадины, где в зоне дизъюнктива наблюдается ряд оползневых проявлений. На западе впадины разлом представлен серией разрывных нарушений, интенсивность движений по которым неодинакова в различные эпохи новейшего тектогенеза. В районе Заврона (Пенджикентская впадина) линия разлома в палеозое не совпадает с его трассой в новейший этап. В четвертичное время наиболее активной является южная ветвь, по ней отмечаются большие амплитуды перемещения (до 1000 м) за посленеогеновую эпоху. В новейшее время Зеравшанский разлом на отрезке от р. Чинарсай (на западе), до р. Кштут (на востоке), развивался неравномерно и унаследованность в его развитии не выдерживается; разлом слабо сейсмичен.

Абсолютные высотные отметки Зеравшанского и Туркестанского хребта примерно одинаковы. Лишь в западной части Туркестанский хребет понижается более значительно, по сравнению с Зеравшанским. Зеравшанская долина имеет явный перекосяк к северу. В связи с этим современное русло р. Зеравшан большей частью прижато к северному борту. Можно думать, что такое явление связано с более активным поднятием Зеравшанского хребта по сравнению с Туркестанским. В настоящее время Зеравшанская впадина испытывает медленное поднятие, о чем свидетельствуют врезание современного русла Зеравшана в коренные неогеновые породы в районе кишл. Гарибак и накопление аллювиальных отложений большой мощности ниже по течению от указанного пункта.

Фанско-Зеравшанская зона охватывает территорию Зеравшанского и часть Гиссарского хребтов. Выделяются четыре подзоны: Чакылкалян-Зеравшанская, Магиан-Ягнобская, Ганза-Дубурсинская и Каракульско-Зиддинская.

Чакылкалян-Зеравшанская подзона сложена палеозойскими породами. На западе подзоны в сложении хребта Чакылкалян участвуют миоцен-плейстоценовые образования. На всем протяжении новейшего и в том числе среднечетвертичного этапа подзоны была районом устойчивого поднятия. Она служила северным ограничением Магиан-Ягнобской впадины. По положению раннечетвертичной поверхности выравнивания в разных частях подзоны устанавливается антиклинальная складка с ундулирующим шарниром. Большие "ундуляционные" перегибы наблюдаются в районе Чимтаргинского хребта. В западном и восточном направлениях от указанного хребта происходит погружение структуры. В ряде случаев к участкам отрицательной ундуляции приурочены поперечные долины, которые в настоящее время прорезают Зеравшанский и Гиссарский хребты. Максимальная амплитуда поднятия подзоны составляет 4200м, минимальная на западе - 2000м.

Магиан-Ягнобская подзона располагается к югу от Чакылкалян-Зеравшанской и ограничивается на севере Сорско-Ягнобским, а на юге

Магиано-Горфским разломами. Структура подзоны представлена грабен-синклиналью, развивающейся унаследованно с позднего олигоцена-раннего миоцена. В результате мощных вертикальных движений в четвертичный период грабен-синклинальная структура в некоторых участках потеряла морфологическую индивидуальность и обособленность - единая синклираль распалась на частные изолированные внутригорные впадины (Фан-Ягнобская, Магианская и др); ниже остановимся на их характеристике (Гаджибеков, Гайратов, 2002) .

Фан-Ягнобская впадина в четвертичной структуре представляет осложненную грабен-синклираль. Структура перекошена к югу, северное крыло местами вздернуто. Ось структуры от центральной части впадины воздымается в обе стороны в субширотном направлении. Грабен-синклираль осложнена антиклинальными и синклинальными складками второго порядка. В свою очередь последние осложняются структурами более высокого порядка, причем они имеют четкую морфологическую выраженность в рельефе. На водоразделе между бассейнами рек Марзич и Зимарг наблюдается ряд синклинальных и антиклинальных складок субширотного простирания, выраженных в юрских угленосно-сланцевых толщах. Эти складки открываются в западном направлении, к востоку они затухают. Азимут падения северного крыла 340° , угол падения 30° , азимут падения южного крыла $160-170^\circ$, местами 180° , угол падения $30-40^\circ$.

В 750 м к северо-западу (2850) от перевала между бассейнами рек Зимарг и Марзич наблюдается зона палеосейсмодислокаций, проявленная в сероцветных слоях раннеюрского возраста. Она находится к юго-востоку от высотной отметки 3681 м по азимуту 1420. Ее длина 100 м при ширине зоны 25-30 м. На юго-западном склоне водораздельной части сая Марзич зона дислокаций выражена грудой глыб и валунов, песчаников и гравелитов, ориентированных согласно простиранию коренных пород. По внешнему виду зона напоминает полосу тракторной планировки земель. В этой зоне отмечены воронки глубиной 1-2 м, размером 2×2 м в диаметре, развитые на склоне крутизной 15-200. Характеризуемая дислокация находится на южном крыле Гис-

саро-Каратегинского разлома. Если судить только по размерам зоны, сила толчка была незначительная.

Магианская впадина имеет сходное строение с Фан-Ягнобской, но отличается по амплитуде и скорости поднятия: в Магианской впадине темпы и скорости поднятия были меньше, чем в Фан-Ягнобской. Амплитуда поднятия в районе Магианской впадины в посленеогеновую эпоху составляет от 1900 м до 2600 м. Впадина на востоке теряет морфологическую выраженность и сохраняется в виде перевальных и седловидных участков на местных водоразделах.

Конседиментационные разломы, ограничивающие Магиан-Ягнобскую подзону, развивались неравномерно и амплитуда вертикальных перемещений по ним составляет от 500 м до 1000 м, при скорости 0,03-0,06 см/год за четвертичную эпоху.

Ганза-Дубурсинская подзона на восток протянулась вдоль основного водораздела Гиссарского хребта, в центральной и западной частях - по Ганза-Чимтаргинскому горному узлу. В новейшей этап представляла район устойчивого поднятия. Подзона ограничивает на севере Магиан - Ягнобскую, а на юге Каракульско-Зиддинскую подзоны. Ее северная граница определяется Магиано-Горифским, а южная - Дукдонско - Капандарским разломами. На фоне общего поднятия в современной структуре подзоны имеются "ундуляционные" перегибы. Примером положительной ундуляции является Ганза-Чимтаргинский горный узел. Амплитуда поднятия на этом участке составляет 5000 м с постепенным погружением к западу (3200 м). На востоке вновь отмечается воздымание структуры до 4500 м.

Каракульско-Зиддинская подзона расположена между Ганза-Дубурсинской подзоной на севере и Гиссарской зоной на юге. Северной ее границей является Дукдоно-Капандарский, южной - Каракульско-Питакульский разломы. Структура подзоны представлена крупной синклинальной складкой, осложненной дислокациями второго порядка (Казаков и др., 2002). В четвертичный период в пределах подзоны обособляется ряд частных изолированных впадин, соответствующих синклиналеподобным структурам. С востока на запад выделя-

ются: Архуская, Зиддинская, Каракульская, Тавасангская впадины, занимающие различное гипсометрическое положение. Наиболее высоко подняты Архуская и Тавасангская впадины, где опорная поверхность (N32-Q1) располагается на высоте 3600-4000 м. Остальные впадины находятся ниже на 200-600 м.

Архуская впадина замечательна тем, что в ее пределах сохранились отложения юры мощностью 100-120 м. Она вовлечена и поднятие раньше, чем западные впадины. Амплитуда поднятия впадины за поздний плиоцен-четвертичную эпоху составляет 3500-4000 м.

Тавасангская впадина - односторонний грабен, ограниченный с юга Каракульско-Питакульским разломом; северная граница - эрозионная. В разрезе сохранились выходы мезозойских отложений мощностью 700-800 м, они залегают с резким угловым несогласием на породах палеозоя. Аналогичные образования развиты в районе сая Ханакасу. В разрезе Ханакасу на морские образования верхнего мела со стратиграфическим перерывом налегают верхнеплиоценово-нижнечетвертичные отложения. Поверхность выравнивания, выработанная на породах палеозоя, юры, мела и позднего плиоцена-раннего плейстоцена, образует единый уровень, возраст которого, естественно, не древнее самых молодых отложений разреза. Указанная поверхность, к западу от сая Ханакасу, уходит под более молодые четвертичные отложения (Таджибеков, 1984б).

Каракульская впадина отличается опущенным южным бортом. Максимальная амплитуда поднятия 2600 м. Большие амплитуды вертикального перемещения отмечаются по Дукдоно-Капандарскому взбросу. К зоне указанного нарушения приурочены Искандеркульский, Кончочский завалы. Севернее разрыва имеется ряд нарушений, по которым интенсивность движений периодически менялась в различные эпохи четвертичного времени.

Гиссарская зона в границах рассматриваемого района охватывает Гиссарский и частично Каратегинский хребты и включает следующие подзоны: Северо-Гиссарскую, Зеваро-Курукскую и Южно-Гиссарскую.

Северо-Гиссарская подзона ограничена на севере Каракульско-Питаукульским, а на юге Зеваро-Караташским разломами. К востоку она сужается и выклинивается. На фоне общего поднятия намечается антиклинальный перегиб с амплитудой поднятия до 4000-4700 м. От центра подзоны происходит погружение структуры в восточном направлении. Амплитуда перемещения по южному ограничению составляет за четвертичный период до 1000 м (Промтов, 1952; Таджикибеков, 1980). Подзона на всем протяжении новейшего этапа испытывала устойчивое поднятие.

Зеваро-Курукская подзона отвечает слабо выраженной системе впадин, выполненных отложениями мезозоя-кайнозоя. В указанной подзоне сохранились молассовые образования неогенового возраста мощностью 400-600 м. В четвертичное время она представляет грабен-синклиналь. Подзона на юге ограничена Обизаранг-Акташским нарушением. Амплитуда поднятия подзоны за четвертичный период составляет 3000 м. Об активности указанного нарушения в четвертичный период свидетельствует дислокаций мезозойско-кайнозойских, включая неогеновые, отложений у линии нарушения. Здесь наблюдаются складки приразрывного характера. В четвертичное время подзона расчленяется разрывными нарушениями на блоки; блоки развиваются неравномерно. В этом отношении Джурьяз-Такобское плато является наглядным примером.

В строении плато Джурьяз-Такоб участвуют слабо дислоцированные образования мезозоя-палеогена, мощностью 700-800 м, залегающие с угловым несогласием на образованиях палеозоя. В структурном отношении Джурьяз-Такобское плато представляет одностороннюю грабен-синклиналь, ограниченную на севере Зеваро-Караташским разломом. Грабен-синклиналь расчленена нарушениями субмеридионального простирания на блоки. Тектонически четкую границу между Зеваро-Курукской и Южно-Гиссарской подзоной проводить трудно.

Южно-Гиссарская подзона расположена в нижней части южного склона Гиссарского хребта. В наиболее опущенных участках под-

зоны сохранились фрагменты мезозойско-палеогенового чехла (плато Ходжабостон, бассейн Пандема и др). В современной структуре подзоны выделяются антиклинальные и синклинальные изгибы. Максимальная амплитуда поднятия на западе и востоке составляет 3500 м, а в центральной части от 2000 м до 3000 м. Подзона расчленена разрывами на мелкие блоки, которые занимают различное гипсометрическое положение.

Таким образом, в неотектоническом развитии внутригорных впадин устанавливаются как общие, так и индивидуальные особенности. Все впадины развиваются унаследованно в течение мезозойско-кайнозоя. Впадины были заложены на месте мезозойско-палеогеновых прогибов, в общем повторяя план их строения и тенденцию развития. Все впадины имеют линейно-вытянутую (с востока на запад), реже линзообразную форму (Таджибеков, 1986). В структурном отношении внутригорные впадины представлены, как правило, двусторонними грабен-синклиналями, ограниченными дизъюнктивными дислокациями. К односторонним грабен-синклиналям относится Зеравшанская, Магианская, Санзарская впадины. В большинстве случаев более опущенными являются южные борта. Внутригорные впадины (Зиддинская, Каракульская, Фан-Ягнобская и др.) в раннем мезозое имеют сходное развитие, а более окраинные впадины (Магианская, Зеравшанская) в раннем мелу испытывали восходящие движения.

В целом во всех впадинах Гиссаро-Алая континентальный режим устанавливается с позднего олигоцена. Сначала элементы первичного рельефа появляются на востоке Гиссаро-Алайской области, затем этот процесс мигрирует на запад. Но Магианская впадина в это время находилась еще в режиме опускания. Здесь накопилась мощная толща (1500 м) молассовых образований, чем и отличается она от Зиддинской, Каракульской, Фан-Ягнобской и др. впадин. Судя по составу, характеру и строению разрезов неогена, все внутригорные впадины развиваются более или менее однотипно, за исключением Каракульской. В нижней части разреза неогена преобладают сравнительно грубообломочные образования, что свидетельствует об энергии рельефа

того времени. Другие районы, испытывающие значительное опускание в мезозойско-палеогеновое время, не несут черты таких движений в неоген-четвертичную эпоху. Например, в Фан-Ягнобской впадине накопились большие мощности мезозойско-палеогеновых пород, в то же время неогеновые осадки маломощные. В Магианской впадине наблюдается обратная картина. В разрезе впадины присутствуют все члены разреза четвертиной системы (рис. 4). Здесь поднятие территории начинается со среднечетвертичного времени. Центральные впадины (Зиддинская, Каракульская, Фан-Ягнобская и др.) были вовлечены в поднятие в конце неогена-начале четвертичного периода. В начале поднятие возникло на востоке области, затем в этот процесс вовлекались более западные районы. В связи с усилением поднятий внутригорные впадины Гиссаро-Алая теряли свою морфоструктурную выраженность и стали развиваться в виде изолированных частных прогибов. Эти частные впадины в настоящее время являются структурами "рампового типа". Осадконакопление сейчас почти отсутствует, за исключением небольших локальных участков. В то же время Зеравшанская впадина, выраженная в четвертичной структуре, в некоторых местах полностью совпадает с предыдущей структурой и повторяет тип неогенового развития. Большие мощности четвертичных отложений наблюдаются в Пенджикентской впадине. Пенджикентская и Магианская впадины испытывают более медленные восходящие движения по сравнению с внутренними районами.

Присутствие мезозойско-кайнозойских отложений в частных изолированных впадинах в современном рельефе объясняется тем, что эти районы были вовлечены в поднятие в последнюю эпоху четвертичного тектогенеза. Серия крупных обвальнo-оползневых масс (Анзобский, Пасрудский, Искандеркульский и Кончочский завалы) вдоль крупных дизъюнктивных нарушений служит признаком палеосейсмических проявлений.

Крупные поднятия начались после образования неогеновой толщи. Эрозионный срез и разрушение мезозойско-кайнозойских пород начинается лишь в среднечетвертичную эпоху.

В среднечетвертичное время образовались высокие горы, морфологическое выражение которых было близким к современному рельефу. Для этого времени характерны крупноамплитудные вертикальные восходящие движения. В среднечетвертичную эпоху темпы поднятий в Зеравшанской, Магианской впадинах были меньшими по сравнению с другими впадинами.

Период наибольшей активизации тектонических движений по крупным разломам Гиссаро-Алая совпадает со среднечетвертичной эпохой.

Вышеприведенные материалы могут быть использованы при составлении карты сейсмического районирования, а также при оценке глубины эрозионного среза отдельных рудных полей и месторождений в пределах Гиссаро-Алайской горной области. Восстановление направления палеорек дает возможность вести целенаправленно поисковые работы на древние россыпи. Неогеновые молассы и образования четвертичного возраста могут быть ” конденсатором ” таких россыпей.

Для оценки амплитуды вертикальных поднятий характеризуемой территории большое значение имеет установление первоначального гипсометрического положения поверхности опорного репера (N23-Q1). Определение исходного положения раннечетвертичной поверхности выравнивания является сложной задачей, поскольку в областях поднятий отсутствуют синхронные отложения. Первоначальный уровень опорного репера устанавливается, исходя из следующих соображений. 1. Присутствие неогеновых осадков почти на водораздельной части современных хребтов. 2. В позднем плиоцене-раннем плейстоцене грабен-синклиналильные структуры впадин, существовавшие на протяжении неогена испытывали значительное поднятие. В результате этого процесса происходило их дробление, они распадались на блоки. Формирование позднеплиоценовых осадков происходило скорее всего на высотах, близких к 400-500 м. 3. Нахождение костных остатков лошади, антилопы и др. в отложениях кулябского возраста у пос. Обигарм и междуречья Кафирнигана и Иляка (Бабаев, 1962; Лозиев,

Лим, 1962; Путеводитель... , 1977, 1981) свидетельствует о том, что в позднем плиоцене-раннем плейстоцене морфоструктура Каратегина представляла скорее всего пологовосхолмленную равнину, рельеф которой был малорасчлененным. Абсолютные высоты, видимо не могли быть большими, так как животный мир того времени представляет фауну саванны. Таким образом, в раннечетвертичную эпоху настоящих, высоких гор в Южном Гиссаре не было. Подобный пример характерен и для Магианского района. 4. Восходящие контрастные движения в более выразительной форме проявляются в среднечетвертичную эпоху. С этим периодом связаны крупные перестройки гидросети Гиссаро-Алая. 5. Высотное расположение аллювиальных отложений древнечетвертичного возраста в верховьях долины р. Зеравшана на отрезке между кишл. Обурдон и Лянгар свидетельствует о незначительном превышении над ними Туркестанского хребта. Сейчас они располагаются в виде узкой полосы в приводораздельной части указанного хребта на 300-400 м ниже современного водораздела. Видимо, в момент формирования позднеплиоцен-раннечетвертичных осадков Туркестанский и Зеравшанский массивы находились на высоте около 500 м от зоны аккумуляции. 6. Позднеплиоценово-раннеплейсто-ценовый уровень, принятый нами за опорный репер в пределах внутригорных впадин Гиссаро-Алая, выработан на отложениях плиоценового возраста. Сравнение с предмезозойским пенепленом в Магианской и Тавасангской впадинах дает амплитуду вертикального перемещения за посленеогеновую эпоху в 3000 м. Этот вывод основан на том, что в обеих впадинах непрерывное осадконакопление происходило вплоть до раннего плейстоцена.

Таким образом, на основании вышеприведенного материала можно прийти к выводу о том, что высота предчетвертичного (плиоценового) рельефа, по-всей вероятности, не превышала 500-600 м над уровнем аккумуляции.

Проведенные геолого-геоморфологические и неотектонические исследования свидетельствуют, что орогенное воздымание Южного

Тянь-Шаня, в частности, Гиссаро-Алая, происходило в условиях господствующих вертикальных движений.

Впадины Гиссаро-Алая, судя по положению древнего пенеплена (предмезозойского) и орогенной поверхности (P3-N1), имеют различную ориентировку. Например, Фан-Ягнобская впадина ориентирована в своей крайней восточной части на юго-восток, а в западной части на запад, Каракульская впадина - на северо-запад, Зеравшанская и Зиддинская - с востока на запад.

Современная структура внутригорных впадин имеет сложное строение и связана с дифференцированными тектоническими движениями. Южный борт Зиддинской впадины в среднечетвертичную эпоху оказался приподнятым по сравнению с северным. В Каракульской впадине более опущенным является южный борт, а северный относительно приподнятым. Аналогичный характер движений отмечается в Фан-Ягнобской и Зеравшанской впадинах. В Магианском районе северная ее часть до позднего миоцена была приподнята, а в раннем плиоцене испытывает нисходящие движения, в среднечетвертичное время этот же район вновь вовлекается в поднятие.

Впадины Гиссаро-Алая представляются грабен-синклиналильными (чаще двусторонними) структурами, ограниченными взбросово-надвиговыми дислокациями. Структуры, связанные с растягивающими усилиями, наблюдаются в приповерхностных участках земной поверхности и являются результатом гравитационного расползания более приподнятых блоков вблизи дизъюнктивных дислокаций (Таджибеков, 1987).

Среди рудных полезных ископаемых в Гиссаро-Алайской горной области важное место занимают ртутно-сурьмяные и золоторудные месторождения. Определение величины эрозионного среза в горных областях является сложным вопросом. При этом важное значение приобретают литолого-стратиграфический, структурно-морфологический анализы, оценка мощностей, а также исследования рудного процесса. Определение величины эрозионного среза в горных областях является сложным вопросом. При этом важное значение

приобретают литолого-стратиграфический, структурно-морфологический анализы, оценка мощностей, а также исследования рудного процесса.

Особое место среди указанных приемов при определении величины эрозионного среза занимает метод, основанный на анализе мощностей отложений. Территория Гиссаро-Алайской области характеризуется четко выраженной тектонической зональностью. Месторождения сурьмы, ртути и золота локализируются в пределах трех тектонических зон; Зеравшано-Туркестанской, Ягнобской и Центральногиссарской. Основываясь на этих данных, Г. П. Винниченко (1972) дает оценку степени эрозионного среза для каждой тектонической зоны. В зависимости от времени вовлечения их в поднятие, характер и степень эродированности в каждой зоне различные. Наиболее сильному денудационному срезу подверглись месторождения, находящиеся в пределах Ягнобской зоны, закончившей геосинклинальное развитие в ранне-среднекаменноугольную эпоху. В наиболее благоприятных условиях находились месторождения западной части Зеравшано-Гиссарской области, находящиеся в Шинг-Магианском районе. Здесь геосинклинальное развитие завершилось в каменноугольно-раннепермскую эпоху.

Существует представление о том, что формирование ртутно-сурьмяных месторождений связано с завершающей стадией геосинклинального развития. Это подтверждается радиологическими исследованиями В. П. Федорчука (1969). Все известные месторождения Гиссаро-Алайской области локализованы в наиболее прогнутых участках древнего прогиба.

Группа наиболее ранних месторождений Ягнобской зоны начала разрушаться под действием эрозионно-денудационных процессов в конце среднего - начале позднего карбона. До настоящего времени спорным остается величина эрозионного среза домезозойского фундамента. Начиная с юрского периода до квартала, рудоносные структуры были законсервированы образованиями мезозоя-неогена. Новый эрозионный срез начинается лишь в ранне - а, возможно, в среднет-

вертичную эпоху. Г.П.Винниченко (1972) считает, что в постгеосинклинальный этап структурный ярус, локализирующий сурьмяно-ртутные месторождения, по существу полностью срезан. Поэтому крупные месторождения в пределах Ягнобской зоны могут быть в порядке исключения. Действительно, таким исключением является Джижикрутское месторождение в левобережье реки Ягноб, где сохранились крупные пластообразные рудные тела.

Проведенные нами исследования показывают, что в наиболее благоприятных условиях находились те месторождения, которые располагались в местах, законсервированных покровом мезозойско-кайнозойских осадков (Вазиров, Таджибеков, 1986; Таджибеков, 1991; Таджибеков, Гайратов, 2005 и др).

Район Фан-Ягнобской впадины на всем протяжении мезозоя-кайнозоя представлял бассейн устойчивого прогибания, где происходило непрерывное формирование осадков от раннего мезозоя вплоть до позднего неогена. При этом площадь аккумуляции была шире, чем нынешняя, занимаемая породами этого возраста. Эрозионный срез в пределах впадины начинается в конце неогена, а наиболее сильно - в среднечетвертичную эпоху. Вскрытие рудных тел в пределах Ягнобской зоны (главным образом, речными долинами) в отдельных ее участках совпадает со среднечетвертичной эпохой. Сурьмяно-ртутные проявления сосредоточены исключительно по левому борту долины реки Ягноб. На правом борту указанной реки имеются более высокотемпературные руды. Здесь эрозионный срез начинается намного раньше. Это связано с тем, что северный борт впадины был вовлечен в поднятия раньше, чем южный. Если присутствовали телетермальные месторождения, то они были уничтожены денудационными процессами, протекающими с позднего неогена. Древняя долина Хшертаб может быть объектом, где сохранились сравнительно низкотемпературные месторождения. В характеризуемой долине в прошлом присутствовали отложения мезозоя-кайнозоя. Долина унаследовано развивалась вплоть до позднего неогена-раннего плейстоцена.

Рудные выходы на месторождениях левобережья реки Ягноб располагаются на различных гипсометрических уровнях от 2275 до 3000 м. Превышение самого высокого участка над самым низким составляет 700-800 м. Общий размах рудоотложений по району составляет 800-1000 м. Наиболее низкотемпературные минеральные ассоциации находятся на самом верхнем горизонте рудных тел, а нижние горизонты представлены более высокотемпературными минеральными ассоциациями (Новикова, 1982).

По данным геолого-геоморфологического анализа, величина эрозионного среза для разных участков Фан-Ягнобской впадины колеблется от 500 и до 2300 м.

Каракульский район, относящийся к Центральногиссарской зоне, находится, согласно данным Г.П. Винниченко (1972), в неблагоприятных условиях. В пределах осевой части Гиссарского хребта и прилегающих к нему районов в постгеосинклинальный этап возникло слабо выраженное в рельефе поднятие. Уже в начале мезозоя здесь началось разрушение рудовмещающих толщ. В последующем, однако, как показывают наши наблюдения, начиная с юрского времени, Каракульский район был покрыт плащом мел-палеогеновых пород. Рудоносные структуры оказались здесь законсервированными от разрушения. В конце палеогена начале неогена происходило поднятие территории. Палеогеновые, частично меловые и юрские отложения были уничтожены при этом. В некоторых участках был затронут палеозойский цоколь (Таджибеков, 1982 б) и, возможно часть рудных тел, локализованных в нем (Вазиров, Таджибеков, 1983). Осадконакопление возобновляется лишь в среднем миоцене. При этом происходит формирование молассовых образований, которые в некоторых участках впадины защищают рудные тела от эрозии. Вскрытие рудных тел Каракульской впадины происходило лишь в среднечетвертичную эпоху. В Каракульской впадине на протяжении более 20 км ртутно-сульфидная минерализация вскрыта эрозией на абсолютных высотах, равных 3600 м на западе и 2400 м - на востоке (Вазиров, 1972). Разность отметок (без учета верхней границы образования рудопроявле-

ния) составляет 800-1200 м. Эта цифра совпадает с мощностью мезозоя-неогена (800-1000 м) данного района, уничтоженного в некоторых участках эрозией к настоящему времени.

По времени эрозионного среза, установленного путем реконструкции геологического разреза, можно предположить, что красноцветные отложения неогена, которые в настоящее время сохранились в виде фрагмента в наиболее прогнутых участках Каракульской впадины и на водораздельной части Кончочской гряды (в бассейнах рек Паришон и Соминг), имели большее площадное распространение и выполняли неровности поверхности донеогенового рельефа. Аналогичные останцы наблюдаются на площади Чульбои и южнее озера Искандаркуль, на левом борту реки Саридывол. Здесь величина эрозионно-денудационного среза равна мощности неогеновых пород (500-600 м). На участках, где палеозойский фундамент выведен на поверхность, величина среза достигает 700-800 м за четвертичную эпоху. Близкие значения установлены для Каратегинского хребта (Бабаев, 1975; Таджибеков, 1988).

Ртутные проявления локализуются в известняках, кремнистых и терригенных породах силура-девона (Каракульская) и среднего-верхнего карбона (Чульбои, Имаган, Саридывол). На площадях этих рудопоявлений разность высотных отметок превышает 1000 м. Однако вещественный состав руд характеризуется значительной однородностью, что позволяет оценивать общий вертикальный размах ртутного оруденения (рудотложения) величинами порядка 1500-1800 м. Для сурьмяного оруденения, локализованного в породах среднего-верхнего карбона, вертикальный размах рудотложений не превышает 700-800 м, что соответствует мощности рудовмещающих терригенных пород (Кончоч, Скальное). В доломитах и доломитизированных известняках верхнего силура ртутно-сурьмяная минерализация развита слабо, зато в них избирательно локализуется блеклорудная и полисульфидная (As₂S₃) минерализация. На сульфидных проявлениях (As₂S₃) рудные тела встречаются гипсометрически на 250 м ниже ртутных руд (Имаган). Подобная зональность устанавливается в междуречье Сари-

дывол-Пичеб, где ртутно-мышьяковая (реальгар) минерализация по падению сменяется сульфидной. По мере увеличения глубины эрозионного среза, в составе руд появляется более высокотемпературная ассоциация минералов. В этом направлении содержание ртути заметно уменьшается (Кончоч) (Вазиров, 1972).

Вышеприведенный комплекс геологических данных дает основание считать Каракульскую впадину, где имеется чехол мезозой-кайнозоя, перспективным на сурьму и ртуть районам. Структурный ярус, в котором локализованы месторождения и рудопроявления в пределах впадины, сохранился от эрозии.

Месторождения Шинг-Магианского района находились в благоприятных условиях. На всем протяжении мезозойско-третичного времени они были приурочены к зоне опускания и начали разрушаться значительно позднее других месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области. Сурьмяно-ртутные месторождения данного района приурочены к контакту карбонатных и терригенных образований и представлены линзообразными и пластовыми залежами, локализованными в брекчиях.

Оценка эрозионного среза золоторудных месторождений показывает, что наиболее благоприятными оказались рудные зоны, которые располагаются в опущенных блоках. Поднятие началось в некоторых участках после формирования молассовой толщи, то есть в среднечетвертичную эпоху. Эрозионному срезу подвергнут только платформенный и орогенический чехол. О незначительном эрозионном срезе района также свидетельствует выдержанная зональность в некоторых месторождениях Шинг-Магианского района, относящихся к Зеравшано-Гиссарской зоне (Блохина, 1984). Подобная картина наблюдается в магнезиально-скарновых и золото-сульфидных месторождениях Тарорской и Мосрифской групп. Минеральный состав и последовательное их выделение в вертикальном разрезе свидетельствуют о незначительном эрозионном срезе рудоконтролирующего яруса. Величина эрозионного среза даже в пределах одного и того же блока различная. Это является следствием неравномерного поднятия

района. В поднятых блоках сохраняются "корни", а верхняя часть уничтожена денудацией. Особенно малоперспективными являются те участки, где зоны оруденения совпадают с современными поперечными долинами.

Следует отметить, что существует ряд методов определения величины эрозионно-денудационного среза, которые не всегда приводят к сравнимым результатам. Вопросы денудационного среза районов Зеравшанского хребта рассматривались в работах ряда исследователей (Баратов, 1966; Литвиненко, Сальникова, 1986; Винниченко, 1972; Вазиров, Таджибеков, 1986, Таджибеков, 1991). Построения основывались на различных методических приемах, хотя во всех случаях учитывались глубины формирования интрузивов, характер металлогении, возраст складчатости и геолого-геоморфологические данные. При решении рассматриваемого вопроса важное значение приобретает комплексное использование существующих приемов с опорой, главным образом, на геолого-структурные и геолого-геоморфологические исследования.

Определение величины денудационного среза в горных областях имеет важное значение для прогноза перспективных районов в отношении рудоносности. В этой связи выбор Джурыяз-Такобского плато и Курукской впадины (южный склон Гиссарского хребта) в качестве показательного примера не случаен, поскольку здесь имеется наиболее полный разрез мезозоя-неогена, позволяющий с большей степенью детальности реконструировать историю развития района (Таджибеков, Токарев, 1988) и тем самым оценить величину эрозионного среза за неотектонический этап.

Район плато сложен мезозойско-палеогеновым отложениями. Разрез мезозоя начинают красноцветные континентальные осадки нижнего мела (300-350 м) и морские породы верхнего мела (300 м). Палеогеновые отложения (180-200 м) развиты спорадически. Четвертичные накопления представлены делювиально-пролювиальными, гляциальными и гравитационными образованиями.

В структурном отношении район плато является грабен-синклиналию, ограниченной на севере Зеваро-Караташским (в герцинской структуре Ходжаобигармский) разломом. Южная граница плато эрозионная, местами тектонически нарушенная, реже совпадает с линией Иосского нарушения. Грабен-синклиналь осложнена серией разрывов, неравномерные перемещения по которым привели к образованию систем блоков, разнящихся своим гипсометрическим положением. Степень сохранности мезозойско-кайнозойских пород в каждом блоке неодинаковая (рис. 8,9).

Орогенная поверхность выравнивания, коррелятная подошве большжуанской свиты (P3-N1), на площади плато сохранилась в западных районах Южного Гиссара на высоте 3000-3200 м. В других участках она восстанавливается путем реконструкции палеорельефа. Рельеф современных хребтов - водоразделов имеет более молодой, скорее всего, позднеплиоценово-раннеплейстоценовый возраст (Таджибеков, 1984 а).

Проявление на территории Южного Гиссара орогенических движений доказывает наличие грубообломочных отложений ханакинской свиты позднепермско-раннетриасового возраста мощностью 1300 м. Обломочный материал имеет местное происхождение; формирование осадков происходило в локальных грабенах и в мульдах синклинальных складок. Воздымание отдельных районов Южного Гиссара привело к снижению контрастности рельефа с последующим накоплением продуктов разрушения в пониженных участках, унаследованно развивающихся с позднего палеозоя. В бассейне реки Ханака в разрезе сохранилась позднепалеозойская поверхность выравнивания. Определить величину денудационного среза по отложениям ханакинской свиты (P2-T1 ?) трудно, поскольку они имеют фрагментарное распространение. Тем не менее, можно полагать, что в это время происходил интенсивный денудационный срез.

В раннетриасовую эпоху вертикальные движения постепенно ослабевают. Вырабатывается единая поверхность выравнивания, на которой в дальнейшем отлагаются осадки мезозоя и кайнозоя. Почво-

образование происходило в это время при полном отсутствии эрозионных процессов (Коннов, 1967 и др.) Считается, что древний домезозойский пенеплен первично располагался примерно на высоте 200 м над уровнем моря; а относительная высота окружающего рельефа не превышала 10-15 м. В завершающей стадии формирования пенеплена рассматриваемый район испытывает неравномерное поднятие; пониженные участки чередуются с приподнятыми. В понижениях происходит формирование юрских континентальных отложений. Они распространены, как правило, локально. В районе Джурьяз-Такобского плато юрские породы отсутствуют. На палеозойском основании залегают нижнемеловые осадки. В меловом периоде площадь распространения осадков увеличивается по сравнению с юрскими. Незначительное воздымание территории привело к появлению в разрезе грубообломочных конгломератов. На палеозойских магматических породах залегают темно-коричневые конглобрекчии, конгломераты, преимущественно гранитоидного состава. Последние формировались за счет размыва окружающих массивов.

Морская трансгрессия в позднем мелу охватывает обширные территории Южного Гиссара. Море продвигалось со стороны Таджикской депрессии (Джалилов и др., 1971). Трансгрессия продолжается и разрастается в палеогене. По составу осадков (мелководные известняки, мергели, глины, гипсы, алевролиты) видно, что амплитуда вертикальных тектонических движений в палеогене были небольшими, соответственно, и денудационный срез был незначительным.

В позднем олигоцене территория Южного Гиссара охватывается общим поднятием, постепенно море регрессирует и в конце олигоцена область превращается в сушу. Вертикальные движения в конце олигоцена-раннего миоцена привели к расчленению территории на отдельные блоки, на систему впадин и разделяющих их поднятий. Впадины в дальнейшем служили районами аккумуляции, а высокоподнятые участки - поставщиками обломочного материала. Неогеновые осадки в характеризуемом районе отсутствуют. Тем не менее присутствие континентальных осадков верхнего олигоцена-плиоцена в

прошлом не вызывает сомнений по следующим причинам: 1. Присутствие пород этого возраста в более западных районах Южного Гиссара, на продолжении полосы мезозоя-кайнозоя, вдоль трассы Зеваро-Караташского разлома. 2. Наличие аналогичных образований в приводороздельной части Гиссарского хребта в бассейнах рек Зидды, Каракуль, Фан-Ягноб и других районах Гиссаро-Алая. Неогеновые осадки во всех районах области в своем распространении пространственно связаны с осадками мезозоя-палеогена. Несогласие между ними отсутствует.

Как было отмечено выше, в результате дифференцированных вертикальных движений района происходило неравномерное поднятие отдельных блоков по разломам. Снос материала осуществлялся с прилегающих участков, вовлеченных в поднятие с раннего неогена. В составе обломков неогеновой толщи более западных районов Южного Гиссара в Курукской впадине присутствуют породы мезозоя-палеогена. Можно считать, таким образом, что уже в момент формирования средней пачки неогена указанного района эрозионно-денудационный срез достигал величины 500-600 м, что соответствует мощности верхнего мела и палеогена, ранее покрывавших обрамление впадины. Во время формирования верхней пачки неогенового разреза Курукской впадины величина денудационного среза, естественно, возрастает. Срезание разреза мезозоя-палеогена происходило в течение времени вплоть до плиоцена. В верхах неогеновой толщи появляются обломки гранитов и метасоматитов, по-всей вероятности, позднекаменноугольно-пермского возрастов (устное сообщение А. К. Мельниченко). Видимо, герцинские магматиты к этому времени были уже вскрыты на значительную глубину. В центральной части Курукской впадины происходило формирование молассовых образований плиоцена. Аналогичная картина имела место и в более восточных районах в пределах Дужрьяз-Такобского плато. Срез во впадинах начинается лишь после формирования молассовых образований неогена.

Резко возрастает воздымание района в четвертичную эпоху. В это время происходит дальнейшее обособление морфоструктур южного склона Гиссарского хребта. Величина денудационного и эрозионного среза в пределах Джурьяз-Такобского плато зависит от скорости и амплитуды поднятия блоков. Учитывая мощности мезозойско-неогеновых пород, в пределах указанного района средняя величина эрозионно-денудационного среза достигает 1500-2000 м (рис. 8,9). Определение величины среза производилось на основании реконструкции мощности уничтоженного чехла мезозоя-кайнозоя, ранее покрывавшего территории этого района. На участках современных долин эта величина возрастает за счет огромных эрозионных врезов.

По приведенным данным видно, что территория Южного Гиссара подвергалась интенсивному денудационному срезу дважды: в конце палеозоя после завершения геосинклинальных процессов и в новейший этап горообразования. Величина эрозионно-денудационного среза за плиоцен-четвертичную эпоху составляет от 500 м до 1500-2000 м. В течение мезозоя-палеогена величина среза была незначительной. Эти данные следует учитывать при проведении поисков и разведки различных видов минерального сырья.

Таким образом, перспективными на различные рудные компоненты могут быть унаследованные отрицательные структуры, которые были вовлечены в поднятие позднее окружающих блоков (Вазиров и др., 2003). В поднятых блоках могли сохраниться лишь глубинные месторождения.

Приведенные выше материалы позволяют наметить важнейшие особенности строения и развития внутригорных впадин Гиссаро-Алая и выявить их влияние на сейсмический режим региона и оценить величины эрозионно-денудационного среза территории.

1. Величина поднятия за неоген-четвертичное время в разных районах Гиссаро-Алая неодинаковая - от 1900 м до 5000 м. Примерно 80-85% общей амплитуды тектонических поднятий приходится на долю среднечетвертичной эпохи. Амплитуда вертикальных перемещений по Каракульско-Питакульскому разлому за новейший этап со-

ставляет 1, 8-2 км. Аналогичные величины характерны для Зеравшанского, Магиан-Горифского, Сорско-Ягнобского дизъюнктивов. В среднечетвертичное время образовались высокие горы, морфологическое выражение которых было близким к современному рельефу. Для этого времени характерны крупноамплитудные вертикальные восходящие движения. В среднечетвертичную эпоху темпы поднятий в Зеравшанской, Магианской впадинах были меньшими по сравнению с другими впадинами.

2. Степень эрозионно-денудационного среза в разных впадинах имеет различную величину и не превышает 1000-1500м за посленеогеновое время. В областях поднятий эта величина значительно большая. Наиболее перспективными на рудные компоненты являются районы, находящиеся под покровом мезозойско-кайнозойских пород (Фан-Ягнобская, Каракульская, Зиддинская, Тавасангская, Магианская, Зеравшанская и др. впадины). В пределах перечисленных впадин в меньшей степени срезу подверглись участки, вовлеченные в поднятие в ранне-среднечетвертичную эпоху: в Фан-Ягнобской впадине - Раватский, Пшодивский и крайний южный участок Ремонокского блока, в Каракульской - Кончочский блок, Центральный и Южный участки Магианской впадины и ряд блоков южного склона Гиссарского хребта. Территория Гиссаро-Алая подвергалась интенсивному денудационному срезу дважды: в конце палеозоя - после завершения геосинклинальных процессов и в новейший этап горообразования. Величина эрозионно-денудационного среза за плиоцен-четвертичную эпоху составляет от 500м до 1500-2000 м. В течение мезозоя-палеогена величина среза была незначительной.

3. Наряду с общностью развития внутригорные впадины характеризуются некоторыми индивидуальными особенностями, что позволило выделить среди них два типа. Двусторонние впадины характеризуются сокращенными мощностями неогеновых и четвертичных образований, а односторонние - полнотой разреза и значительной мощностью осадков этого возраста. Отсутствие плиоцен-раннеплейстоценовых пород в двусторонних грабен-синклиналях,

свидетельствуют о более резком поднятии этих районов по сравнению с односторонними впадинами в позднеплиоценово-раннеплейстоценовую эпоху. Накопление неогеновых осадков происходило на одном и том же гипсометрическом уровне. Наиболее высокоподнятыми являются двусторонние впадины. Обособление двусторонних впадин произошло в раннечетвертичную эпоху.

Вышеприведенные материалы могут быть использованы при составлении карты сейсмического районирования, а также при оценке глубины эрозионного среза отдельных рудных полей и месторождений в пределах Гиссаро-Алайской горной области. Кроме того, восстановление направления палеорек дает возможность вести целенаправленные поисковые работы на древние россыпи. Неогеновые молассы и образования четвертичного возраста могут быть «конденсатором» таких россыпей.

Глава 4. ГЕОЛОГИЯ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЯХСУЙСКОЙ ВПАДИНЫ В НЕОГЕН - ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Душанбинский прогиб (впадина) находится на стыке двух областей с разным характером неотектонического развития: Южного Тянь-Шаня на севере и Таджикской депрессией на юге. Она пространственно занимает бассейны рек Харангон на востоке и Каратаг на западе. Характеризуемая структура по своему морфологическому облику, плану, особенностям распространения неоген-четвертичных отложений ближе всего находится к структурам Таджикской депрессии. Северная граница структуры совпадает с зоной сложных дизъюнктивных и пликативных дислокаций южного склона Гиссарского хребта, а южный с Илякским разломом.

Вопросам тектоники, неотектоники, геоморфологии, геологии района посвящены многочисленные исследования. Однако некоторые вопросы общегеологического характера до настоящего времени не нашли своего решения. В частности, слабо освещены вопросы тектонического режима и истории его развития в неоген-четвертичную эпоху.

История новейшего тектонического развития Душанбинского прогиба тесно связана с формированием структур Таджикской депрессии. После завершения в позднем палеозое геосинклинального этапа характеризуемый район вступает в новую стадию постгеосинклинального орогенного развития. После непродолжительного орогенного этапа наступает в исследуемой территории более спокойный субплатформенный (тергальный) режим. Он начался в триасе и продолжался до позднего олигоцена. Этот вопрос детально освещен в многочисленных работах.

В позднем олигоцене на территории всей Средней Азии и

прилегающих территорий устанавливается континентальный режим. Начинается (постплатформенный) новый орогенный этап в развитии геологии района. В раннем миоцене высота палеорельефа была незначительная, и район представлял слабовсхолмленную равнину. Отложения представлены продуктами древних конусов выноса, реже наблюдаются аллювиальные отложения. Режим устойчивого прогибания указанной структуры с одной и интенсивное поднятие Южного Тянь-Шаня с другой стороны, сохранился до конца плиоцена. За неогеновое время в пределах северо-восточной части Сурханской депрессии образовалась толща конгломератов мощностью 3500 м, состоящая в основном из продуктов разрушения палеозойских и мезозойских пород Южного Тянь-Шаня.

Конседиментационное прогибание района в раннем квартере сменяется режимом поднятия и частичного сжатия. При этом пограничные участки, примыкающие к отрогам Южного Тянь-Шаня, вовлекаются в поднятие. Дифференцированные тектонические движения вдоль зоны разломов, проходящих по Южному склону Гиссарского хребта, приводят в некоторых пунктах к сжатию и надвиганию Южного Тянь-Шанского массива на северо-восточные части депрессии. С этими процессами, видимо, связана деформация неогеновых толщ. Судя по азимуту падения ($220-270^\circ$), основное усилие, с которым связаны деформации неогеновых пород, было направлено с северо-запада на юго-восток. Деформация кайнозойских пород западного и восточного обрамления прогиба, вероятно, связана с осложнением Сурханского синклиория.

Поднятие изучаемой территории в начале четвертичного периода приводит к заложению речной сети. Нижнечетвертичные грубообломочные конгломераты на территории района залегают полого на дислоцированных неогеновых толщах с размывом и резким угловым несогласием. Это свидетельствует о том, что в начале плейстоцена поднятие изучаемой структуры замедлилось, а возможно, сменилось кратковременным опусканием. При этом энергия рельефа смежного горного сооружения Южного Тянь-Шаня (ос-

новная область сноса) была значительной.

Существенное влияние на формирование современной структуры изучаемой территории оказало Каратагское поднятие. Проведенный геолого-геоморфологический анализ Душанбинской аккумулятивной террасы, относящийся к первой половине позднеплейстоценового времени, показал её отчетливую деформацию и погружение этой поверхности на восток от осевой линии поднятия. Эта деформация связана с новейшим тектоническим поднятием Дарвозакамского выступа и составляет 120 м за позднеплейстоценоголоценовое время.

Одновременно с указанными выше тектоническими процессами восточнее г. Душанбе вдоль южных склонов Гиссаро-Алая происходит формирование Душанбинской впадины. Это прогибание постепенно захватывает все более западные районы. В результате в среднеплейстоценовое время произошло наложение субширотной расположенной Предгиссарской впадины на структуры Сурханского синклиория, Таджикской депрессии, вытянутой субмеридионально.

К среднему плейстоцену новейшая сложнодислоцированная структура Душанбинской впадины оказалось отрезанной от Сурханской депрессии. Поэтому изучаемый район рассматривается не как четковидное расширение Предгиссарской впадины, а как северо-восточная часть Сурханского синклиория Таджикской депрессии.

В целом, новейшее тектоническое развитие Душанбинского прогиба носит ярко выраженный инверсионный характер. Начальные стадии его развития соответствуют устойчивому конседиментационному прогибанию. В конце плиоцена - начале плейстоцена произошла инверсия. Четвертичные тектонические движения носят отчетливый колебательный характер с положительной составляющей. В голоценовую эпоху происходили коренные перестройки гидросети, совпадающие с планом развития дочетвертичного времени.

Современная долина реки Кафирниган южнее Гиссарской крепости меняет свое направление: от субширотного переходит в меридиональное. Располагаясь между хребтами Бабатаг на западе и Каршитау на востоке, она заложена в мульде синклинальной структуры, т.е. структурно обусловлена. Западное крыло синклинали перекрыто Бабатагским надвигом. Восточное крыло синклинали переходит в смежное крыло Каршитауской антиклинали. Здесь неогеновые породы падают круто ($80-85^{\circ}$) в западном направлении, иногда они имеют опрокинутое залегание. Мульда синклинальной складки выполнена отложениями неоген-четвертичного возраста и ограничена с востока и запада разрывными нарушениями. На поверхности наблюдается лишь одно крыло антиклинальных складок, возможно, другое крыло находится под надвигами.

В результате воздымания структур Бабатага и Каршитау в среднечетвертичную эпоху, часто происходило смещение громадного объема коренных (мел-палеогеновых) пород- «пластин» в долину и их захоронение под покровом четвертичных отложений. Причем эти явления неоднократно повторялись, поэтому при бурении наблюдается чередование мезозойско-неогеновых «пластин» по вертикали. Не исключена также вероятность надвигания пород по ограничивающим разломам на более опущенные участки впадины.

Вышеприведенные материалы могут быть учтены при поисках месторождения нефти и газа в пределах Душанбинской впадины и Предгиссарского прогиба.

Ходжаобигармский разлом развивался унаследованно с герцинского этапа. В рельефе в большинстве случаев он выражен в виде крутой ступени. Северное крыло разлома сложено в основном палеозойскими образованиями, и является границей между северо-варзобским и южно-варзобским гранитоидными комплексами. Мезо-кайнозойские породы слагают южное крыло дизъюнктива и залегают с резким угловым несогласием на герцинском основании. Разлом четко выражен в следующих пунктах: Каратегинском

хребте по геоморфологическим данным, амплитуда смещения по Ходжаобигармскому разлому за четвертичный этап составляет 600 м.

Джурьяз–Такобское плато сложено мезозойско-кайнозойскими (700–800 м) отложениями, прослеживающимся в виде непрерывной полосы вдоль трассы Ходжаобигармского разлома. Дизъюнктив на правом борту р. Кафирниган (плато Джурьяз) представлен двумя линиями. Северная ветвь активизировалась в четвертичное время. Её северное крыло приподнято относительно южного на 500–800 м. На Джурьяз–Такобском и Ходжаобигармском плато разлом представлен одной линией и имеет характер взброса с углами падения сместителя 60-70° к северу. Амплитуда вертикального смещения меняется по простиранию. К южной ветви данного нарушения приурочен термальный источник Явроз (долина р. Кафирниган).

На западе мезозойско–кайнозойские отложения вдоль трассы Ходжаобигармского разлома распространены фрагментарно и сохранились на плато Ходжаобигарм и в Курукской впадине.

Красноцветные континентальные и прибрежно-морские осадки мела на плато Ходжаобигарм сохранились маломощным чехлом вдоль южного крыла одноименного разлома. Поверхность на которую ложатся меловые породы, наклонена на левом борту р. Пугус к северо-востоку под углами 45-50°. Джурьязский разлом южная ветвь Ходжаобигармского нарушения пересекающий мезозойскую толщу с юго-запада на севере – восток, разделяет структуру на два блока: один из них соответствует району Ходжаобигармского плато, другой, более западный Курукской впадине. В новейшей структуре Ходжаобигармского плато выделяются Османталинский и Джурьязский блоки.

Османталинский блок на всем протяжении новейшего этапа испытывал устойчивое поднятие и отделяется с юга Ходжаобигармским нарушением. Максимальная амплитуда поднятия блока за плиоцен – четвертное время составляет более 4000 м. Джурьязский

блок находится на южном крыле Ходжаобигармского нарушения и на участке поселка горнолыжников (район курорта Ходжаобигарм) представляет двусторонним рампом, зажатым между двумя палеозойскими блоками. Для этой структуры характерна пологая ундуляция ее шарнира, с юго - запада она срезается Джурьязским разломом. Вдоль Ходжаобигармского дизъюнктива в опущенном крыле развиты лессовидные суглинки мощностью до 5- 6м. На правом борту р. Варзоб, напротив кишлак Гушары, сохранились делювиально-пролювиальные отложения средне-позднечетвертичного возраста, залегающие конформно на подстилающих гранитоидах палеозоя

В результате неравномерного поднятия Джурьязского блока в плиоцен-четвертичное время в его пределах происходило обособление неоструктур, разнящихся гипсометрическим положением, с образованием грабена и горста.

Для выявления термоминеральных источников вдоль линии Ходжаобигармского разлома, необходимо вести детальные геолого-геоморфологические, неотектонические и гидрогеологические исследования с применением буровых работ.

В Гиссарском хребте известны многочисленные нарзанные источники: Ходжа-Сангхок, Каратобон в Зиддинской впадине, Анзоб в северной приводораздельной его части. Здесь же имеется сероводородный источник Дараишур, а также многочисленные источники, локализованные вдоль Анзобского разлома.

Исследование травертиновых образований в окрестности нарзанного источника Ходжа-Сангхок проводилось с целью выявления и оценки амплитуд современных тектонических движений. Травертины-следы древних источников развиты в окрестности нарзанного источника и располагаются на разных гипсометрических уровнях. По их фрагментам в рельефе можно судить о амплитудах современных тектонических движений района. Эта проблема решается путем определения высотного положения травертинов в рельефе, возникающих в районах распространения нарзанных, и в том числе

холодных источников.

Нарзанный источник Ходжа-Сангхок располагается на правом борту одноименного сая и находится от тальвега основной долины на высоте 200-250 м. В настоящее время выходы нарзанных источников отмечаются в двух местах. Самая верхняя сильногазирована, вода самоизливается. Нарзанный источник выходит из под известковистых туфов образовав достаточно широкое поле. Длина травертинов доходит до 45-50 м, иногда достигают до 200 и более метров. В нижней части склона развиты туфы, возникшие за счет осаждения вод нарзанового источника. Ширина выходов 15-18 м, мощность до 3-4 м. На участке современного выхода источника, травертины в рельефе образуют выпуклую форму. К юго-западу в 40-50 м ниже по склону от основного нарзанного источника отмечается выход еще одного источника. Он слабо газирован, вблизи него отмечаются осаждение известковистых туфов и следы ожелезнения.

В рельефе травертиновые тела имеют форму купола. Длина куполов в среднем составляет 10 м, при ширине 8-10 м. Западный выход травертиновых образований гипсометрически находится выше основного источника. Расстояние между ними около 40-50 м. Судя по мощности осадков источник просуществовал непродолжительное время. Видимо, это связано с характером дифференцированных тектонических движений проведение к понижению базиса эрозии. Выходы холодных в том числе, и нарзанных источников строго приспособлялись к базису эрозии.

Второй потухший источник находится в 20 м к юго-востоку от основного. Следует сказать, что основной, ныне действующий, источник приурочен к наиболее пониженной части сая Сангхок, а более древние располагаются по его бортам. Самым длительным по времени их формирования является ныне действующий нарзанный источник. Он находится от выхода второго источника на расстоянии 10 м и занимает в рельефе более выраженную форму. Судя по выходам травертинов, источник просуществовал длительное время.

Аналогичные по составу породы также отмечаются выше по склону от нарзанного источника Ходжа-Сангхок. Они прислонены к склону, представлены брекчиями осыпей с карбонатным цементом и обнажаются по правому борту сая Сангхок накрывая склон в виде плаща мощностью 2-3 м. Накопление указанных пород происходило приблизительно на уровне базиса эрозии.

Вскрытие нарзанных источников связано с гравитационными явлениями вдоль Анзобского взброса. Сползание происходило в результате быстрого роста Гиссарского хребта вдоль Анзобского дизъюнктива. С другой стороны, вскрытие нарзанного источника Ходжа Сангхок возможно связано также с экзогенными процессами. Он обусловлен деятельностью ледника, спускавшийся от перевала Лайлякуль. В результате выпахивания телом ледника образовался глубокий врез. Мезозойско-кайнозойские отложения по гравитации перемешались вниз и образовали подпрудное озеро. Об этом в настоящее время свидетельствуют развитые около источника Ходжа-Сангхок следы озерных тонкоплитчатых глин.

Таким образом, амплитуда вертикальных тектонических движений за позднечетвертичную эпоху, судя по миграции травертинов достигает 250-300, иногда до 500 м .

Глава 5. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПОЧВЕННОГО СЛОЯ НА ТЕРРИТОРИИ ТАДЖИКИСТАНА И ЕГО ИЗМЕНЕНИЕ ПРИ ГОРНОПРОМЫШЛЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Влияние горнопромышленной деятельности и других процессов на структуру, состав и общее состояние почвенного слоя территории Таджикистана, несмотря на их практическую важность изучено сравнительно слабо. Наиболее часто обсуждаемые проблемы касаются обычно засоления, эрозии почв и солончакообразования. Вопросы эрозии почв страны и методология борьбы с ней в частности, всесторонне исследованы М. Р. Якутиловым, А. М. Буркиным, Х. М. Ахмадовым и другими. Между тем проблема техногенного нарушения почв очень актуальна и со временем она только обостряется.

Нарушенными считаются земли, на которых в процессе их промышленного использования уничтожается растительность и почвенный слой, создается новый рельеф, изменяется гидрологический режим и происходят различные качественные изменения - загрязнение, засоление и т. д.. Обычно нарушенные земли теряют свою сельскохозяйственную ценность.

Среди техногенных нарушений особое место занимает горнопромышленное нарушение. К нарушенным землям при горнопромышленной деятельности относятся выемки карьеров и шахт, шламонакопители и хвостохранилища обогатительных фабрик, участки, нарушенные в ходе горного и геологоразведочного строительства и др.

Наибольшие размеры нарушения земель происходят при извлечении из недр твердых полезных ископаемых. Особенно их объем велик при открытом способе добычи, который преобладает в горной промышленности республики. Из всего объема вынудой из

недр горной массы перерабатывается не более 3-5%, остальное уходит в отвалы, отходы. По республике этот показатель по нашим расчетам не превышает даже 3%.

Огромные массы вынимаемых из недр пород занимают большие территории, которые в последующем будут практически лишены почвенного слоя (таблица). Эти территории погребены под горнотехническими сооружениями, отвалами, терриконами, хвостами и рудохранилищами. Только в ареале Анзобского ГОКа таким образом заняты (выведены из оборота) 29 га земли, а в районе Шурабского шахтоуправления-94 га, Балджуанского нефтепромысла- 116 га. На отчужденных территориях, естественно, прекращается процесс почвообразования. Кроме того, искусственные (техногенные) новообразования, формируя новый вид ландшафта в свою очередь, становятся источником вторичного заражения (нарушения). Поскольку жидкие составляющие, и особенно газы, содержащиеся в перемещенных массах, очень долго (по М. А. Михайлову - до 120 лет), высвобождаются, то они столь же протяженно вызывают заражение почвы и воздуха.

Усредненный объем вынимаемых (и перемещаемых) масс при различных видах горнопромышленных работ (за один год)

пп	Вид горнопромышленной работы	Объем, тыс. куб. м
1.	Проходка разведочной штольни средней длины	5, 5
2.	Вскрышные работы на карьере	12, 0
3.	Проложение геолого-поисковых и разведочных канав	7, 0
4.	Проходка эксплуатационной горной выработки	15, 0

Нарушенные земли особенно широко развиты в Ходжентском, Аштском, Исфаринском, Канибадамском, Айнинском и Пенджикентском районах Согдийской области. Тенденция роста площади нарушенных земель будет наблюдаться в будущем на Северном Таджикистане и Хатлонской области.

Характер эолово-пылевого нарушения почв зависит главным образом от преобладающего направления ветра, удаленности от источника загрязнения, особенностей рельефа и других природных условий.

На территории Алтынтопканского рудника содержание меди на удалении 1, 6 км превышает ПДК в 5, 5 раз. Превышение ПДК в 1,8 - 2,3 раза концентраций свинца, меди, цинка, меди по направлению розы ветров распространяется на расстояние до 20 км. Эолово-пылевые выбросы по сравнению с другими источниками загрязнения имеют резко ограниченную глубину влияния. Глубина их непосредственного проникновения обычно не превышает 5 см. Поэтому эолово-пылевое нарушение не вызывает изменение морфологии почв, однако влияние его на плодородие и биологической активности почв очевидно.

Специализированные работы по комплексному физико-химическому изучению пыли на карьерах и около ГОК в стране в силу их высокой технологичности не проводились. Однако литературные данные по этой проблеме убеждают, что масштабы пылевого заражения почвы значимы.

Территория Таджикистана чутко реагирует на техногенное вмешательство человека, особенно на горнопромышленную деятельность. Последняя особенно ощутимо влияет на почвенный слой, вызывая его нарушение в различной форме.

Проблемы охраны и улучшения окружающей среды, в особенности, почвенного слоя, относятся к приоритетным проблемам века, поскольку они жизненно важны для всего человечества.

Почва-неотъемлемый компонент геологической среды считается одним из важнейшим и ценнейшим природным богатством, с которым связаны растительный и животный мир, биосфера в це-

лом. Почва в геологическом отношении - это рыхлый поверхностный слой континентов, возникший под воздействием растений, животных и микроорганизмов.

Первые сведения о почвенном покрове Таджикистана приводятся в работах Н.А.Северцова, А.Ф.Миддендорфа, Н.С.Неуструева и других русских ученых, проводивших исследование в конце XIX-начале XX веков. В них имеются обзорные, правда, разрозненные и поверхностные данные о почвах Таджикистана. Исследование почв Таджикистана на серьезной научной основе было начато в середине 20-х годов экспедицией Академии наук СССР, особенно широко - группой ученых Среднеазиатского государственного университета (САГУ) и комплексной Таджикско-Памирской экспедицией. Научно-исследовательский институт почвоведения и геоботаники при САГУ под научным руководством профессора Н.А.Димо занимался непосредственным исследованием почвенного покрова Таджикистана.

С организацией Вахшской почвенно-мелиоративной станции таджикской базы АН СССР (научный руководитель профессор И.Н.Антипов-Каратаев) начался новый этап в почвоведении страны. За короткий срок была составлена почвенная карта одного из плодородных регионов - Вахшской долины, установлены режимы ее осушения и рассоления. В дальнейшем работы Ю.Акрамова, И.С.Алиева, И.Н.Антипова-Каратаева, Х.А.Ахмадова, Э.Н.Благовещенского, Ф.Н.Бончковского, С.И.Васильчиковой, М.С.Гилярова, М.А.Глазовской, О.А.Грабовской, Г.И.Доленко, В.А.Запрыгаевой, В.Н.Иванова, Н.Н.Иловойской, И.А.Канна, П.А.Керзума, С.Т.Кудашева, В.Я.Кутеминского, Р.С.Леонтьевой, И.М.Липкинда, С.П.Ломова, А.Н.Максумова, С.С.Неуструева, В.В.Никитина, А.В.Николаева, В.А.Панкова, А.В.Прохорова, А.Н.Розанова, А.А.Садриддинова, С.Р.Сангинова, К.И.Симавского, И.Н.Степанова, В.Н.Таганцева, У.Таджиева, Г.Турдыева, М.Р.Якутиловой и многочисленных других исследователей служили заложению основ и дальнейшему развитию учения о почвах Таджикистана.

Одним из крупных успехов почвоведения страны было составление схемы почвенно-географического районирования Таджикистана (В.А.Панков, С.С.Неуструев, А.Н.Розанов, В.Я.Кутеминский и Р.С.Леонтьева и др.).

В.Я.Кутеминский и Р.С.Леонтьева считают, что в ранней схеме почвенно-географического районирования Таджикистана, нарушены биоклиматический и литолого-геоморфологический принципы, разделение территории Таджикистана произведено без учета многообразия природных условий высотных поясов. В Таджикистане ранее были выделены три горные почвенные провинции (Бадахшано-Гиссарская, охватывающая весь Центральный Таджикистан и Западный Памир, Западно-Тяньшаньская (Кураминский хребет) и Восточно-Памирская, входящая в высокогорную пустынную биоклиматическую область), и две почвенные провинции равнинных территорий (Пригиссарская, занимающая юго-западную часть Таджикистана, и Западно-Притяньшаньская, включающая таджикскую часть предгорно-высокогорного Присырдарьинского района.

При почвенно-географическом районировании Таджикистана необходимо строго соблюдать биоклиматический и литолого-геоморфологический принципы районирования, а также вертикальную поясность, обусловленной, в первую очередь, термическим режимом, изменяющимся в зависимости от гипсометрических уровней, и во вторую - режимом увлажнения, зависящим более всего от орографии.

Высотные биоклиматические зоны объединяются в субтропическую умеренно теплую пустынно-степную биоклиматическую область, охватывающую юго-восточную, существенно горную часть Средней Азии. Предгорно-низкогорная субтропическая пустынно-степная зона распространена в виде трех отдельных массивов в юго-западной и северной частях республики. К северной относится и Зеравшанский массив. Зона подразделяется на две биоклиматические подзоны: 1) Юго-Западно-Таджикистанскую и 2) Северо-Таджикистанскую.

В основу разделения положен главным образом режим увлажнения. В обеих подзонах распространены сероземные почвы (светлые, типичные и темные сероземы), однако в Северо-Таджикистанской подзоне вследствие большой сухости значительное участие в почвенном покрове принимают серо-бурые пустынные почвы.

По М.Р.Якутилову и И.Джаббарову в распространении почвенного покрова в Таджикистане наблюдается вертикальная поясность. Они выделяют следующие почвенные пояса:

1. Равнинно-низкогорный. 2. Среднегорный. 3. Высокогорный. 4. Нивальный. Каждому поясу соответствуют определенные типы почв. Ниже приводим краткую характеристику почв Нивальные почвы из-за их незначительного хозяйственного значения не описываются.

В Таджикистане за последние 60 лет в связи с резким и интенсивным развитием горнопромышленной и геологоразведочной деятельности внесены определенные изменения в природные ландшафты. Открытые и подземные горные работы геологоразведочного и горнопромышленного характера на территориях их организации могут существенно изменить ландшафт местности. Вся территория страны практически полностью охвачена съемочными и поисково-разведочными изысканиями, в процессе которых проведены большие объемы вскрышных, взрывных работ, перемещены огромные объемы горных масс как с поверхности так и из глубин земли.

Основными факторами преобразования природного ландшафта в горнопромышленный являются:

- а). сдвигание земель над областью подземной проходки;
- б). постепенное перемещение границы открытых горных выработок в результате техногенного и естественного развития склонов;
- в) складирование отвалов, хвостов и т.п.; г) выброс твердых, жидких и газопылевых отходов;
- д) дорожно-транспортная сеть, обеспечивающая функционирования горнопромышленную деятельность;
- е) подготовительные работы на промплощадке и др.

В связи с вышеизложенным следует при горнопромышленной деятельности особое внимание обращать на проблему сохранения почвенного слоя.

В настоящее время человечеством используется более половины территории суши, из которой около 5% занято населенными пунктами, дорогами и другими инженерными сооружениями, 13% - пашнями, садами и разными зелеными насаждениями, 25% - пастбищами и лугами, 5%-искусственными лесонасаждениями, свыше 50% -лесами и неиспользуемыми землями. Влияние различных процессов на структуру, состав и общее состояние почвенного покрова территории Таджикистана несмотря на их чрезвычайную важность изучено сравнительно слабо. Исследования по этому направлению немногочисленны. Наиболее часто обсуждаемые проблемы касаются обычно засоления, эрозии почв и солончакообразования.

Почвенный покров очень чувствителен практически к любому внешнему воздействию как естественного, так и искусственного (антропогенного) характера. Одним из факторов изменения почвенного покрова Таджикистана является горнопромышленная деятельность.

В связи с добычей полезных ископаемых в земной коре происходят значительные изменения физических полей, нарушение естественного геологического равновесия; природные ландшафты преобразуются в горнопромышленные ландшафты.

Последствием горнопромышленной деятельности многие виды полезных ископаемых исчезают безвозвратно, рассеиваясь на земной поверхности. Например, уголь, один из самых широко и в огромных масштабах добываемых полезных ископаемых, исчезает в атмосфере, обогащая ее различными газами и аэрозолем. Железо также рассеивается по земле. Каждый год около 10% добываемого железа "исчезает" при обычном его окислении (За всю историю человечества выплавлено несколько десятков т. железа. А общее его количество ныне не превышает 6 млрд т. "Естественная" потеря составляет таким образом миллиарды тонн).

В процессе разработки месторождений изменяется не только строение, физический и химический состав, но и также состояние почвы и направленность почвообразовательного процесса. Изме-

ние почвенного покрова при этом может происходить одним из перечисленных путей или их комбинациями: а) прекращение почвообразовательного процесса; б) образование новых почв; в) преобразование существующих почв.

Приостановление процесса образования почв происходит на территориях, погребенных под зданиями, рудниками, фабриками, участками постоянной дислокации оборудования и т.п.

Преобразование почв может иметь разные механизмы. В результате давления техногенных построек увеличивается нагрузка на почвенный слой, что приводит к уменьшению пористости на 15-20%, увеличению объемной массы на 8-12%, снижению проницаемости почвы для влаги и воздуха и в конечном итоге к отмиранию растительности.

В связи с изменением естественного хода почвообразовательного процесса происходит постепенный переход подзолистых почв в дерново-подзолистые, дерново-луговые, болотные и др. Ф.В.Котлов (1963) выделяет особый вид почв -горноотвальных, образующихся в районах горных выработок в связи с рекультивацией земель.

Почва весьма чувствительна к разным изменениям состава атмосферы и гидросферы. Загрязнение воздуха вызывает увеличение содержания ряда микроэлементов в почве.

В результате горнопромышленной деятельности появляются различные отходы, которые на наш взгляд могут иметь свою сферу рационального применения, утилизации

Влияние горнопромышленной деятельности на окружающую среду, особенно, почвенного покрова весьма ощутимо. Например, в Ямало-Ненецком АО России за годы нефтегазового освоения выведено из оборота почти 6 млн гектаров оленьих пастбищ, 28 рек потеряли свое промысловое значение. Свыше 30% рек и озер Обского бассейна непригодны для питья. Добыча угля и урана в районах резервации индейцев США привело в непригодность 16 000 акров земли, развитию онкологических заболеваний. В 70-х годах индейцы США начали протестовать против загрязнения почв, среды. В почвах Томской области установлены повышенные содержания Li, Cr, Sc, Be, Mo, U (в зоне влияния-розы ветров промпредприятий) и Pb, Zn, Cr, Ni, V, Sr (вне этой зоны). Установлена прямая связь между

степенью эколого-геохимическим неблагополучием и ростом заболеваний в области.

По данным Госгортехнадзора страны под горным отводом в республике заняты свыше 7100 га земли .

По В.В.Ржевскому (1988) из всего объема вынудой из недр горной массы только 1-5% является полезным продуктом,- остальное уходит в отвалы.

Воздействие человека на земную кору через строительство различных инженерных сооружений может быть весьма значительным. В 1975 г. инженерные сооружения занимали 5% поверхности суши Земли, а к 2000 г. - эта цифра превысит 15%. При этом надо учитывать, что они не могут быть равномерно распределены по суше Земли. Например, в бывшем СССР свыше 8% падает на тундровую зону, около 10% - это сильно заболоченные пространства, почти 5% относится к высокогорным районам, более 3% приходится на площади, занятые подвижными песками, т.е. более 2% бывшего Советского Союза представляют собой территории, неудобные для возведения на них инженерных сооружений. Можно предположить, что в связи с этим нагрузка на поверхность другой части страны, у которой отсутствуют эти недостатки, будет еще большей.

При антропогенном воздействии изменяются твердая, жидкая, газообразная и живая компоненты, природные геологические процессы, возникают антропогенные геологические процессы. В результате геологическая среда по своему компонентному составу, особенностям горных пород и протекающим в них геологическим процессам в той или иной степени отличается от остальной литосферы.

Почвенный покров очень чувствителен практически к любому внешнему воздействию как естественного, так и искусственного (антропогенного) характера.

Глава 6. НАБЛЮДЕНИЕ ЗА УСТОЙЧИВОСТЬЮ БОРТОВ КАРЬЕРОВ СТРОЙМАТЕРИАЛОВ

При открытой разработке горные работы разделяются на вскрышные (выемка, перемещение и размещение вскрышных горных пород) и добычные (выемка, перемещение и складирование или разгрузка полезного ископаемого).

К преимуществам открытой разработки по сравнению с подземным способом разработки относятся:

- возможность обеспечения более высокого уровня комплексной механизации и автоматизации горных работ;
- более высокая (в 3- 5 раз) производительность труда;
- меньшая стоимость продукции;
- более безопасные и гигиеничные условия труда;
- более полное извлечение полезного ископаемого;
- меньшие капитальные удельные затраты.

Недостатками его являются:

- зависимость от климатических условий;
- необходимость отчуждения значительных площадей земель;
- нарушение водного баланса недр.

Карьерное поле является объемной геометрической фигурой, характеризующейся размерами в плане и глубиной; оно входит в состав земельного отвода карьера, в пределах которого размещаются также удаленные из карьера вскрышные породы, промышленная площадка и другие производственные сооружения.

Уступ - это отдельно разрабатываемая часть слоя горных пород, имеющая форму ступени. Различают рабочие и нерабочие уступы. На рабочих уступах производится выемка вскрышных пород или полезного ископаемого. Если на площадке располагается

оборудование, необходимое для разработки уступа, она называется рабочей площадкой.

Горизонтальные или наклонные поверхности уступа, ограничивающие его по высоте, называют нижней и верхней площадками, а наклонную поверхность, ограничивающую уступ со стороны выработанного пространства, - откосом уступа. Углом откоса уступа называется угол, образованный поверхностью откоса уступа и горизонтальной плоскостью, а линии пересечения откоса с верхней и нижней площадками - соответственно верхней и нижней бровками.

Борт, представленный рабочими уступами, называют рабочим бортом карьера. Линия, ограничивающая карьер на уровне земной поверхности, является верхним контуром карьера, а линия, ограничивающая дно (подошву) карьера, его нижним контуром. При производстве горных работ положение рабочего борта, верхнего и нижнего контуров карьера меняется в пространстве. Постепенно отдельные уступы, начиная сверху, достигают конечных контуров (границ) карьера. К моменту погашения (окончания) открытых работ им соответствуют конечная глубина и конечные размеры карьера в плане. Откосы уступа нерабочих бортов карьера, на которых горные работы не проводятся, разделяются бермами (площадками): транспортными и предохранительными.

Угол между линией, нормальной к простираению борта и соединяющей верхний и нижний контуры, и горизонталью называется углом откоса борта карьера (рабочего или нерабочего). Величина его зависит от высоты уступов и ширины их площадок.

Для расположения транспортных коммуникаций, по которым будет осуществляться транспортирование горной массы нового уступа на поверхность или вышележащие уступы, необходимо вскрыть уступ, то есть провести с поверхности или вышележащего уступа специальные (вскрывающие) горные выработки. Эти выработки в большинстве случаев соединяют пункты, расположенные на разных высотных отметках (если вскрывают один уступ, то разница высотных отметок равна высоте уступа), и поэтому имеет определенный уклон. При сооружении вскрывающие выработки

обычно имеют близкое к трапецеидальному или треугольному сечению и называются соответственно капитальными траншеями и полутраншеями.

Для создания начального фронта работ на вскрытом уступе необходимо провести от вскрывающей выработки горизонтальную горную выработку значительной протяженности по сравнению с размерами поперечного сечения – разрезную траншею, полутраншею или котлован.

Конечная глубина, которая при разработке наклонных и крутых залежей определяет возможную производственную мощность карьера, размеры его по поверхности, общий объём извлекаемой горной массы. Для горизонтальных и пологих залежей конечная глубина определяется природными условиями и изменяется незначительно за весь период разработки. Конечная глубина устанавливается при проектировании карьера. Проектами предусматривается возможность открытой разработки до глубины 700-900 м.

Размеры карьера на поверхности по простиранию и вкрест простирания определяются размерами залежи, дна карьера, глубины и углов откосов его бортов. Они устанавливаются графически или аналитически. Форма дна карьера в плане обычно близка к овальной. Длина карьера изменяется от сотен метров до 8 километров, а ширина до 4 километров.

Размеры дна карьера устанавливаются оконтуриванием разрабатываемой части залежи на отметке конечной глубины карьера. Минимальные размеры дна карьера определяются условиями безопасной выемки и погрузки пород на нижнем уступе (ширина не менее 20 м., длина не менее 50-100 м.)

Углы откосов бортов карьера определяются условиями устойчивости пород прибортового массива и размещения транспортных коммуникаций. Их принимают более крутыми для уменьшения объёма вскрышных работ.

Общий объём горной массы в контурах карьера является важнейшим показателем, определяющим производственную мощность предприятия, срок его существования и др.

Площадь, форма контура и периметр дна карьера в первую очередь зависят от размеров и конфигурации залежи. Дну карьера придается по возможности округленная форма с целью повышения устойчивости бортов и уменьшения объема извлекаемых вскрышных горных пород.

Запасы полезного ископаемого в контурах карьера- важнейший показатель, определяющий возможный масштаб добычи, срок существования карьера и экономические результаты разработки. Запасы в пределах каждого уступа (горизонта) и карьерного поля в целом устанавливаются при разведке месторождения, а затем уточняются и пересчитываются в контурах карьера при проектировании и эксплуатации его в соответствии с установленными и периодически изменяющимися условиями на полезное ископаемое.

Расчет объема горной массы в контурах карьера, построенного с наклонными предохранительными бермами. В связи с тем, что площадь дна карьера аппроксимируется равновеликой по площади окружностью, периметр дна карьера обычно оказывается большим, чем периметр $P_{но}$, полученный после аппроксимации.

При отстройке бортов карьера с горизонтальными предохранительными бермами, также выбираем дно карьера с площадью S_0 и периметром P_0 без учета площади прирезки съезда ΔS_1 .

Графоаналитический метод позволяет без графического построения плана карьера на конец отработки вычислить объемы горной массы при различных способах отстройки бортов карьера.

Технологические процессы разработки месторождений открытым способом сопровождаются образованием значительного количества пылегазовых выбросов, содержащих вредные компоненты (пыль, сажа, оксиды азота, углерода, диоксид серы и т. д.) и загрязняющих атмосферу прилегающей территории. Пылегазовое загрязнение происходит при буровзрывных работах, экскавации, погрузке в транспортные средства и транспортировании горной массы, внутреннем и внешнем отвалообразовании, а также при работе энергетических установок, на открытых складах.

Естественное проветривание карьера происходит при использовании ветров по прямоточной схеме, при которой скорость ветра возрастает с высотой. Кроме этого необходима принудительная вентиляция карьера: применение вентиляторов-оросителей НК-12КВ-1М в комплексе с установками УМП-1.

Основой воздухоохраных мероприятий на карьере является комплексный подход к их разработке и реализации. Для каждого вида источников вредных выбросов в атмосферу должны быть типовые технические решения по уменьшению выделения загрязняющих веществ, обоснованы пределы достигаемой эффективности от их внедрения, определена номенклатура серийно-выпускаемого пылегазоулавливающего оборудования.

- Природоохранные мероприятия
- Охрана атмосферного воздуха.
- Ремонт систем пылеподавления на буровых станках.
- Обработка автодорог водой.
- Уборка пыли с забойных и технологических дорог автогрейдером ДЗ-98.
- Оптимизация удельного расхода ВВ и параметров БВР.
- Регулировка топливной аппаратуры АТБ техники.
- Охрана водных ресурсов.
- Контроль чистоты сбрасываемых вод из системы водоосушения поля карьера.
- Контроль территории карьера по нефтепродуктам.
- Очистка территории АТБЦ от замазученного мусора.
- Закрепление территории АТБЦ за ответственными лицами.
- Проверка санитарного состояния территории АТБЦ.
- Сдача отработанных нефтепродуктов на нефтебазу.
- Токсичные отходы вывозить на полигон токсичных отходов.
- Приведение территории маслохозяйства и группы доставки в санитарное состояние.
- Использование поваренной соли в период гололёда.

Выполнять мероприятия по организации складирования использованных резинотехнических изделий на согласованной площадке и использованных люминесцентных ламп в специальных контейнерах.

К управлению горными и транспортными машинами допускаются лица, прошедшие специальное обучение, сдавшие экзамены и получившие удостоверение на право управления соответствующей машиной. Горные, транспортные и строительно-дорожные машины должны быть в исправном состоянии и снабжены действующими сигнальными устройствами, тормозами, ограждениями доступных движущихся частей и рабочих площадок, противопожарными средствами, иметь освещение, комплект исправного инструмента и необходимую контрольно-измерительную аппаратуру, а также исправно действующую защиту от переподъема. Смазка машин и механизмов на ходу разрешена только при наличии специальных устройств, обеспечивающих безопасность работ. Перед пуском механизмов и началом движения машин обязательна подача звуковых или световых сигналов, со значением которых должны быть ознакомлены все работающие.

Основным условием безопасного обслуживания буровых станков является их устойчивое положение на месте производства работ. Перед взрывными работами станки должны быть угнаны не менее чем на 50 м. Топливный бак находится не менее 15 м от станка.

Угол откоса забоя бульдозера, а также выездов в забой и из забоя не должны превышать 25° при работе на подъём 30° при работе на спуск. Неразрешается оставлять бульдозер без присмотра с работающим двигателем и поднятым отвальным устройством. Для ремонта, смазки и регулировки бульдозер должен быть установлен на горизонтальной площадке, двигатель выключен, а отвал опущен на землю. При аварийной остановке бульдозера на наклонной плоскости должны быть приняты меры, исключающие самопроизвольное движение его под откос.

В остальных случаях все работы в карьере должны производиться в соответствии с «Едиными правилами безопасности при разработке месторождений полезных ископаемых открытым способом» и другими действующими нормативными документами по технике безопасности с учётом всех изменений и дополнений, вводимых в период эксплуатации карьера.

Для безопасности движения пешеходов на площади предусматривают тротуары шириной 1.5 м по длине всех автопроездов, в том числе и по длине автодороги карьер – промплощадка.

Для обеспечения безопасности труда прекомтом предусматриваются мероприятия:

- все рабочие, поступающие на карьер, подлежат предварительному медицинскому освидетельствованию, а работающие непосредственно на открытых горных работах – периодическому освидетельствованию;

- все рабочие карьера должны получить инструктаж по технике безопасности 2 раза в год росписью в специальной книге, а только что поступившие на работу проходят учёбу по технике безопасности, с отрывом от производства и сдают экзамены в течение трёх дней;

- в наряде и на рабочих местах должны быть плакаты и предупреждающие надписи по технике безопасности;

- углы откосов и высота уступов не должна превышать проектные значения;

- горные выработки и подъезды к карьере ограждаются предупредительными знаками, освещаемыми в ночное время. В нерабочее время въезд на карьер закрывается;

- навесы и трещины в бортах карьера, а также “kozyрьки” необходимо ликвидировать механизированным способом;

- горные и транспортные машины размещаются по призме обрушения уступов, а на транспортных бермах со стороны выработанного пространства карьера отсыпаются земляные валы высотой 0.5 м;

- на всех работах применяется только исправное оборудование;

- установка флаг-мачты;

- устройство передвижного блиндажа для взрывников.

Движение автосамосвалов в карьере должно производиться без обгона, и регулироваться стандартными дорожными знаками, предусмотренными Правилами дорожного движения. Карьерные дороги должны содержаться в исправном состоянии и систематически очищаться от грязи, пыли и снега, а в летнее время поливаться водой. В тёмное время суток должны освещаться. При загрузке автосамосвалов необходимо выполнять следующие условия безопасности:

- ходовая часть должна быть заторможена;

- двигатель должен работать;

- перенос ковша экскаватора через кабину запрещается;

- водитель должен подчиняться сигналам экскаваторщика.

Работа автотранспорта запрещается в снегопад, туман и других случаях, когда видимость меньше длины тормозного пути. Правилами запрещается обгон, движение с поднятым кузовом. Движение задним ходом не более 30 метров к месту разгрузки, останавливать автомобили на уклонах, подъемах.

Размещение оборудования сделано с расчетом свободных проходов для удобного обслуживания. Участок сварки должен быть отделён от главного прохода сетчатым ограждением.

Глава 7. ГЕОЛОГО - ЭКОНОМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАЗРАБОТКИ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ВЕРХОВЬЯ РЕКИ ЯХСУ

Горная промышленность в Таджикистане является одним из перспективных отраслей экономики. В республике функционирует ряд предприятий, специализированных на получение золоторудных, свинцово-цинковых, медно-молибденовых, флюоритовых и ртутно-сурьмяных концентратов. Золотодобывающая промышленность страны базируется в основном на россыпных месторождениях юга. Крупный их представитель - Яхсуйское месторождение россыпного золота расположено в пределах восточной окраины Афгано-Таджикской впадины (Внешний Дарваз). Основной особенностью зоны является широкое развитие неогеновых и четвертичных грубообломочных континентальных образований, известных под названием "дарвазские золотоносные конгломераты".

Неогеновые образования в ее пределах расчленяются на бальджуанскую, хингоускую, тавильдаринскую, каранакскую и ползакскую свиты, отличающиеся друг от друга строением и цветом слагающих пород.

Четвертичные отложения, распространенные в основном на плато Даштако, принимают участие в строении аккумулятивных и цокольных террас различных уровней и пролювиальных конусов выноса, нередко перекрывают склоны долин и водоразделы рек. Они представлены разнообразными фациями - аллювиальными, пролювиальными, делювиальными и колювиальными. Четвертичные отложения нами подразделяются на даштакинский, вахшский, илякский, дюшамбинский и амударинский комплексы.

Наиболее перспективным участком является Даштакинское плато. Даштакинские валуно-галечники, по всей вероятности, связаны с водными потоками со склона хребта Хазратишох (с юго-востока) и образованы в течении пяти различных по своей продол-

жительности эрозионно-аккумуляторных циклов. Содержание золота в среднем 1-3 г/куб.м, отличны лишь в нижнем приплотиковом горизонте (мощностью 1-3 м).

Подземными штольнообразными выработками месторождение изучено до глубины 200 м. По результатам исследования установлено три золотоносных горизонта: Даштако-Бурый, Даштако-1 и Даштако 3b. Содержание золота на горизонте Даштако-Бурый при мощности 70 м колеблется от 30- 240 мг/куб.м, на Даштако-1 на полную мощность приходится от 10 до 1200 мг/куб.м на Даштако-3b на массу составляет 60мг.куб/м, а в приплотиковую часть в среднем составляет 1100 мг/куб.м.

В структурном отношении район работ приурочен к северо-восточной окраине Кулябской синклиальной зоны, представляющей собой обширную зону позднего олигоцена - среднего плиоцена. В это же время Внутренний Дарваз непрерывно поднимался и разрушался денудационными процессами, поставляя рыхлый материал в Кулябскую синклиаль. В конце неогена и в четвертичное время Внутренний Дарваз существует как горно-складчатое сооружение Внешнего Дарваза. Широко развитые разрывные нарушения имеют северо-восточное направление, являются соскладчатыми надвигового или взбросового, реже сбросового характера.

Наиболее крупное разрывное нарушение района работ Дарваз Каракульский разлом, прослеживающий юго-восточного склона хребта Хазратишо и служащий границей между Таджикской вдепрссней и Северным Памиром.

Сафетдаринская синклиаль, являющаяся вместилищем Яхсуйского месторождения, берет свое начало на левобережье реки Хингоу и протягивается в юго-восточном направлении через перевал Полизак в юго-западном направлении. Шарнир складки, имеющий юго-западное простирание, погружается в этом же направлении. В ядре синклинали обнажаются конгломераты тавильдаринской и полизакской свит.

Сафетдаринская синклиаль шириной 4-8 км имеет асимметричное строение: падение крыльев 295-305, угол падения 8-10 на

юго-восток и 10-30 на Север запад. В районе пер. Сиефарк северо-западное крыло Сафетдаринской синклинали осложнено двумя сопряженными продольными узкими складками длиной 16 км каждая. Ширина складок колеблется от 200 до 400 м, они слегка наклонены на юго-восток с преобладающим углом падения крыльев от 20- до 40.

В результате предварительной разведки и уточнения степени геологической изученности юго-западной части россыпей плато "Даштако", вещественного состава и технологических свойств, горно-геологических условий оценено запасами по категориям C_1 и C_2 .

Глава 8. ЭКОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЗОЛОТОДОБЫВАЮЩИХ ПРЕДПРИЯТИЙ

Таджикистан богат различными полезными ископаемыми. История разработки недр уходит в глубокую древность. Лазурит и бадахшанские рубины (лал)- самые древние из добываемых полезных ископаемых. В Согдиане и Бактрии золото добывали ещё 2 тыс. лет назад. Расцвет горного промысла эпохи средневековья приходится на IX-XII века. В Кармазаре, где добывали свинец, золото, серебро, медь, бирюзу.

Древние выработки, занимающие обширные территории, насчитываются здесь сотнями тысячами. Попытки оживления горного промысла были предприняты после присоединения Средней Азии к России в 1870-1880.

Ко времени установления Советской власти существовало всего два мелких предприятия. Это - основанный в 1909 нефтепромысел САНТО и угольные шахты Шураба. Первые горнодобывающие предприятия были построены в 30-е годы в районе Кармазара. Это, - введенные в строй в 1934 г., - Такелийский горно - металлургический комбинат и Кансайское свинцово - цинковое рудоуправление. На этих предприятиях добывали и перерабатывали около 30 тыс. т. руды в год. В 1939 г. построена шахта в Шурабе с проектной годовой мощностью 500 тыс. т. угля. Были построены предприятия Адрасманского и Алтын-Топканского комбинатов (1938), Чорух-Дайронского рудоуправления (1942) по добыче и переработке свинцово-цинковых, медно-вольфрамовых и редкометалльных руд.

В 1945 вступили в строй Анзобский сурьмяно-ртутный комбинат, Джилауский, Сарыматский и Такфонский рудники по добыче и переработке вольфрамовых руд. В конце 40-х началась разработка месторождений вольфрама (Кабуты, Майхура) и плавикового шпата (Такоб).

Период с 50-х и вплоть до конца 80-х годов характеризуется расширением и реорганизацией действующих предприятий, освоением новых месторождений. Действовали предприятия по добыче и переработке золота, серебра, сурьмы, ртути, висмута, вольфрама, олова, свинца, цинка, меди, молибдена, угля, нефти и газа, а также стройматериалов и горно-химического сырья.

В этот период Такобский комбинат начал эксплуатацию месторождений плавикового шпата Кондара, Бегар, позже Могоу, а на севере - Наугарзан. Адрасманский свинцово-цинковый комбинат, объединивший все предприятия карамазарской группы и преобразованный в ГОК, разрабатывает месторождения Большой Кони-мансур. Предприятия оснащены современной техникой, горные работы ведутся по прогрессивным технологическим схемам, резко сокращающим потери и разубоживание руды. Ленинабадский комбинат редких металлов, образованный на базе Чорух-Дайронского рудоуправления, разрабатывает медно-молибденовые, вольфрамовые руды месторождения Южный Янгикан. Шахтоуправление "Таджикское" в составе четырёх высокомеханизированных шахт разрабатывает бурогольное месторождение Шураб.

Добыча угля в 80 годы составляла порядка 900 тыс.т. Из них 20-50 тыс.т производилась на Фан-Ягнобском месторождении.

Джижикрутский сурьяно-ртутный комбинат был преобразован в Анзобский ГОК. ПО "Таджикзолото" разрабатывало золоторудные месторождения на севере (рудник "Табошары") и россыпного на юге (карьер "Дарваз"). На россыпном месторождении добыча осуществлялась драгой объемом ковша 380 л. гидромеханическим способом.

В настоящее время действует крупное СП -Таджикский золоторудный комбинат (ТЗРК), с полным технологическим циклом до получения чистого золота. Оно осваивает Джилау-Тарор-Мосрифскую группу золоторудных месторождений (Центральный Таджикистан).

Со середины 30-х годов в республике ведутся работы на драгоценные, полудрагоценные и поделочные камни. В настоящее время разведочно-эксплуатационные работы ведет ПО "Таджик-

кварцсамоцветы". Горный хрусталь встречается на Памире в кварцитовидных песчаниках Ванчского и Язгулемского хребтов. Разрабатываются благородная шпинель (лазл) и клиногумит, на Ляджвардаре - лазурит. Социально-политические события начала 90-х нанесли тяжелый урон горнодобывающей промышленности Таджикистана. Приостановлены работы большинства предприятий, приходят в негодность объекты и дорогостоящая техника, нарушены технологические процессы. Но все же мирный процесс, установившийся в последние годы, дает надежды на возрождение этой важной отрасли промышленности.

Топливо - энергетическое сырье в стране представлено нефтью, газом, углем, горючими сланцами, ядерным топливом и торфом. Добыча нефти и газа ведется на мелких месторождениях Севера и Юга Таджикистана. Добычу нефти и газа можно увеличить за счёт ввода в действие части простаивающих нефтяных скважин и улучшения технологии переработки на действующих установках.

Из цветных металлов в республике развиты только месторождения олова, меди, свинца, цинка, висмута, сурьмы и ртути. А месторождения никеля, алюминия и магния пока не обнаружены. Олова имеет большие запасы в Центральном Таджикистане и Памире. Оловорудные месторождение Юго- Восточного Памира весьма перспективны.

Месторождения меди изучены на Памире, показаны их большие запасы и перспективы. Месторождения свинца, цинк в основном сосредоточены в Северном природно- экономическом районе. Они содержат крупные запасы, попутно в этих месторождениях также добывается висмут . Сурьма обычно встречается совместно с ртутью, образуя крупные месторождения в Центральном - Таджикистана. Из месторождений благородных металлов в Таджикистане имеют промышленный интерес только месторождения золота и серебра. Золото приурочено как к коренным (Северный, Центральный и Юго- Восточный Таджикистан), так и к россыпным (Юго- Западный и Юго - Восточный Таджикистан) месторождениям. Крупнейшие запасы серебра локализованы в Северном Таджикистане. Памир также располагает крупными геологическими запасами. Золото

и серебро могут быть извлечены также из руд полиметаллических месторождений. Россыпное золото в Юго-Западном Таджикистане разрабатывается около 30 лет. Редкие элементы (литий, бериллий, стронций, селен, теллур, таллий, галлий, германий, ниобий, тантал, цирконий, гафний, рений, цезий, лантаноиды) могут иметь в республике большие перспективы.

Таджикистан богат химическим сырьем (серой, каменной солью, флюоритом, боратами). Сера имеет потенциально крупные запасы в Северном Таджикистане.

Из технического сырья в Таджикистане не обнаружены крупные месторождения каолинов, фарфоровых глин, барита, брусита, профиллита, абразивов, исландского шпата.

Строительные, облицовочные, поделочные и ограночные камни в стране имеют перспективное будущее.

Краткий анализ минерально-сырьевой базы республики показывает, что Таджикистан не обладает необходимыми запасами отдельных видов полезных ископаемых. А для развития многих отраслей народного хозяйства требуются еще многие виды сырья. Это касается прежде всего таких важных видов сырья как алюминий, хром, апатит, фосфориты и др. Экономически весьма важно, что ряд видов полезных ископаемых развиты компактно, в непосредственной близости друг от друга. Например: Базардаринский горно-промышленный узел на Памире, включающий месторождения олова, бора, серебра: Западно-Памирский горнорудный район с перспективными скоплениями вольфрама, технического сырья, поделочных и облицовочных камней: Карамазарская горнорудная провинция с огромными запасами серебра, полиметаллов, флюорита и др. Поэтому экономически целесообразно комплексное строительство горнопромышленных объектов в таких горнорудных узлах.

Целесообразное использование минеральных ресурсов будут способствовать дальнейшему развитию экономики республики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Leuchs K. Grundzuge der Entwicklungs qeshichichte des Tianshancistems. - В кн.: Труды III Всесоюзного съезда геологов 20 - 26 сентября 1928 г. Ташкент. Изд. Среднеазиат. Отд. геол. ком., 1929. – С. 81 - 86.
2. Адигамов Я. М., Мининг С. Э. Нормирование потерь полезных ископаемых. М.: Недра, 1978. 178 с.
3. Александров И. В. К геохимии рудных элементов в гранитоидах. М. : Наука, 1980. 199 с.
4. Алиев М.М., Генкина Р.З., Дубровская Е.Н., Никишова В.М. Юрские континентальные отложения Востока Средней Азии. М.: Наука, 1981. 188 с.
5. Атлас Таджикской СССР. ГУГК, Д, - М., 1968.
6. Афанасьев Г. Л., Зыков С. И. Геохронологическая шкала фанерозоя. М. Наука. 97 с.
7. Ачилов Г.Ш., Босов В.Д // Неотектоника и сейсмоструктоника Таджикистана. Тр. Института геол. АН Тадж. ССР, Душанбе, 1968 .
8. Ачилов Г.Ш., Таджикибеков М., Раджабов Н. Геолого-структурные и геоморфологические особенности Камароу-Сангикарского грабена (Каратегинский хребет).// Труды Ин-та геологии, нов. Сер, Вып. 1, 2002, с. 102-108
9. Бабаев А. М. Находка ископаемых костей носорога, антилопы и лошади в Таджикской депрессии //Докл. АН Тадж. ССР, 1962, т.5, № 4, с.37-38.
10. Бабаев А. М. Новейший тектогенез зоны сочленения Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии. Душанбе., Дониш, 1975, 141 с.
11. Бабаев А. М., Таджикибеков М., Раджабов Н. О глубине эрозийного среза южных склонов Гиссарского хребта на основе изучения флюоритовых месторождений и данных геолого-геоморфологического анализа //Докл. АН Республики Таджикистан, 1995, т. 38, № 11-12,с.35-44.
12. Бабаев А.М. Важнейшие разломы Таджикистана и их систематика //Геология и геофизика, № 2, 1989, с.33- 52.
13. Бабаев А.М. Тектоническая граница между Гиссаро- Алаем и Таджикской депрессии Бюлл. МОИП, Отделение геологии. 1988, т. 63. Вып. 3, с. 23 - 30.
14. Бабаев А.М., Лысков Л.М // Поиски предвестников земле-

трясений на прогностических полигонах. М., 1974, С. 41-48.

15. Бабаева В. С. История геологического развития Центрального Таджикистана в позднем мелу (литолого-фациальный анализ) //Изв. АН Тадж. ССР, отд. физ.-мат., хим. и геол. наук, 1976, Вып. 2 (60), с. 51-62.

16. Бабаева В.С. Литология и условия формирования верхнемеловых отложений Заравшано-Гиссарской области. Автор. диссер на ученой степней канд. геол.-мин. наук. Душанбе, 1977, 27 с.

17. Бабаходжаев С. М. Граниты шайданского типа. Душанбе, Дониш, 1976, 183 с.

18. Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанные с ним оруденения. Душанбе, Дониш, 1966, 336 с.

19. Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б. Редкометалльные гранитовые формации. М., Недра, 1979, 280 с.

20. Беус А. А. Геохимия литосферы. М., Недра, 1981, 260 с.

21. Блохина Н.А. Минералогия, геохимия и условия образования золотосульфидных месторождения в формации магнезиальных скарнов (Центральный Таджикистан). Душанбе, Дониш, 1984, 277 с.

22. Богатиков О. А., Косарева Л. В., Шарков Е. В. Средние химические составы магматических горных пород. М., Недра, 1987. 152 с.

23. Бородин Л. С // Докл. АН СССР, 1979. Т. 240. N. 5. с. 1210-1213.

24. Босов В.Д. Третичные континентальные отложения Таджикистана. Душанбе, Дониш, 1972, 167 с.

25. Босов В.Д. Третичные континентальные отложения Таджикской депрессии и Кухистана. Душанбе: Дониш, 1972, 165 с.

26. Бузуруков Д. Д., Мухамедиев П. А., Хасанов А. Х // Разработка территориальных комплексных схем охраны природы для горнодобывающих районов. Миасс, 1985. С. 29-30.

27. Вазиров К.В., Таджикибеков М. К вопросу о геолого- геоморфологическом развитии и оценке эрозийного среза на участках ртутно-сурьмяных проявлений в Фан-Ягнобской впадине (Центральный Таджикистан) // Изв. АН Тадж ССР. Отд. физ. - мат. и геол. - хим. наук, 1986, №1 (99), с. 85 - 89.

28. Вазиров К.В., Таджикибеков М. К вопросу о геолого- геоморфологическом развитии и оценке эрозийного среза на участках ртутно-сурьмяных проявлений в Фан-Ягнобской впадине (Центральный Таджикистан) // Изв. АН Тадж ССР. Отд. физ. - мат. и геол. - хим. наук, 1986, №1 (99), с. 85 - 89.

29. Вазиров К.В., Таджикибеков М. Оценка эрозионного среза на участках ртутно-сурьмянных проявлений в районе Каракульской впадины (Центральный Таджикистан) // Докл. АН Тадж. ССР, 1983, т. 12, №6, с. 371 - 373.
30. Васильчиков М.В. и др. Геология и нефтегазоносность Душанбинского прогиба. Душанбе: Ирфон, 1968, 234 с.
31. Винниченко Г.Д. О денудационном срезе сурьмяно- ртутных месторождений Зеравшано-Гисарской горной области // Докл. АН Тадж ССР, 1972 б, т. 15, с. 44 - 47.
32. Виноградов А. П // Геохимия, 1962. N 7. с. 555- 572.
33. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М.: Изд. АН СССР, 1960, 450 с.
34. Губин И.К. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. Изд-во АН СССР, 1960. 460 с.
35. Давидзон Р.М., Махкамов Р. Б., Муратова М.А. О северной границе Зеравшано-Гиссарского залива палеогенового моря // Докл. АН ТаджССР, 1987, т. 30, №3, с. 180 - 184.
36. Джалилов М.Р., Андреев Ю.Н., Хакимов Ф.Х., Гольтман Э.В. Меловые отложения Центрального Таджикистана. Душанбе, Дониш, 1971, 93 с.
37. Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982, 137 с.
38. Захаров С.А // Докл. АН. Тадж. ССР, 1970, № 4, С. 38-41.
39. Захаров С.А. Стратоструктура мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. - Труды Института геологии АН Тадж ССР, 1958, т. 45, 225 с.
40. Захаров С.А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Труды АН Тадж. ССР, 1958, Т. 95, 225 с.
41. Захаров С.А. Тергальный период развития подвижных поясов // Докл. АН Тадж ССР, 1970б, №4, с. 38 - 41.
42. Захаров С.А., Ачилов Г.Ш., Бельский В.А.О тектоническом развитии западной части Центральной Азии (области Памирского скупивания). - Гималайский и альпийский орогенез. М.: 1964, с. 191 - 201.
98. Инструкция по наблюдения за сдвижением горных пород, земной поверхности и за подрабатываемыми сооружениями на угольных и сланцевых месторождениях. Госгортехнадзор СССР 05.03.1987 г.

99. Инструкция по наблюдениям за деформациями бортов, откосов, уступов и отвалов на карьерах и разработке мероприятий по обеспечению их устойчивости. Госгортехнадзор СССР 21.07.1970 г.

100. Инструкция по наблюдениям за сдвижением горных пород и земной поверхности при подземной разработке рудных месторождений. Госгортехнадзор СССР 03.07.1986 г.

101. Инструкция по производству маркшейдерских работ. Госгортехнадзор СССР 1987 г.

43. Казаков Ю.М., Крейденков Г.П., Мамонтов А.Н., Таджибеков М., Хасанов А.Х. Учебное пособие по геологической практике в Зиддинской долине. Душанбе, 2002, 96 с.

44. Ким Ю.Б // Новые данные по геологии Таджикистана. Душанбе, 1977, Вып. 4, С. 50-59.

45. Колесников Ю.А. и др // Петрология и рудоносность магматических формаций Тянь-Шаня. Фрунзе, 1987, с. 40 – 80.

46. Коннов Л.П. Лотеритная карта выветривания на палеозойских породах Гиссарского хребта. - К геохимии и литологии Средней Азии. Ташкент, 1967, вып. 326, с. 137 - 144.

47. Краткий толковый словарь по рекультивации земель. Новосибирск: Наука, 1980. 198 с.

48. Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М.: Изд. АН СССР, 1962, 162 с.

49. Кузьмин М. И. Геохимия фанерозойских магматических пород и геодинамические условия их формирования в подвижных областях: Автореф. дисс..., докт. геол. -мин. наук. -Иркутск, 1981. 56 с.

50. Кулагин В.К., Белеловский М.Л // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974.

51. Кухтиков М.М // Бюл. МОИП. Отд. геолог. 1989, Т.64, вып.5, с.25-33.

52. Кухтиков М.М. История геологического развития и геологическое строение территории бассейна р. Зеравшан. - Труды Института геологии АН Тадж. ССР, 1962, т. 5, с. 72 - 96.102.

53. Кухтиков М.М. Основные черты альпийской тектоники Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) // Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 4, с. 3 - 15.

54. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строение и развития Гиссаро- Алая в палеозое. Душанбе Дониш, 1968, 248 с.

55. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Дониш.
56. Кухтиков М.М. Тектоническая характеристика границы между Южным Тянь-Шанем и Таджикской депрессией. // Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1985, т. 60, вып. 3, с. 12 - 21.
57. Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1982, 166 с.
58. Литвиненко К.И., Сальникова Г. Н. Роль эрозионного среза в размещении ртутно-сурьмяного оруденения на территории Зеравшано-Гиссарской горной области. - Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1968, с. 315 - 316.
59. Лозиев В.П., Лим С.С. О находке илийского фаунистического комплекса в северо-восточной части междуречья Кафирнигана и Иляка // Докл. АН Тадж. ССР, 1962, т. 5, №6, с. 39 - 40.
60. Лысков Л.М. Возраст рельефа и четвертичная тектоника Северного и Центрального Таджикистана. тектоника Тянь-Шаня и Северного Памира, - М., Наука, 1983. – С. 149 - 155.
61. Лысков Л.М. Структурные особенности зоны Гиссаро- Кокшаальского глубинного разлома на примере Верхнего Вахша // Изв. Отд. физ. - техн. и хим. наук АН Тадж.ССР, 1966, №13(21), с. 74 - 83.
62. Магматические горные породы. Т. 1, ч. 2. М., Наука, 1987, 374 с.
63. Маркшейдерское дело. М.: Недра, 1987. 465 с.
98. Межотраслевая инструкция по определению и контролю добычи и вскрыши на карьерах. Госгортехнадзор СССР 10.08.1976 г.
64. Меламед Я.Р // Тр. Ташкент. ун-та, 1964, Вып. 256.
98. Методические указания по определению углов наклона бортов, откосов, уступов и отвалов строящихся и эксплуатируемых карьеров. Госгортехнадзор СССР 10.08.1976 г.
99. Методические указания по производству камерального маркшейдерского контроля. Госгортехнадзор РСФСР 04.11.1960
65. Мининг С. Э., Редькин Г.М. Применение ЭВМ и математических методов в горном деле. М.: Недра, 1982. С. 32 – 36.
66. Наливкин Д.В. Время и место горообразовательных движений по конгломератам подножий. - Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области Юга СССР. Изд. АН Азерб.ССР, Баку, 1956а, с. 9 - 15.
67. Наливкин Д.В. Время и место горообразовательных движений по конгломератам подножий. - Труды совещания по тектонике альпий-

ской геосинклинальной области Юга СССР. Изд. АН Азерб.ССР, Баку, 1956а, с. 9 - 15.

68. Недашковский П. Г., Полевских Р. И., Стрижкова А. А., Назаров Н. Н. Геохимия редких и рудных элементов в гранитоидах Дальнего Востока. -Владивосток: Владивостокское изд-во, 1971. 252 с.

69. Несмеянов С. А. Корреляция континентальных толщ. М.: Недра, 1977. – С. 198.

70. Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М.: Недра, 1971,140 с.

71. Несмеянов С.А. Стратиграфия олигоцен-неогеновых моласс Западного Гиссаро-Алая //Жизнь земли. Изд. МГУ, №9. М.: 1973, с. 89 - 102.

72. Ниёзов А. С., Мамаджанов Ю. Геохимические типы и рудоносность орогенных гранитоидов Южного и Срединного Тянь-Шаня. Душанбе, 1989, 103 р. (Деп. в ВИНТИ 1989, № 2462 - В 89).

73. Новикова Т.И. Особенности состава и пространственного размещения сульфoантимонитов свинца в ртутно-сурьмяных рудных полях Шинг-Магианского района. - Минералогия Таджикистана, вып. 5. Душанбе, Дониш, 1982, с. 10 - 27.

98. Основные принципы целевой подготовки подземных горных выработок, перспективных для использования в народном хозяйстве. Госгортехнадзор СССР 06.02.1985 г.

99. Пахомов Е.М. Открытая разработка месторождений полезных ископаемых.- М.: Недра, 1990.

74. Петровская Н. В. Самородное золото. Москва: Недра. 1971. 280 с.

75. Петрушевский Б.А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань (история развития в мезозойское и кайнозойское время и вопросы сейсмичности). М.: 1955. Изд. АН СССР, 552 с.

76. Пояркова З.Н. О меловых отложениях средней части бассейна р. Зеравшан. Геол. сб. 4. - Тр. ВНИГРИ, вып. 131, Л.: Гостоптехиздат, 1959, с. 325 –

77. Проблемы антропогенного почвообразования (Материалы международной конференции, М., 16-21 июня 1997 г.). М., 1997. Т. 1-3.

78. Промтов А. Н. Геоморфологический очерк бассейна реки Варзоб.- Очерк по географии Таджикистана. Изд. Сталинабадск. государствен. институт. им. Т. Г. Шевченко. Сталинабад, 1959, с. 5 - 57.

79. Путеводитель экскурсии А - 11, С - 11 XI Конгресс, 1981, 66 с.

80. Путеводитель экскурсий Международный симпозиум по проблеме «Граница неогена и четвертичной системы». М.: Наука, 1977, 183 с.
98. Размыслов Ю.С. Разработка месторождений полезных ископаемых открытым способом.- М.: Недра, 1985.
81. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана (гл. ред. Р. Б. Баратов). Душанбе, Дониш, 1976, 286 с.
82. Резвой Д.П. О явлениях унаследованности в тектоническом развитии Южного Тянь-Шаня в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое. - Геол. сб. Львовского геол.общ - ва, №2 - 3, 1956, с. 18 - 35.
83. Ржевский В. В // Доклады XI Всемир. горн. конгресса. Белград, 1982. С. 67-73.
98. Ржевский В.В. Открытые горные работы. Часть I. Производственные процессы: Учебник для вузов.- М.: Недра, 1985.
84. Рыжков О. А. Структурно-тектоническое районирование мезокайнозойских отложений Узбекистана // Узб. геол.. журн., 1962, №3, с. 14 - 21.
85. Серых В. И. и др. Минералогия и химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1976, 146 с.
98. Справочник. Открытые горные работы/ Сост. Трубецкой К.Н., Потапов М.Г. и др.- М.: Горное бюро, 1994.
86. Таджикибеков М // Докл. АН Тадж ССР, 1989, т 32, № 5, С., 335 – 338.
87. Таджикибеков М // Докл. АН Тадж. ССР, 1987, т 30, № 9, С. 587 – 531.
88. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. Москва: Наука, 1977. 280 с.
89. Турбин Л.И. Основные черты новейшей тектоники Тянь-Шаньской подвижной области // Активизированные зоны земной коры. Новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964, с.135-146.
98. Указания о порядке и контроле безопасного ведения горных работ в опасных зонах. Госгортехнадзор СССР 16.05.1986 г.
90. Файзиев Р.Р., Бельский В. А., Джалилов - М. Р. Новые данные о геологическом строении Кончочской впадины (Центральный Таджикистан) // Докл. АН Тадж. ССР, 1975. т. 18, №3, с. 50 - 53.
91. Федорчук В.П. Окolorудные изменения ртутно - сурьмяных месторождений. М.: Недра, 1969, 264 с.
92. Хасанов А.Х. Роль эрозионного среза при геолого - петрографических и металлогенических исследованиях на примере Каратегинско-

го хребта //Изв. Отд. геол. - хим. и техн. наук АН Тадж. ССР, 1962. вып. 1(7), с. 88 - 99.

93. Ходжаев А.К., Ноймарк А.А. Неотектоника и тектонодинамика Западного Тянь Шаня. Этапность мезозойско-кайнозойского тектогеоморфогенеза. – Ташкент, Фан, 1988, 150 с..

94. Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 2. Фрунзе, Илим, 1972, 225 с.

95. Чедия О.К., Уткина Н.Г. Новейший тектогенез Тянь-Шанского эпиплатформенного орогена. – Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск, Наука, 1990, с.46-54.

98. Чистяков А.А. О некоторых особенностях формирования и строения горного аллювия на примере р. Зеравшан //Вестн. МГУ, сер. биологии, почвоведения, геологии, географии, 1959, №2, с. 113 - 121.

99. Whalen J.B // Can. J. Earth. Sci., 1980, № 17, p. 1246 – 1258.

СПИСОК РАБОТ, ОПУБЛИКОВАННЫХ ПО ТЕМЕ

1. Ачилов Г.Ш., Таджикибеков М., Раджабов Н. Геолого-структурные и геоморфологические особенности Камароу-Сангикарского грабена (Каратегинский хребет) // Труды Ин-та геологии, нов. Сер, Вып. 1, 2002, с. 102-108.
2. Вазиров К.В., Мухаббатов М.М., Таджикибеков М. Геология и полезные ископаемые долины Ванча (на тадж. яз) . Душанбе, 2003, 88 с.
3. Казаков Ю.М., Крейденков Г.П., Мамонтов А.Н., Таджикибеков М., Хасанов А.Х. Учебное пособие по геологической практике в Зиддинской долине. Душанбе, 2002, 96 с.
4. Кориёв А.Р. Рачабов Н.Р., Точибеков М. Геоэкология (экология мухити геологи) (Дастури амали). Душанбе, 2005, 48 с
5. Махкамов Р.М., Таджикибеков М. Палеогеновые нефтегазоносные горизонты межгорных впадин горных регионов (на примере Таджикской депрессии) // Развитие горных регионов Центральной Азии в XXIв (Матер. Междунар. конференции) . Хорог, 2001, с.136-137
6. Махкамов Р.М., Таджикибеков М., Махкамов Ф. Влияние соляного тектогенеза на формирование залежей углеводородов в неантиклинальных структурах Кулябской зоны Таджикской депрессии // Докл. АН Республики Таджикистан, 2000, т.43, №7, с.38-43
7. Махкамов Р.М., Таджикибеков М., Махкамов Ф. Палеогеновые коллектора Таджикской депрессии и их нефтегазоносность.// Материалы научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и студентов. Душанбе: Сино, 2002, с. 62
8. Мухаббатов М.М., Таджикибеков М., Вазиров К.В. Неотектонические особенности Ванчской впадины в связи с проблемой возникновения негативных природных явлений // Развитие горных регионов Центральной Азии в XX Iв (Матер. Междунар. конференции). Хорог, 2001, с.146-147
9. Ниёзов А.С., Таджикибеков М. Использование спущенных озер Таджикистана для строительства гидротехнических сооружений (Инфор. листок, №74, НИИЦентр), Душанбе, 2001, с.4.
10. Ниёзов А.С., Таджикибеков М. Народно-хозяйственное использование спущенных озер – новое инженерно-экономическое решение. - Водные ресурсы Центральной Азии и их рациональное использование (Матер. Междунар. конференции). Душанбе, 2001, с.130-132
11. Ниёзов А.С., Хакимов Н.К., Таджикибеков М. К методологии организации геодезических наблюдений за Усойским завалом (Сарез). -

Водные ресурсы Центральной Азии и их рациональное использование (Матер. Междунар. конференции) . Душанбе, 2001, с.132-133

12. Таджикибеков М. Внутригорные впадины Гиссаро – Алая в новейшем этапе геологического развития . Душанбе, Дониш, 2004, 250 с.

13. Таджикибеков М. Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. Автореф. диссерт. канд. геол.–мин. наук, Фрунзе, 1986, 24 с.

14. Таджикибеков М. Гипсометрическое положение лессов Каратегина (Южный Тянь-Шань) в связи с проблемами неотектоники и денудационного среза // Докл. АН Тадж. ССР, 1988б, т. 31, №8, с. 538 - 541.

15. Таджикибеков М. Денудационный срез горных территорий и проблемы их рудоносности // Развитие горных регионов Центральной Азии в XXI в (Матер. Междунар. конференции). Хорог, 2001а, с.81-82.

16. Таджикибеков М. Денудационный срез горных территорий и проблемы их рудоносности // Развитие горных регионов Центральной Азии в XXI в (Матер. Междунар. конференции). Хорог, 2001, с.81-82.

17. Таджикибеков М. Закономерности развития и морфологические особенности внутригорных впадин Центральной Азии // Вестник Национального Университета. 2001, №5, с.32-36.

18. Таджикибеков М. Мофоструктурные особенности хр. Сурхку в связи с поисками месторождений нефти и газа (Северной периферии Таджикской депрессии) – Топливо-энергетические ресурсы Таджикистана. Душанбе, 2004, с. 27-29

19. Таджикибеков М. Неотектоника и особенности рельефа Джурьяз-Такобского плато (Гиссаро-Алай) // Докл. АН Тадж. ССР, 1987, т.30. № 9, с. 587 - 591.

20. Таджикибеков М. Неотектонические движения и проблема денудационного среза // Матер. научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и студентов. Душанбе: «Сино», 2002, с.67.

21. Таджикибеков М. Неотектонические движения и проблема денудационного среза (на примере Южного Тянь-Шаня) // Материалы научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и студентов, посвященной 10 – летию 16 сессии Верховного Совета Республики Таджикистан 12 –го созыва. Душанбе, 2002, с. 67

22. Таджикибеков М. Новейшие движения по граничным разломам Зиддинской впадины // Докл. АН Тадж. ССР, 1982, т. 25, №12, с. 741 - 744.

23. Таджикибеков М. О новейшей денудации западной части Зеравшанского хребта (район Чинорсайского интрузива) // Изв. АН ТаджССР, Отд. физ-мат., хим. и геол. наук, №1,(119), 1991а, с.44-49.

24. Таджикибеков М. Особенности и типы новейших внутригорных впадин юго-восточного Афганистана. - Мат. науч.-теор. конф. профес.-преподават. состава и студентов, посвященной города Душанбе «Душанбе- символ мира, науки и просвещения». Ч. 1. Душанбе, 2004, с. 60

25. Таджикибеков М. Особенности четвертичной тектоники и возраст рельефа Зиддинской впадины //Изв. АН Тадж. ССР, Отд. физ. - мат., хим. и геол. наук, 1984, №4(94), с. 54 - 60.

26. Таджикибеков М. Палеосейсмодислокационные образования Туркестанского хребта и оценка сейсмичности территорий (Южный Тянь-Шань). - Геологические и экологические проблемы Республики Таджикистан. Душанбе, 2000, с.32-34.

27. Таджикибеков М. Принципы классификации внутригорных впадин Юго-Востока Средней Азии//Докл. АН РТ 2004, т. XLVII, №7-8, с.

28. Таджикибеков М. Сейсмогравитационные плотины Таджикистана. Следы древней катастрофы // Материалы научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и студентов. Душанбе: «Сино», 2002, с.68.

29. Таджикибеков М. Сейсмогравитационные плотины Таджикистана: следы древней катастрофы // Материалы научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и студентов, посвященной 10-летию 16 сессии Верховного Совета Республики Таджикистан 12-го созыва. Душанбе, 2002, с. 68

30. Таджикибеков М. Сравнительная характеристика новейших внутригорных впадин Памира и Южного Тянь-Шаня // Материалы научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и студентов. Душанбе: 2001, с.83.

31. Таджикибеков М., Андамов Р.Ш., Мухаббатов М. Проявление современных геодинамических процессов в Гиссаро-Алае в связи с новейшими тектоническими движениями (на примере Зиддинской впадины) // Докл. АН Республики Таджикистан, 2000, т.43, №7, с.5-12.

32. Таджикибеков М., Гайратов М.Т. Неотектонические критерии поисков холодных и термоминеральных источников в Гиссаро-Алае – Материалы научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и студентов, посвященной 60-летию победы в Великой отечественной войне «Во имя мира и счастья на земле». Ч.1. Душанбе, 2005, с.103-104

33. Таджикибеков М., Гайратов М.Т. Выявление плейстоцен - голоценовых тектонических движений на основе анализа продольного профиля реки Вахш (Верхний Вахш) - Олимони чавон ва илми муосир (бароириши 3). ДДМТ. Душанбе, 2003, с. 43-46

34. Таджикибеков М., Гайратов М.Т. Количественная характеристика нетектонических движений Гиссаро-Алая (на примере Зиддинской и Магианской впадин) - Материалы научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и студентов, посвященной 60-летию победы в Великой отечественной войне «Во имя мира и счастья на земле» Ч.1. Душанбе, 2005, с. 104-105

35. Таджикибеков М., Зиёев А., Мухаббатов М.М. Проявление гравитационных процессов горных территории в связи с новейшими тектоническими движениями (на примере Гиссаро-Алая)/ Опыт изучения оползней и обвалов на территории Таджикистана и методы инженерной защиты (Труды Респ. Семинара). Душанбе, 2002, с. 49-51

36. Таджикибеков М., Мубораккадамов Д.О., Мухаббатов М.М. Причины возникновения селевых потоков в Ванчской долине/Мат.науч. теор. конф. проф.-препод.сост. и студ. посв. 80-летию города. Душанбе – «Душанбе- символ мира, науки и просвещения». Ч. 1. Душанбе, 2003, с.60.

37. Таджикибеков М., Мухаббатов М.М. Хакимов Ф.Х. Закономерности формирования подземных вод горных районов (на примере Зиддинской впадины). // Мат-лы научн. теор.- кон. проф.-препод.сост. и студ. посвя. Международному году пресной воды “Человек и вода: история развития, настоящее и будущее”. Душанбе, 2003, с.70-73

38. Таджикибеков М., Мухиддинов Ф.А. Современные геодинамические процессы западной части Каратегинского хребта /Олимони чавон ва илми муосир (бароириши 3). ДДМ. Душанбе, 2003, с.75-78

39. Таджикибеков М., Мухиддинов Ф.А., Роль структурного фактора в формировании современных гравитационных процессов Гиссаро-Алая/ Олимони чавон ва илми муосир (бароириши 3). ДДМТ. Душанбе 2003, с.73-74

40. Таджикибеков М., Раджабов Н. О природе Канязской плотины в связи с оценкой сейсмичности территории/ Геологические и экологические проблемы Республики Таджикистан. Душанбе, 2000, с.35-39

41. Таджикибеков М., Талбонов Р. Происхождение Кончочского завала и проблемы его возраста // Олимони чавон ва илми муосир. Душанбе, 2001, с. 96-97

42. Таджикибеков М., Талбонов Р., Зиёев А.А. Неотектонические особенности Ходжабигармского разлома в связи с поисками термоминеральных источников в Гиссарском хребте/ Вопросы геологии, геоэкологии и разработки месторождений Таджикистана. Душанбе, 2004, с. 72-73

43. Таджикибеков М., Токарев В.В. О величине новейшего денудационного среза Гиссарского хребта по данным изучения Джурьяз-Такобского плато //Докл. АН Тадж. ССР, 1988, т. 31, №1, с. 50 - 53.

44. Таджикибеков М., Хакимов Ф.Х. Палеосейсмоделокационные образования Каратегино-Гиссарского хребта – Исследования природной среды космическими средствами, вып.2. Душанбе, 2005, с.80-95
45. Таджикибеков М., Хакимов Ф.Х. Палеосейсмодислокационные образования Каратегино-Гиссарского хребта – Исследования природной среды космическими средствами, вып.2. Душанбе, 2005, с.80-95.
46. Н. Karimov., G.O.Oripov., Tojibekov M., To the vibrational over wetting and liqufaction effects in moisturized soils – Труды Международной научной конференции. Современные аспекты развития сейсмостойкого строительства и сейсмологии. Душанбе, 2005, р.44-50.
47. Tojibekov M. Seismo-gravitational dams of Tajikistan \ 3-rd International on Mechanical vibration. Islamabad, 2002, p.19.
48. Tojibekov M., Gadoev M.L., Oimahmadov I.S. Scientific research's in areas of development on gravitational and seismic phenomena (on example of Ziddi hollow, Hissar ridge). International symposiym on latest natural disaster – new challenges for engenering geology, geotechnics and civil protection. September 5-8 2005, Sofia, Bolgaria.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. ПЕТРОГЕОХИМИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ.....	5
Глава 2. ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ КУМ-МАНОРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ	20
Глава 3. РАЗВИТИЕ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН ГИССАРО-АЛАЯ В НОВЕЙШЕМ ЭТАПЕ	28
Глава 4. ГЕОЛОГИЯ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЯХСУЙСКОЙ ВПАДИНЫ В НЕОГЕН - ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ	63
Глава 5. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПОЧВЕННОГО СЛОЯ НА ТЕРРИТОРИИ ТАДЖИКИСТАНА И ЕГО ИЗМЕНЕНИЕ ПРИ ГОРНОПРОМЫШЛЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ.....	71
Глава 6. НАБЛЮДЕНИЕ ЗА УСТОЙЧИВОСТЬЮ БОРТОВ КАРЬЕРОВ СТРОЙМАТЕРИАЛОВ	80
Глава 7. ГЕОЛОГО - ЭКОНОМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАЗРАБОТКИ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ВЕРХОВЬЯ РЕКИ ЯХСУ	88
Глава 8. ЭКОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЗОЛОТОДОБЫВАЮЩИХ ПРЕДПРИЯТИЙ ..	91
ЛИТЕРАТУРА	95

