



6'2021

Geologiya va mineral resurslar

Геология и минеральные ресурсы

Geology and mineral resources

Научно-практический журнал

Выходит 6 раз в год
Основан в 1957 г. академиком
Х.М.Абдуллаевым

Перерегистрирован Агентством по
печати и информации Республики
Узбекистан 22.12.2006 г.
Лицензия № 0049

УЧРЕДИТЕЛИ:

Академия наук
Республики Узбекистан
Государственный комитет
по геологии и минеральным
ресурсам Республики Узбекистан

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Абдуазимова З.М.
Абдуллабеков К.Н.
Абдуллаев Б.Д.
Абдуллаев Г.С.
Акбаров Х.А.
Алимов Ш.П.
Ахунджанов Р. (гл. редактор)
Зуннунов Ф.Х.
Исламов Б.Ф. (зам. гл. редактора)
Исоков М.У.
Ишбаев Х.Д.
Карабаев М.С.
Мавлонов А.А.
Максудов С.Х.
Мирзаев А.У.
Ниязов Р.А.
Нуртаев Б.С. (отв. секретарь)
Нурходжаев А.К.
Пирназаров М.М.
Турамурадов И.Б.
Халилов А.А.
Хамидов Р.А.

РЕДАКЦИЯ

Кочергина Т.Г.
(редактор, технический редактор,
оригинал-макет),
Вашурина Х.М. (корректор)
Левина Н.И. (компьютерная
графика и верстка)

Подписано в печать 15.12.2021 г.
Формат А3½. Бумага глянцевая.
Гарнитура «Times».
Печать цифровая (листовая).
Усл. печ. л. 10,0. Уч.-изд. л. 12,0.
Тираж 200 экз. Цена договорная.
Заказ № 15.
Отпечатано в типографии
ГУ «ИМР».
Ташкент, ул. Т.Шевченко, 11а.

© Академия наук
Республики Узбекистан

© Государственный комитет
по геологии и минеральным
ресурсам Республики Узбекистан

МУНДАРИЖА УМУМИЙ ГЕОЛОГИЯ

- Миркамалов Р.Х., Диваев Ф.К., Ванесян Г.А., Темуров Б.З.,
Узоков Р.Т. Зирабулоқ-Зиёвуддин тоғларининг террейнли тузилиши 3
- Рафиков Я.М. Шовоз-Дукент грабени андезитлари ва автомагматик
брекчияларининг генезиси (Ўрта Тиён-Шон) 15

МАЪДАНЛИ КОНЛАР ВА МЕТАЛЛОГЕНИЯ

- Турамурадов И.Б., Холмуродов Т.Т., Ризаев М.М. Жаҳон титан
минерал-хомашё базаси. Ўзбекистонда титан конининг топиш
истиқболлари 21
- Карабаев М.С., Амиров Элмурод М., Оролов А.К., Садиров Р.М.,
Амиров Элёр М. Жасаул маъдан намоёни олтин-кумуш маъданлари ва
камровчи жинслари моддий таркиби (Довгизтов маъданли майдони) 30
- Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б. Ўзбекистон магматик
ассоциацияларининг петрогенезиси ва металлогеник ихтисослашуви 37

ЛИТОЛОГИЯ ВА ФОЙДАЛИ ҚАЗИЛМАЛАР

- Чиникулов Г.Р. Буқантоғ уран маъданли худудининг Жанубий-
Ғарбий қисмидаги маъдан тутувчи юкори бўр кумли ётқизикларининг
литологик-фациал хусусиятлари 43
- Шоймуротов Т.Х. Комплекс геологик мезонлар асосида Бухоро-Хива
минтақаси юра терриген формацияси нефтгаздорлигини баҳолаш 48

ГЕОФИЗИКА, ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРЛИК ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

- Шерфединов Л.З., Абдуллаев Б.Д., Тен А.В., Назипов И.М.
Чирчиқ-Охангарон-Келес сув хўжалиги минтақаси ионли оқавасининг
кайта ҳосил бўлиши 53
- Ниязов Р.А., Абдуллаев Ш.Х., Ибрагимов А.Х. Ўзбекистонда
кўчкиларнинг резонансли частотали тебранишларига сезувчанликни
баҳолаш 58

ФОЙДАЛИ ҚАЗИЛМАЛАРНИ ИЗЛАШ, ҚИДИРИБ-ЧАМАЛАШ, ҚАЗИБ ОЛИШ ВА ҚАЙТА ИШЛАШ УСЛУБЛАРИ

- Богданов А.Н., Хмыров П.В., Абдураимов М.Х., Тухтаев Р.Р.
Бухоро-Хива минтақасида нефт ва газ учун олиб борилган
геологик-қидирув ишлар натижалари 67

ЮБИЛЕЙ

- Рахимов Акбархужа Камилевич 71

- 2021 йилда «Геология ва минерал ресурслар» журналида
чоп этилган мақолалар ва хабарлар 77

СОДЕРЖАНИЕ * CONTENTS

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ	GENERAL GEOLOGY	
Миркамалов Р.Х., Диваев Ф.К., Ванесян Г.А., Темуров Б.З., Узиков Р.Т. Террейновое строение Зирабулак-Зиаэтдинских гор	Mirkamalov R.H., Divaev F.K., Vanesyan G.A., Temurov B.Z., Uzikov R.T. Terrane structure of the Zirabulak-Ziaetdin mountains	3
Рафиков Я.М. Генезис андезитов и автомагматических брекчий Шаваз-Дукентского грабена (Срединный Тянь -Шань)	Rafikov Ya.M. Genesis of andesites and automagmatic breccias of the Shavaz-Dukent graben (Middle Tien Shan)	15
РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ	ORE DEPOSITS AND METALLOGENY	
Турамуратов И.Б., Холмуродов Т.Т., Ризаев М.М. Минерально-сырьевая база титана в мире. Перспективы выявления месторождений титана в Узбекистане	Turamuratov I.B., Kholmurodov T.T., Rizaev M.M. Mineral-raw materials of titanium in the world. Prospects for detecting titanium deposits in Uzbekistan	21
Карабаев М.С., Амиров Элмурод М., Оролов А.К., Садиров Р.М., Амиров Элёр М. Вещественный состав золото-серебряных руд и вмещающих пород рудопроявления Джасаул (Даугызтауское рудное поле)	Karabaev M.S., Amirov Elmurod M., Orolov A.K., Sadirov R.M., Amirov Eler M. Material composition of gold-silver ores and host rocks of the Djasaul ore occurrence (Daugyzttau ore field)	30
Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б. Петрогенезис и металлогеническая специализация магматических ассоциаций Узбекистана	Akhunjanov R., Karimova F.B. Petrogenesis and metallogenic specialization of magmatic associations of Uzbekistan	37
ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	LITHOLOGY AND MINERAL DEPOSITES	
Чиникулов Г.Р. Литолого-фациальные особенности верхнемеловых рудоносных песчаных отложений Юго-Западной части Букантауского ураново-рудного района	Chinikulov G.R. Lithological-facial features of the upper cretaceous ore-bearing sandy deposits of the SouthWestern part of the Bukantau uranium ore region	43
Шоймуротов Т.Х. Оценка нефтегазоносности юрской терригенной формации Бухаро-Хивинского региона на основе комплекса геологических критериев	Shoimurotov T.Kh. Estimation of oil and gas potential in the jurassic terrigenous formation of the Bukhara-Khiva region based on a complex of geological criteria	48
ГЕОФИЗИКА, ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ	GEOPHYSICS, HYDROGEOLOGY, ENGINEERING GEOLOGY, GEOECOLOGY	
Шерфединов Л.З., Абдуллаев Б.Д., Тен А.В., Назипов И.М. Преобразования ионного стока Чирчик-Ахангаран-Келесского водохозяйственного района	Sherfedinov L.Z., Abdullaev B.D., Ten A.V., Nazipov I.M. Ion runoff transformations of the Chirchik-Akhangaran-Keles water region	53
Ниязов Р.А., Абдуллаев Ш.Х., Ибрагимов А.Х. Оценка восприимчивости к резонансовым частотным колебаниям оползней Узбекистана	Niyazov R.A., Abdullaev Sh.Kh., Ibragimov A.Kh. Estimation of Uzbekistan landslides sensitivity to resonance frequency oscillations	58
МЕТОДИКА, ТЕХНИКА ПОИСКОВ, ДОБЫЧИ И ПЕРЕРАБОТКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	METHODS AND TECHNIQUE FOR SEARCH, SURVEY, MINING AND ORE-DRESSING	
Богданов А.Н., Хмыров П.В., Абдураимов М.Х., Тухтаев Р.Р. Результаты геолого-разведочных работ на нефть и газ в Бухаро-Хивинском регионе	Bogdanov A.N., Khmirov P.V., Abduraimov M.Kh., Tukhtaev R.R. Results of exploration works for oil and gas in the Bukhara-Khiva region	67
ЮБИЛЕЙ	JUBILEE	
Рахимов Акбархужа Камилович	Rakhimov Akbarhoja Kamilovich	71
Указатель статей и сообщений, опубликованных в журнале «Геология и минеральные ресурсы» в 2021 г.	Bibliography of papers and short reportss published in 2021 y.	77

Р.Х.Миркамалов, Ф.К.Диваев, Г.А.Ванесян, Б.З.Темуров, Р.Т.Узоков

ТЕРРЕЙНОВОЕ СТРОЕНИЕ ЗИРАБУЛАК-ЗИАЭТДИНСКИХ ГОР



Миркамалов
Рустам Хамзаевич –
главный советник по науке
ГУ «ИМР», докт. г.-м. наук.
E-mail: rmirkamalov@
gmail.com



Диваев
Фарид Карирович –
начальник отдела
ГУ «ИМР»,
канд. г-м н. наук.
E-mail: divaev2749@mail.ru



Ванесян
Грачик Армансович –
старший научный сотрудник
ГУ «ИМР»



Темуров Бунёд
Зубайдуллоевич –
стажер-исследователь
ГУ «ИМР».
E-mail: temurov.bunyod@bk.ru



Узоков Рустамжон
Тошпулот ўғли –
геолог ГУ «ИМР».
E-mail: rustam_uzoqov94@mail.ru

Складчатые образования Тянь-Шаня, сохраняя зональность, в западном направлении погружаются под платформенный чехол мезозой-кайнозойских отложений, выступая в виде параллельных хребтов и возвышенностей, к которым относятся Зиаэтдин-Зирабулакские возвышенности. В тектоническом отношении Тянь-Шань рассматривается как продолжение пояса Уралид и представляет промежуточное звено Урало-Монголо-Охотского складчатого пояса. В этой структуре Южно-Тяньшаньский блок – это коллизийная шовная зона между тремя сиалическими блоками: Киргизско-Казахстанским (на севере), Каракумо-Таджикским (на юге) и Устюртским (на западе) (рис. 1). Эти блоки представляют четыре супертеррейна (СТ). Три блока относятся к Тяньшаньской складчато-надвиговой системе (Срединный, Южный и Юго-Западный Тянь-Шань), а четвертый – Устюртский блок.

Зирабулак-Зиаэтдинский район расположен в Нурагинском сегменте супертеррейна Юго-Западный Тянь-Шань. На его территории находится одноименный горно-рудный район (ГРР). В тектоническом отношении эта область представляет фрагмент эпипалеозойской Туранской плиты, где в результате альпийской неотектонической активизации на дневную поверхность был выведен фундамент, который обнажается в виде отдельных возвышенностей (Турьтау, Катармай, Рабинджан и др.), которые объединены под общим названием Зирабулак-Зиаэтдинские горы.

Систематические геологические исследования Зирабулак-Зиаэтдинских гор начались с 1941 г. после открытия Ингичкинского вольфрамового месторождения. В этот период под руководством А.С. Аделунга в регионе проводилась геологическая съемка масштаба 1:50 000. По результатам этих работ им в 1947 г. составлена сводная геологическая карта мас-

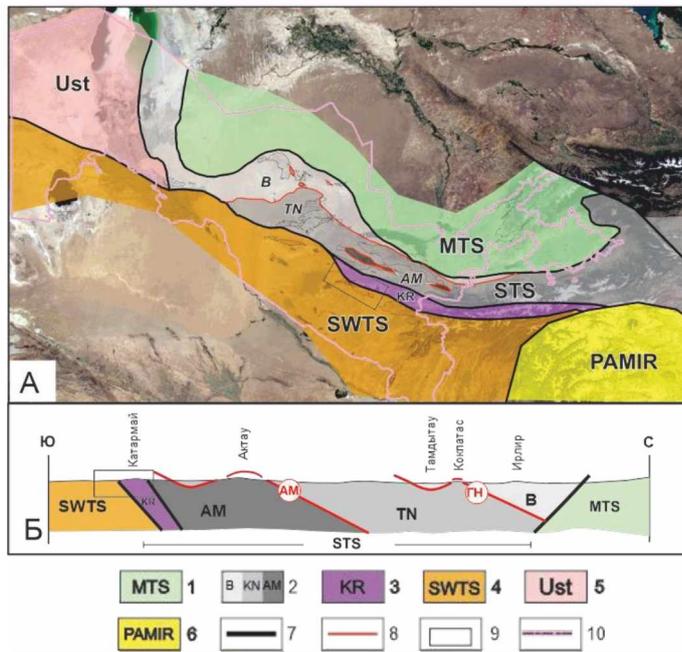


Рис. 1. Складчато-надвиговые пояса Западного Тянь-Шаня: А – на космоснимке; Б – принципиальный разрез. 1 – Средний Тянь-Шань – МТС; 2 – Южный Тянь-Шань – STS (В – Букантауский, TN – Тамдытау-Нуратинский, AM – Актау-Мальгузарский блоки); 3 – Катармай-Рабинджанская сutura KR; 4 – Юго-Западный Тянь-Шань – SWTS; 5 – Устюртский микроконтинент – Ust; 6 – Памирская система; 7 – разломы, разделяющие геодинамические комплексы; 8 – надвиги, разделяющие блоки Южного Тянь-Шаня (ГН – главный надвиг, AM – Актау-Мальгузарский надвиг); 9 – Зирабулак-Зиаэтинский район; 10 – граница Узбекистана.

штаба 1:200 000 листа J-41-VI и объяснительная записка, в которой освещались основные вопросы стратиграфии, магматизма, тектоники и полезных ископаемых.

Начиная с 1951 г., выполнялась планомерная геологическая съемка масштаба 1:25000. Примерно в эти годы начались геохимические и геофизические работы. Этими исследованиями выявили ряд ореолов олова, вольфрама, в результате обследований которых в 1956 г. было открыто месторождение Кармана. В конце 50-х годов в Зиаэтинских горах поисково-ревизионными работами, проведенными под руководством К.В.Стуковой, открыто золото-серебряное месторождение Каракутан и ряд рудопроявлений и минерализованных точек золота.

В 1952-1955 гг. северные склоны гор Катармай были охвачены геологической съемкой под руководством М.Л.Рыбкина, Г.С.Чикрызова, Х.В.Рыскиной и др. На основании впервые собранных из «прослоев» известняков органических остатков возраст катармайской свиты определен как силур-девонский. Однако, уместно отметить, что Х.В.Рыскина считала метаморфизованные породы катармайской свиты нижнепа-

леозойскими, а развитые здесь доломиты и известняки девонского возраста, по ее мнению, сохранились от размыва в узких синклинальных мульдах.

В 1958-1959 гг. на площади развития катармайской свиты под руководством К.В.Стуковой проводились поисково-разведочные работы на золото, в результате которых открыто месторождение Каракутан. Начиная с 1966 г., на месторождении Каракутан проводятся эксплуатационные работы.

В 1967-1969 гг. И.Т.Чебан и др. в северо-восточной части Зиаэтинских гор проводили поиски зон, благоприятных для размещения месторождений золота и других металлов комплексом геофизических методов, включающим магнито-, электро-разведку и металлотрию. Авторы не исключали, что тела эффузивов играют определенную роль в металлогении района. Было установлено, что Каракутанская зона разломов пространственно совпадает с полосой эффузивных залежей субширотного простирания. Как правило, рудоносные зоны дробления и окварцевания тяготеют к экзоконтактам тел эффузивов.

В 1967-1969 гг. Э.С.Сорокин и Е.И.Барковская проводили геологическую съемку масштаба 1:25000 восточной части Зиаэтинских гор. Ими выявлены три участка с золотой минерализацией (Лохли, Ялокап и Бешкудук) и 15 проявлений золота, три проявления висмута и четыре – вольфрама.

В 1971 г. Б.В.Яскович и др. [12] на основании определений проблематики (микрофоссилий) в карбонатных и терригенных отложениях катармайской свиты пришли к заключению о ее протерозойском возрасте. В дальнейшем эти же авторы установили, что по характеру разреза катармайская свита сопоставляется с разрезами ауминзинской, тасказганской и бесаланской свит. Высказывание в пользу протерозойского возраста катармайской свиты сделано М.А.Ахмеджановым, Р.Н.Абдуллаевым, Л.Н.Бельковой, В.Н.Огневым и др.

Р.Н.Абдуллаев, М.А.Ахмеджанов [2] считают, что образования Катармайской гряды имеют сложночешуйчатое строение – среди сильно метаморфизованных докембрийских образований оказались тектонические блоки карбонатных пород с фауной верхнего силура-нижнего девона.

В 1980-1984 гг. коллектив авторов под руководством В.С.Корсакова составил аэрофотогео-

логическую карту Зирабулак-Зиаэтдинских гор, гор Каратюбе и западной части гор Чумкуртау. Выделена Рабинджан-Катармайская структурно-формационная подзона, в которую, помимо северных склонов Зирабулак-Зиаэтдинских гор, включены возвышенность Чупаната и южные склоны гор Чумкуртау (Корсаков, 1984 г.).

Детальное изучение петрохимических особенностей основных вулканитов катармайской свиты, проведенное В.С.Корсаковым и И.В.Мушкиным, показало, что они представлены двумя группами – щелочными оливиновыми базальтами и толеитовыми метабазальтами.

В 1984-1988 гг. В.В. Михайлов [7], изучая осадочно-вулканогенные образования катармайской свиты, пришел к выводу, что в ее составе объединены: 1) метаморфические породы (гнейсы, кристаллические сланцы, зеленые сланцы и амфиболиты), аналогичные по составу образованиям маджерумской свиты хр. Северный Нуратау – условно позднепротерозойского возраста; 2) вулканогенные образования анкарамит-трахибазальтового состава, выполняющие две субширотные рифтовые структуры в пределах 2-й подсвиты В.С.Корсакова – условно раннедевонского возраста; 3) слабо метаморфизованные флишоидные образования 3-й подсвиты катармайской свиты – условно вендского возраста; 4) карбонатные породы (доломиты, известняки) – ранне-среднедевонского возраста. По его мнению, вулканическая деятельность в этом регионе происходила в позднем протерозое (толеитовая формация) и раннем девоне (анкарамит-трахибазальтовая).

Геологический разрез Зирабулак-Зиаэтдинского района представлен двумя структурными этапами: альпийским и герцинским.

Альпийский структурный этап. Отложения мезозоя и кайнозоя обнажены в крыльях альпийских горст-антиклиналей по контуру горных поднятий.

Меловые отложения с угловым и азимутальным несогласием залегают на образованиях палеозоя. Они представлены верхним отделом – сеноманским, туронским, коньякским, сантонским, маастрихтским ярусами, литологически сложенными гравелитами (реже, конгломератами), песчаниками, алевролитами, глинами. В разрезе преобладают глины и песчаники. Породы пестро окрашены. Общая их мощность достигает 200-250 м. Наибольшая мощность и полнота разреза меловых отложений наблюдаются в центре межгорной долины. По мере приближения к горным сооружениям из разреза выпадают отдельные подразделения.

Палеогеновыми отложениями сложены практически все Зирабулакские высоты. Залегают они несогласно на отложениях верхнего мела. Кроме того, отложения палеогена вскрыты буровыми скважинами в межгорной долине. Палеогеновая система представлена всеми тремя отделами – палеоценом, эоценом и олигоценом. Палеоцен сложен мергелями, известняками и песчанистыми известняками. Породы загипсованы, гипс встречается в виде прослоев. В мергелях встречается целестин. Мощность отложений палеоцена около 60 м.

Эоцен характеризуется песчаниками и глинами с прослоями мергелей и алевролитов. В средней части разреза присутствуют мергели и глины, среди которых залегают фосфоритонесный горизонт, представленный гравелитами, состоящими из мелкой гальки и гравия. Мощность фосфоритонесного горизонта 0,2-0,3 м. Заканчивается разрез эоцена толщей зеленых глин с кристаллами пирита и марказита. Общая мощность эоценовых отложений около 200 м.

Олигоцен сложен преимущественно глинами. Верхняя часть разреза представлена известняками белого цвета. Мощность олигоцена около 25 м.

Неогеновые отложения с юга, запада и востока окаймляют Зиаэтдин-Зирабулакские горы. Они сложены алевролитистыми и известковистыми глинами с линзовидными прослоями песчаников, гравелитов и конгломератов, окрашенных в красновато-бурый цвет.

Максимальная мощность неогеновых отложений достигает 400-500 м. Четвертичные отложения широко распространены в предгорных и межгорных долинах. Представлены они преимущественно пролювиальными и пролювиально-аллювиальными отложениями, на склонах – элювиально-делювиальными.

Четвертичные образования разделены на четыре комплекса: азкамарский, карнабский, сукайтинский и амударьинский. Наиболее распространены образования карнабского и амударьинского комплексов. Общая мощность четвертичных отложений достигает 100 м.

Герцинский структурный этап. Традиционно в Зирабулак-Зиаэтдинском районе принято выделять две структурно-формационные зоны (СФЗ): Катармай-Рабинджанскую и Зеравшано-Алайскую, разделенные Саппе-Кутчинским разломом. С точки зрения надвиговой тектоники можно выделить два террейна – Зеравшанский и Кульджук-Чакылкалянский (таблица, рис. 2), которые по встречным надвигам перекрывают

Структурно-вещественные комплексы (террейны)
Зирабулак-Зиаэтинского района

№	Террейн, тектоническая единица	Формации	Время формирования	Геодинамический режим
1	Зеравшанский террейн	Рабинджан	D_1-C_1	Конденсированный разрез в глубоководном прогибе
2		Катармай	$\epsilon-D_1$	Верхние слои коры океанического типа
3	Кульджук-Чакылкалянский, ед. Турытау	Терригенно-карбонатная	O_2-C_{2-3}	Континентальный шельф

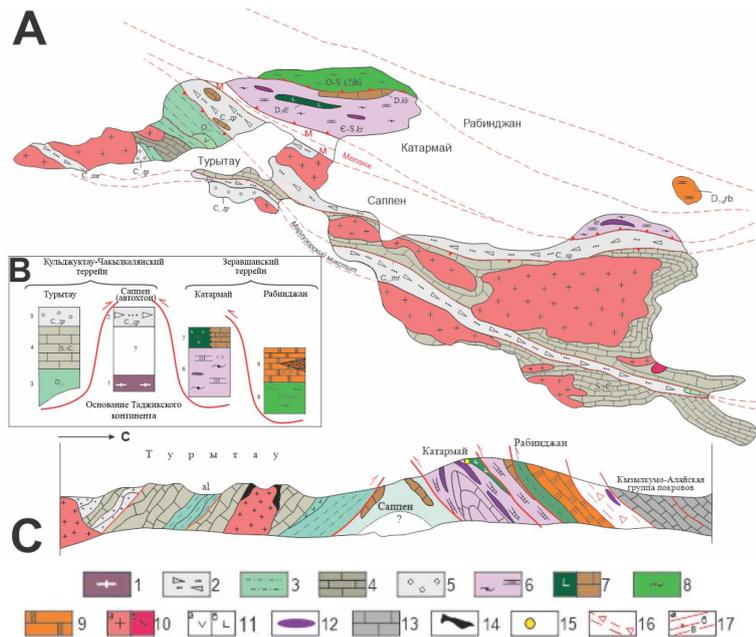


Рис. 2. Тектоническое районирование палеозойских образований гор Зирабулак-Зиаэтин (А – геолого-структурная карта, В – тектоническая схема, С – схематичный меридиональный разрез). Кульджук-Чакылкалянский террейн, автохтонная единица Саппен: 1 – предполагаемое метаморфическое основание Таджикского континента, 2 – саппенский микститовый комплекс; структурная единица Турытау: 3 – терригенная формация $O-S_1$ (алтыаульская, ярманчинская свиты), 4 – карбонатные отложения (S_1-D_3) и вулканогенные образования C_{1-2} (тымский и катгасайский) комплексы; 5 – тепаликская флиш-олистостромовая свита. Зеравшанский террейн, структурная единица Катармай: 6 – катармайская свита (офиолитовый комплекс $\epsilon-S$), 7 – вулканогенная джиландинская и карбонатная кзыббинская свиты D_1 ; структурная единица Рабинджан: 8 – булямущская свита, 9 – рабинджанская свита D_{1-3} ; 10 – интрузивные комплексы: а – каратюбе-зирабулакский C_3-P_1 , б – кетменчинский P_1 ; 11 – вулканогенные образования: а – риолиты, б – базальты; 12 – тела серпентинитов; 13 – карбонатные отложения Кызылкумо-Алайской группы покровов (за пределами района); 14 – скарны; 15 – благоприятные позиции для золоторудных проявлений; 16 – меланж; 17 – разломы: а – крупноамплитудные надвиги, б – вторичные надвиги, в – предполагаемые разломы.

структурную единицу Саппен, выполняющую роль автохтона. Эта единица представлена терригенной (флиш-олистостромовой) C_{2-3} формацией (саппенская C_{2-3} sp свита). Свита выделена в 1968 г. В.С.Корсаковым по названию одно-

именного колодца, где она имеет наиболее полный разрез. Возраст свиты обоснован многочисленными сборами криноидей из олистолифов известняков. По мнению В.В.Михайлова, саппенская свита не имеет самостоятельного значения, так как она включает метаморфические сланцы катармайской свиты, известняки и доломиты нижне-среднего девона и песчаники и сланцы алты-аульской свиты верхнего ордовика. Нижняя и верхняя границы тектонические.

Авторы склоняются к микститовой природе саппенской свиты и рассматривают ее как олистоstromу сложного генезиса, которая сопоставляется с маргузорской и тепаликской свитами. Отложения, подстилающие свиту, не установлены, но, скорее всего, это карбонатная формация.

Зеравшанский террейн представлен двумя тектоническими единицами – Рабинджан и Катармай. Единица Рабинджан занимает самое северное положение, представлена одноименной свитой, обнаженной на холме Рабинджан к северу от п. Ингички. Основной разрез террейна обнажен на возвышенности Чапаната около г. Самарканда и на южных склонах Туркестанского хребта. В рассматриваемом районе обнажена только рабинджанская свита.

Карбонатно-терригенно-кремнистая D_{1-3} формация – рабинджанская свита, которая впервые выделена А.А.Шапкиным (1978 г.) в горах Рабинджан (Зирабулакские высоты). В настоящее время установлены четыре выхода свиты на поверхность: Зирабулакские высоты (Рабинджан), горы Чапаната (возле г. Самарканда), южные склоны гор Чумкартау, возвышенность Вауш (южные предгорья гор Южный Нуратау).

Свита представлена конденсированным разрезом преобладающих кремнистых пород (фтаниты, яшмы, кремни, лидиты) с маломощными прослоями слабо ороговикованных аргиллитов, кремнистых и углито-глинистых

сланцев и более мощными редкими прослоями и глыбами-олистолитами известняков темно-серого и черного цвета. Мощность прослоев достигает 40-60 м, размеры олистолитов – от глыбовых до 30×70 м. В горах Чумкартау в верхней части разреза присутствуют тела базальтов мощностью от нескольких до трех десятков метров [5]. Кремнистые породы вместе с прослойками аргиллитов часто несут следы подводно-оползневых деформаций в виде разноориентированных завихрений и микроскладочек.

Стратиграфические контакты свиты не установлены – они либо тектонические, либо перекрыты мезокайнозойскими отложениями. Видимая мощность свиты весьма значительная – от 750 в Чапанате до 1400 м в Чумкартау, но истинная – очевидно, значительно меньше, учитывая повторяемость слоев по разрезу. Очевидно, ближе к истине цифра 150-190 м, которая приводится в Стратиграфическом словаре Узбекистана [10].

Латеральным и возрастным аналогом рабинджанской свиты является развитая на северных склонах гор Чакыл-Калян акбасайская свита ($D_{1-3} ak$), а в Кульджуктау – арапказганская ($D_{1-3} ar$). Возраст рабинджанской свиты спорный. А.А.Шапкин (1978 г.), впервые выделивший данную свиту, придавал ей среднедевонский возраст. З.М.Абдуазимова определяет возраст свиты по находкам конодонтов более длительным в интервале S_2-C_1 [10]. В.С.Корсаков считал возраст свиты нижнекаменноугольным, по самым молодым конодонтам, считая силурийские тела глинистых сланцев в разрезе рабинджанской свиты олистолитами, а девонские конодонты – перемытыми из более древних пород [5].

Поскольку для детально изученной акбасайской свиты конодонты признаны конседиментационными, а возраст свиты D_{1-3} подтвержден также и палеомагнитными данными (Федоров, 1992 г.) естественно предполагать, что и в рабинджанской свите конодонты также являются конседиментационными и, следовательно, наиболее вероятный возраст свиты, зафиксированный этими конодонтами, – D_{1-3} .

Терригенная V-S (?) формация представлена булямужской свитой мощностью более 950-980 м (ранее третья подсвита катармайской свиты). Она сложена монотонной толщей мелкозернистых метаграувакк, с прослоями (0,01-0,3 м) метапесчаников, алевролитов, кремнистых филлитовидных и глинистых сланцев и, реже, кварцитов, гравелитов, карбонатных метаграувакк и туффитов. В основании под-

свиты развиты кремнистые (преобладают) и серицит-глинистые сланцы (40-60 м). Выше идет толща (260-300 м) метаграувакк, с прослоями метапесчаников, алевролитов, кремнистых сланцев, туффитов и филлитов. Перекрывается она пачкой (50 м) метаалевролитов, на которой вновь залегает пачка (160-180 м) метаграувакк с прослоями песчаников, алевролитов. Выше наблюдается пачка (25 м) гравелитов, мелко-среднезернистых, полимиктовых. Перекрываются гравелиты пачкой (95 м) филлитовых сланцев. Венчается разрез пачкой (видимая мощность 250-280 м) метаграувакк с прослоями песчаников, алевролитов, гравелитов, филлитовых сланцев, кварцитовидных сланцев и туффитов. В основании этой пачки залегает горизонт (около 20 м) кварцитовидных песчаников и туффитов.

Органические остатки в породах отсутствуют и, по общегеологическим соображениям, возраст принят как венд-силур условно.

Детальные наблюдения за слоистостью и текстурными особенностями толщи показали ее олистостромовый характер. В боковых ответвлениях сая Булямуж с глубокими врезами видно, что более грубозернистые породы – песчаники, слагают крупные, разновеликие (до нескольких метров) блоки с неровными, сглаженными ограничениями, облекаемые тонким пелитовым матриксом. По такому строению метатерригенная формация очень напоминает флиш-олистостромовую тайманскую свиту Северного Тамдытау, характеризующую нижнюю часть склона глубоководного желоба, прилегающую к континентальной окраине.

Террейн Рабинджан надвинут на террейн Катармай. Зона надвига мощностью более 100 м протягивается в субширотном направлении к северу от карбонатной гряды Кызбиби и представляет окварцованные катаклазированные и милонитизированные терригенные породы с золотой минерализацией, вмещающие линзовидные тела карбонатных пород кызбибинской свиты.

Единица Катармай обнажена по северным склонам Зирабулака и Зиатдина. Она представлена метаморфическими кварц-слюдистыми и амфиболовыми сланцами с единичными линзовидными прослоями известняков и доломитов катармайской свиты ($C-D_1 kt$), вулканогенно-карбонатной толщей кызбибинской и джилдинской свит нижнего-среднего девона и саппенской олистостромой среднего-позднего карбона.

Ниже залегает *вулканогенно (анкарамит-трахибазальтовая)-карбонатная D_{1-2}* формация

(джиландинская+кызбибинская свиты), которая развита в виде тектонических клиньев среди пород катармайской свиты.

Карбонатные породы кызбибинской свиты представляют разномасштабные тектонические блоки и пакеты, которые были затащены в породы катармайской свиты. Размеры пакетов от нескольких метров до 300 м мощности и до 6 км по простиранию. С перерывами они притягиваются почти через всю площадь, причем на водоразделах они мощные, а в руслах саев часто не прослеживаются, что свидетельствует об их тектонической природе. Тела карбонатных пород прослеживаются вдоль сланцеватости в виде «слоев», иногда отмечаются округлые, эллипсоидальные, неправильной формы глыбы с ясно видимым утыканием в них сланцеватости. Многочисленные органические остатки, собранные в карбонатных породах, определяют возраст свиты как ранний-средний девон.

Джиландинская свита развита в центральной части гор Катармая, где в пределах двух относительно узких полос субширотного простирания сконцентрированы вулканиты джиландинской свиты. Длина полос вулканитов 24 км, ширина варьирует от нескольких до 400 м. Свита представлена чередованием псаммитовых, лапшилевых, агломератовых и глыбовых туфов основного состава, состоящих из округлых или линзовидно-вытянутых обломков базальтов, анкармитов, амфиболитов, гнейсов и др. пород, сцементированных хлоритовой основной массой. Иногда среди туфов появляются лавы миндалекаменных базальтов. Мощность 120-140 м. Отмечаются несколько жерловин, выполненных вулканокластической брекчией, и субвулканические тела диабазов. По составу вулканиты относятся к анкармит-трахибазальтовой формации. Линейность и сосредоточение вулканитов в виде узких и протяженных полос свидетельствуют об их размещении вдоль тектонически ослабленных зон в связи с режимом растяжения земной коры, что дает основание относить эти структуры к рифтовым зонам (Катармайская рифтовая структура). Извержения трещинного типа носили, в основном, взрывной характер и протекали в условиях мелководного бассейна. Вулканиты очень сильно метасоматически изменены, но часто сохраняют свои структурные и текстурные особенности.

Ранее эти вулканогенные образования описывались (Корсаков, 1984 г.) в составе катармайской свиты, однако, на основании ряда признаков они были выделены в самостоятельное

подразделение. Как описывают В.В.Михайлов и др. (1988 г.), для формации характерно преобладание пород взрывной фации над вулканитами эффузивной, жерловой и субвулканической фаций. Образование формации происходило в мелководных условиях в результате относительно небольшого по объему извержения меланократовой базальтовой газонасыщенной магмы вдоль зон субширотных глубинных разломов. Центры извержений трещинного типа располагались в бассейнах саев Булямущи, возможно, Каракутан (южная полоса вулканитов) и на западном окончании северной полосы. Извержения носили в основном взрывной характер, на что указывает широкое развитие в составе формации туфов основного состава. Из петрографических типов резко преобладают меланократовые авгитовые базальты (анкармиты), которые слагают нект, лавовые потоки и содержатся в больших количествах в виде глыб и лапиллей в туфах. Особым типом пород являются шальштейновые туфы базальтов – рассланцованные подводные, в основном тонкообломочные, туфы анкармитовых базальтов, состоящие из пемзовидно-пузыристых обломков стекла, лапиллей, базальтов, кристаллов авгита и других пород. Характерной чертой структуры и текстуры этих пород является наличие плоских линз стекловатых обломков, ориентированных в параллельных плоскостях и сильно сплюснутых. Стекловатая, нацело замещенная хлоритом, связующая масса огибаёт обломки пород и кристаллов и создаёт особую свилеватую или очковую текстуру, при которой «очками» являются новообразованные скопления карбоната и альбита. Кроме мелких обломков, среди шальштейновых туфов редко отмечаются более крупные обломки пород размером 60-80 см.

Химический состав анкармит-базальтовой формации характеризуется значительными колебаниями содержания окислов алюминия, железа, кальция и калия, что связано с загрязнением туфов материалом вмещающих пород и глубинных включений. На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ около 85% химических анализов попадает в поле субщелочных базальтов меланократового ряда или в непосредственной близости от него, остальные соответствуют субщелочным пикритам, щелочным базальтам и мелилититам. В лейкократовую группу базальтов попадают диабазы субвулканической фации, соответствующие по типу щелочности калиево-натриевым породам, хотя часто отмечаются и

существенно натриевые разности. Почти все породы формации характеризуются резкой недосыщенностью кремнеземом (в норме почти всегда присутствует оливин), высокой меланократовостью преобладающих пород, высоким содержанием титана (обычно более 2%) и железа.

Субвулканические образования комплекса представлены жерловой и дайковой фацией. Жерловая фация представлена 4-мя жерловинами размером от 7×10 до 200×500 м, расположенными в басс. Булямущая.

Жерловины сложены вулканической брекчией, состоящей из округлых и угловатых обломков стекловатых базальтов с крупными фенокристаллами пироксена и спилитовидных базальтов. Размеры обломков до 5-10 см в поперечнике. Связующая масса сложена мелкораздробленным агрегатом этих же базальтов. Как правило, основная масса породы охвачена процессами автосоматического зеленокаменного изменения и последующей пропилитизации. Из акцессорных минералов в пробах-протоколках установлены сфен, апатит, циркон, ильменит, магнетит, хромшпинель, муассанит, диопсид, графит, золото. Структура породы порфировая, основной массы – гиалопилитовая, трахитоидная.

Субвулканическая фация комплекса, представленная диабазами, долерито-диабазами и амфиболлизированными диабазами, слагает крупное линзообразное тело вдоль южной полосы вулкаников на западе этой полосы и мелкие дайкообразные тела южнее гряды Кызбиби, в верховьях Джиландыся в районе месторождений Капкаклы и Каракутан.

По данным нейтронно-активационного и атомно-абсорбционного анализов, содержание золота в вулканиках варьирует от 0,05 до 0,22 г/т, причем высокие содержания приурочены к центрам извержений. Почти во всех пробах-протоколках, отобранных из вулкаников, отмечаются знаки золота – от 1 до 37 знаков, в отдельных пробах жерловой фации золото составляет 5% от веса тяжелой фракции. Цвет золота желтый, темно-желтый, красноватый, форма зерен кристаллическая, пластинчатая, комковидная, дендритовидная. Очевидно, породы джиландинского комплекса являлись донорскими при формировании месторождений Каракутанского золоторудного поля.

Возраст вулканогенной (анкармит-трахибазальтовой) формации по общегеологическим соображениям принят нижнедевонским условно. Геодинамическая обстановка предположительно – коллизионный рифтогенез (?).

Условия формирования формации в целом соответствуют конечной стадии надсубдукционного рифтогенеза.

Тоналит-гранодиоритовая C_2 (?) формация представлена каракутанским диорит-гранитоид-порфировым дайковым комплексом, выделенным [11] в северной части Зиаэтинских гор. Дайки образуют субширотный пояс шириной до 5-6 км и протяженностью более 30 км. Мощность отдельных даек от 0,3-0,5 до 28-30 м, в среднем 3,5-4 м; длина до 3 км.

Комплекс образован в следующей хронологической последовательности: 1) биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиорит-порфиры, местами переходящие в резко порфировидные гранодиориты; 2) гранатсодержащие амфибол-биотитовые гранодиорит-порфиры; 3) гранат-амфибол-биотитовые «порфировидные» гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры; 4) амфибол-биотитовые диоритовые и кварцевые диоритовые порфиры, местами сиенодиоритовые и кварцевые сиенодиоритовые порфиры; 5) спессартиты, вогезито-спессартиты, керсантиты-спессартиты. Химический состав даек каракутанского комплекса, по З.А.Юдалевичу и др. (1993 г.), характеризуется выдержанной для всех типов пород недосыщенностью глиноземом (даже в гранатовых разновидностях), постоянным присутствием нормативного гиперстена. На диаграммах щелочности преобладающие в составе комплекса дайки гранитоидного состава отчетливо известково-щелочные, лишь составы повышенной основности, обнаруживающие монцитонитовидный уклон, оказались в поле, характерном для субщелочных пород. Натрий в известково-щелочных составах, как правило, преобладает над калием. Общая железистость пород плавно возрастает в соответствии с повышением кислотности пород (от 30-40% в диоритоидах, до 50-70% в гранитоидных разностях). Содержания рубидия в дайках варьируют от 34-64 г/т в диоритоидах, до 68-88 г/т в гранитоидах, а отношение K/Rb – в пределах 245-544, преимущественно 300-360, что определяет преимущественное соответствие пород на диаграмме $Rb-K_2O$ тренду орогенных тоналит-гранодиоритовых серий. Доминирующий гранодиоритовый и кварцево-диоритовый состав пород, ясно выраженная известково-щелочная тенденция, значения K/Rb отношений с определенностью указывают на принадлежность каракутанского комплекса к тоналит-гранодиоритовой формации класса вулкано-интрузивных ассоциаций, производных континентальных щелочно-известковых андезитов. Глубина становления даек гипабиссальная.

Формационные аналоги рассматриваемой ассоциации обычно встречаются в окраинно-континентальных условиях. Учитывая геологические данные, в частности, внедрение даек в метаморфизованные вмещающие породы катармайской свиты, участие даек в складчатых деформациях герцинского возраста, а также одиночные определения абсолютного возраста 304-347 млн. лет (К-Аг метод, амфибол, биотит, ВСЕГЕИ). Возраст комплекса спорный. З.А.Юдалевич с соавторами (1993 г.) считают его средне-позднедевонским, Т.Н.Далимов – среднекаменноугольным. Геологические факты, фиксирующие возраст комплекса, не установлены, поэтому точный возраст комплекса может быть определен только после получения современных абсолютных датировок.

Метавулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенная E-S формация (катармайская свита – 2500 м) сложена метаморфическими парасланцами сюдисто-альбит-кварцевого состава, с прослоями метаморфизованных вулканогенных и карбонатных пород, ортосланцев и кварцитов. Мощность прослоев вулканогенных пород и ортосланцев от 0,2 до 80 м. В мраморах часто наблюдается примесь вулканогенного (?) материала, представленного зернами полевого шпата и полностью замещенного хлоритом вулканического стекла. Прослой карбонатных пород (мраморы, известняки, доломиты) и кварцитов имеют мощность от 0,1 до 2 м. Распределение их неравномерное: если в нижней части развиты только отдельные слои, то в центральной они выражены горизонтом (80-150 м) переслаивания со сланцами. Количество вулканогенных, карбонатных пород и ортосланцев сильно меняется по латерали.

Зеленые ортосланцы образуют линзовидные тела мощностью от нескольких метров до 500 м и протяженностью от первых десятков метров до 1,5 км. Вероятно, метавулканиды приурочены к нижней части разреза, которая метаморфизована в эпидот-амфиболитовой фации. В результате этого метаморфизма породы были полностью перекристаллизованы и утратили свои первичные текстурные и структурные особенности. Они обладают хорошо выраженной сланцеватой и, реже, полосчатой текстурой и лепидогранобластовой, гранобластовой, фиброгранобластовой, пойкилопорфиробластовой структурой. Среди ортосланцев выделяются альбит-хлоритовые, альбит-хлорит-актинолитовые, альбит-амфиболовые, альбит-эпидот-амфиболовые, альбит-карбо-

нат-эпидот-хлоритовые и другие переходные между ними разновидности. Наиболее развиты альбит-хлорит-актинолитовые сланцы.

Основными минералами зеленых ортосланцев являются актинолит, альбит, хлорит, эпидот, кальцит, магнетит. В.С.Корсаков, И.В.Мушкин [4] отмечали в них винчит и кроссит, однако, проведенные позднее работы В.А.Хохлова и др. (1972 г., 1987 г.) не подтвердили парагенезиса с глаукофаном (субглаукофаном (?)).

По данным В.С.Корсакова (1984 г.), состав метаморфических парасланцев следующий, %: кварц – 20-35, альбит – 15-25, мусковит – 25-35, хлорит – 8-25, кальцит – 1-5, стильпномелан – 1-2, биотит – 0-1, аксессуарные – сфен, апатит, турмалин, лейкоксен, рутил, пирит.

Для метавулканидов характерны: базальтовый состав, натриевый тип щелочности, умеренная глиноземистость и кислотность, относительно низкая титанистость. В целом они соответствуют примитивным толеитовым базальтам и наиболее близки к формации натриевых базальтов (Михайлов и др., 1988 г.).

В районе зим. Белькудук и сел. Кутчи встречаются три разобщенных тела ультрабазитов мощностью 20-40 м, протяженностью от нескольких десятков метров до 650 м, залегающие согласно с вмещающими сланцами. Они сложены преимущественно серпентином (хризотилитовые, антигоритовые и бастит-антигоритовые серпентиниты). В слабо измененных разностях содержатся крупные зерна оливина, значительно серпентинизированного, а участками и реликты пироксена, нацело замещенного вторичными минералами. Кроме того, они содержат рудные прожилки, тальк, карбонат, магнетит, хромит и хлорит.

Разрез катармайской свиты имеет сложночешуйчатое строение и характеризуется чередованием метаморфизованных образований с карбонатными вулканогенными отложениями девона. Это закономерное строение для аккреционных призм, включающих разные фрагменты разреза коры океанического типа: гипербазиты, базальты, кремнистые сланцы, кремни и карбонатные породы.

Возраст свиты всегда был дискуссионен. Л.Н.Белькова, В.Н.Огнев [3], Б.В.Яскович [12], И.М.Мирходжаев [8, 9] относили катармайскую свиту к протерозою; Ю.А.Лихачев [6] – к нижнему палеозою; З.М.Абдуазимова [1], В.С.Корсаков, Е.И.Барковская, Э.С.Сорокин на основании сборов органических остатков в карбонатных породах считали возраст свиты силур-девонским; Х.В.Рыскина считала, что из-

вестняки и доломиты с палеозойской фауной сохранились в узких синклинальных мульдах и не должны включаться в состав метатерригенных отложений свиты.

Наши геохронологические исследования, проведенные совместно со специалистами из Санкт-Петербурга, с определением возраста по мономинеральным пробам циркона U-Pb методом SIMS SHRIMP из кремнистых сланцев катармайской свиты показали, что из 100 округлых зерен, характерных для обломочного циркона, сорок семь дали возраст в диапазоне 2600-467 млн. лет с двумя основными перекрывающимися пиками при 900-570 и 1100-900 млн. лет и несколькими возрастными в диапазоне 2300-700 млн. лет. Несколько самых молодых зерен с возрастом около 570 млн. лет предполагают самый поздний неопротерозойский эдиакарский максимальный возраст отложений осадочного протолита. Однако присутствие одного зерна с возрастом 467 млн. лет может указывать на то, что катармайская свита включает кремнистые сланцы ордовикского возраста. Это предположение согласуется с возрастом 450 млн. лет, полученным Worthington et al. [13] для метавулканитов из близких по составу образований Фан-Каратегинского пояса, расположенных в восточной части Гиссарского сегмента Тянь-Шаня.

Имея ввиду эти определения, а также время, необходимое для кристаллизации магматического тела, его эксгумации, выветривания и переотложения кристаллов, можно говорить о справедливости предположения Ю.А.Лихачева о нижнепалеозойском возрасте. Кроме того, учитывая, то, что катармайская свита перекрыта вулканогенно-карбонатной формацией нижне-го-среднего девона, можно говорить о кембрий-девонском интервале формирования свиты.

Террейн Кульджуктау-Зеравшан расположен в Зирабулак-Зиаэтдинском районе южнее террейна Катармай и включает пять формаций. Верхнюю часть комплекса составляет *вулканогенно-терригенная (флиш-олистостромовая) C_{2,3}* формация (тепаликская C_{2,3} – 200-550 м, тымсайская C₁ – 800-900 м). В Чакыл-Каляне эта формация представлена маргузорской C_{2,3} свитой.

В горах Зирабулак-Зиаэтдин терригенные отложения карбонового возраста выделены В.С.Корсаковым в тепаликскую свиту, которая сложена чередованием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и сланцев. Размеры галек и валунов доходят до 1 м и представлены они преимущественно обломками нижележащих пород: конгломератов, гравели-

тов, песчаников, различных сланцев, алевролитов, кварцитов, кварцем, известняками, доломитами и измененными магматическими породами (альбитизированные и окварцованные тоналиты, граниты, аплиты и альбитизированные габброиды). Выше залегают чередующиеся песчаники и сланцы.

Тымсайская свита сложена линзовидно переслаивающимися сланцами, алевролитами и песчаниками, с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов, дацитовых порфиров, андезитов, риолитов и их туфов, кремнистых пород и известняков. Гальки в грубообломочных разностях представлены кремнистыми породами, известняками, кварцем, реже, сланцами. Возраст свит определен по находкам переотложенной фауны и флоры.

Ниже залегает *терригенно-кремнисто-карбонатная S₁-D_{1,2}* формация. В Зирабулак-Зиаэтдинских горах разрез начинается с нижнего венлока (катаджарская свита), представленного толщей известняков и доломитовых известняков, глинистых, с примесью терригенного материала и стяжениями известкового аргиллита и прослойками кремнистого материала. Иногда породы конгломератовидные, со структурами подводного оползания. Верхний венлок (терикбабинская свита) сложен доломитами, известняками и доломитовыми известняками, часто глинистыми и содержащими терригенную примесь кварца и полевого шпата. Лудловские отложения (пьязынская свита – 650-700 м) сложены доломитами, доломитовыми известняками с линзами и прослоями известняков. Нижний девон (джалкырай-махальская свита – 600-800 м) внизу представлен известняками с линзами и включениями (обломками) доломитов, известняков; в середине – доломитами, доломитовыми известняками, в меньшей степени известняками и содержит тонкие кремнистые и кремнисто-глинистые прослойки; сверху сложен чередованием известняков, доломитов и доломитовых известняков. Эйфельские отложения (майзакская свита – 350-480 м) образованы известняками с многочисленными прослоями и линзами (0,1-2 см до 40 см) кремнистых пород, редки линзы доломитов. Живетский ярус (казанбулакская свита – 200 м) представлен чередующимися доломитами, доломитовыми известняками и известняками.

Следующая формация *карбонатно-терригенная O₃-S₁¹* (дараитутская S₁¹, ярманчинская O₃-S₁¹ свиты). Ярманчинская свита, или как ее еще называют «переходный горизонт», в нижней части сложена переслаиванием известняков,

гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. В верхней части наблюдаются пелитоморфные известняки, с прослоями глинистых сланцев и кремнистых пород. Выше залегает дараитутская свита, внизу сложенная чередующимися узловатыми и пятнистыми углистыми, слюдисто-кварцевыми, серицит-углисто-глинистыми сланцами и алевролитами, с прослоями и линзами кварцитов, песчаников, известняков и гравелитов; а вверху – слюдисто-кварцевыми и кварц-слюдистыми сланцами. Венчается разрез горизонтом переслаивания серицит-кварцевых, кварц-карбонатных, кремнистых сланцев и пелитоморфных известняков. Возраст установлен находками брахиопод, ругоз, табулят, криноидей.

Особенности формации свидетельствуют о сравнительно мелководных, прибрежно-континентальных условиях осадконакопления, недалеко области сноса, характеризующейся резкой изменчивостью тектонического режима и удаленностью от вулканических центров. По этим особенностям может быть реставрирована геодинамическая обстановка терригенной ловушки во фронтальной части отмирающей энсиалической островной дуги или активной континентальной окраины. Отметим, что с запада на восток или от гор Кульджуктау к Зирабулак-Зиаэтдину и далее к Чахыл-Каляну, резко уменьшается количество вулканического материала в отложениях верхнеордовик-нижнесилурийского времени и существенно увеличивается доля карбонатных пород. Это может быть следствием латеральной смены геодинамической обстановки в пределах континентальной окраины от активного режима на западе (Кульджуктау) до перехода к пассивному в более восточных районах (Чахыл-Калян).

Основание комплекса представлено *вулканогенно-терригенной* $O_{2,3}$ формацией (алтыаульская $O_{2,3}$ свита), сложенной глинистыми, углисто-глинистыми, алевроито-глинистыми филлитовидными сланцами, алевролитами и песчаниками, с прослоями андезитовых, дацитовых порфиров и кварцевых альбитофиров и их туфов, известняков, гравелитов и конгломератов, кварцитов и кремнистых пород. В алевролитах и глинистых сланцах верхней части разреза свиты наблюдаются включения обломков («пуддинги») различных пород (известняки, кварциты, сланцы, риолиты, спилиты) размером от гальки до валунов.

В целом свита имеет олистостромовую природу. Возраст обоснован многочисленными сборами органических остатков: брахиопод,

водорослей, кораллов и граптолитов, при том, если вся перечисленная фауна была из олистолитов известняков, то последняя была найдена в сланцевом блоке.

В связи с этим вся толща может быть диагностирована как тепаликская или маргузорская свита, а собственно алтыаульская свита, состоящая из известняков с прослоями алевропелитов, сохранилась только в виде олистолитов в составе олистостромовой толщи.

Интрузивные комплексы коллизионного гранитоидного пояса C_3 - P_1 . Коллизионные гранитоиды на рассматриваемой территории представлены *гранитовой C_3 - P_1 формацией* S-типа кетменчинского, каратюбе-зирабулакского и тымского комплексов.

Кетменчинский комплекс двуслюдяных и лейкократовых гранитов (γP_1 kt). Зафиксированы три типа относительно разновозрастных двуслюдяных и лейкократовых гранитов, различающихся, в основном, лишь по зернистости. Определяется следующий минеральный состав гранитов комплекса: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, мусковит; акцессории – турмалин, гранат, апатит, циркон, рудный. Плагиоклаз имеет слабо заметную зональность, состав его варьирует от альбит-олигоклаза до олигоклаз-андезина.

Комплекс характеризуется повышенными содержаниями кремнезема, глинозема (избыточный нормативный корунд) и несколько повышенной общей железистостью. Тип щелочности калий-натриевый, подтип предельный натрий-калиевый (близкий к калиевому), нередко калиевый.

Геохимическая специализация комплекса характеризуется сверхкларковыми содержаниями олова, ниобия, тантала, бериллия, бора, урана. С комплексом связаны отдельные рудопроявления берилла и урана. Измерение абсолютного возраста гранитоидов комплекса (калий-аргоновый метод, биотит) дало цифру 272 млн. лет, что подтверждает их раннепермский возраст. Является латеральным аналогом алтыбайского (Букантау) и гатчинского (Нуратау) комплексов.

Каратюбе-Зирабулакский интрузивный комплекс состоит из двух субкомплексов: 1) тымского гнейсогранитоидного и 2) собственно каратюбе-зирабулакского адамеллит-гранитового. Ведущим является последний, по которому названа вся серия гранитоидных пород. Тымский гнейсогранитоидный субкомплекс распространен в Зирабулакских горах, где его породы слагают Карачакудукский, Тымский, Джалкыр-

ский и Кетменчинский массивы. Вмещающие породы представлены широким диапазоном пород от ордовикского до карбонового времени. Все тела субкомплекса линейно вытянуты, конформны и большей частью конкордантны по отношению к вмещающим образованиям.

Один из важных значительных признаков внешнего вида тымских гранитоидов – гнейсоватость. Тымские гранитоиды представлены: 1) крупно- и среднезернистыми порфиroidными амфибол-биотитовыми и существенно биотитовыми гранодиоритами-адамеллитами и биотитовыми, мусковит-биотитовыми гранитоидо-гнейсами; 2) мелкозернистыми биотитовыми и мусковит-биотитовыми гранитами-адамеллитами, 3) средне- и мелкозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами-адамеллитами.

Собственно каратюбе-зирабулакский субкомплекс включает следующие массивы: Зирабулакский батолит, а также Акмазарский, Кошкудукский, Майзакский и Гунжакский массивы в Зирабулак-Зиаэтдинских горах. По отношению к структуре вмещающих пород массивы, в основном, позднекладчатые тела. Нередко встречаются дисконформные, дискордантные.

Интрузивы субкомплекса, главным образом, однофазовые образования. Как правило, они сложены средне- и крупнозернистыми порфиroidными адамеллитами.

Металлогеническая специализация комплекса имеет отчетливо выраженный редкометалльный характер. Наибольший интерес представляет контактовый тип скарново-щеелитовой минерализации. В связи с гранитоидами комплекса известны несколько крупных вольфрамово-рудных месторождений.

Измерения абсолютного возраста гранитоидов комплекса (калий-аргоновый метод, биотит) дают цифры в интервале 272-295 млн. лет, что не противоречит представлениям об их позднекаменноугольном – раннепермском возрасте.

Каратюбе-Зирабулакский комплекс является латеральным аналогом алтынтауского (Букантау) и шуракского (Нуратау) комплексов.

Танхазынский интрузивный (v, qd, py C₂t) комплекс. Петропическим представителем комплекса является Гиссарский батолит, где он проявлен в наиболее полном виде. На Зирабулак-Зиаэтдинском участке всего одна фаза комплекса – это среднезернистые амфибол-биотитовые кварцевые диориты, которые образуют маломощный шток диаметром ~ 250 м в юго-восточной части Зирабулакских гор.

Кварцевые диориты сложены многозональным плагиоклазом (лабрадор-андезин), густоокрашенной буро-зеленой роговой обманкой, темно-коричневым биотитом, с незначительной примесью кварца и калий-натриевого полевого шпата. Структура породы призматическизернистая, участками микрографическая (кварц-олигоклазового состава), что свидетельствует о гипабиссальных условиях кристаллизации расплава. Характерные акцессорные минералы – апатит, циркон, ортит, гранат, сфен, магнетит. Из петрохимических особенностей характерны натриевый и малокалиевый тип щелочности, низкие содержания рубидия и стронция. Из элементов-примесей в повышенных количествах присутствуют медь, цинк, свинец, олово, серебро, золото.

Металлогенический профиль комплекса подчеркивается связью с ним золото-полиметаллического оруденения, тяготеющего к контактовым зонам интрузивов и скоплениям дайковых тел. Нижняя возрастная граница комплекса фиксируется его интрузивными контактами со среднекаменноугольными отложениями сагдорской свиты и пересечением его пород более молодыми гранитоидами позднекаменноугольного гиссарского комплекса. Абсолютный возраст габброидов Гиссарского батолита + 320 млн. лет, полученный U-Pb методом по цирконам (SHRIMP), подтверждает его среднекаменноугольный возраст.

Каттасайский субвулканический (та C₁kt) комплекс. Представлен одним экструзивным и несколькими дайкообразными телами, залегающими в отложениях тымсайской (C₁tm), алтыаульской (O₂₋₃al) и казанбулакской (D₂kz) свит. Породы, слагающие комплекс, представлены трахиандезитами, трахитами и трахириолитами.

Трахиандезиты слагают экструзивное тело размером 100×150 м на правом борту Каттасая в его нижнем течении. Западная часть экструзии сложена средне-крупнообломочной лавобрекчией жерловой фации размером ~ 30×35 м.

Восточная часть тела экструзии сложена массивными однородными мелко-среднепорфиroidными обильно вкрапленниковыми трахиандезитами темно-серого цвета.

Титанистость и фосфорность пород низкие, железистость высокая (70-80%). Магнитная восприимчивость трахиандезитов невысокая (32-46 × 10⁻⁵ ед. СИ).

Возраст комплекса (C₁) обосновывается тем, что его породы пересекают свиты (C₁tm)

и, в свою очередь, рассекаются гранитоидами каратюбе-зирабулакского комплекса (C_3 - P_1 kz).

Заключение. Зирабулак-Зиаэтинский район занимает центральный сегмент супертеррейна Юго-Западный Тянь-Шань, в строении которого участвуют два террейна: Зеравшанский, сложенный аккреционным офиолитовым комплексом кембрия-силура и вулканогенно-карбонатно-кремнистой формацией девона и Кульджук-Чакылкалянский, представленный вулканогенно-терригенно-карбонатными образованиями ордовика-девона и микститами среднего-верхнего карбона, маркирующими надвиговые структуры, со встречной вергентностью. В позднем карбоне-перми произошло внедрение коллизионных интрузивных комплексов.

Для каждого из террейнов характерен свой металлогенический уклон. Для Зеравшанского – золоторудная специализация (объекты Тиллятаг, Какпаклы, Каракутан, Бешкудук и др.), тяготеющая к измененным базальтам джиландинского комплекса (см. рис. 2, С). Геолого-промышленный тип месторождений – золото-сульфидно-кварцевый. По морфологии это небольшие жилы и минерализованные зоны дробления. Велика вероятность нахождения продуктивных участков на продолжении пояса, на участках, перекрытых платформенным чехлом.

Кульджук-Чакылкалянский террейн, прежде всего, характеризуют вольфрамовые и молибден-вольфрамовые месторождения, в числе которых крупный объект – Ингичке, относимый к скарновому типу, приуроченному к экзоконтакту известняков силура-девона с интрузивом, представленным каратюбе-зирабулакским гранодиорит-адамеллитовым комплексом C_3 - P_1 . Кроме того, есть определенные перспективы тантал-ниобиевой минерализации, связанной с гранитами кетменчинского комплекса. Здесь известны также мелкие непромышленные месторождения олова (Семизкудук, Лапас, Карнаб), почти повсеместно встречаются рудопроявления ртути и сурьмы. В последнее десятилетие привлекла внимание золоторудная специализация микститовых комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуазимова З.М., Корсаков В.С., Мансуров Р.И., Пяновская И.А., Пятков К.К. О возрасте катармайской свиты в Зиаэтинских горах (биостратиграфическая ревизия) // Узб. геол. журн. - 1973. - № 5. - С. 57-61.

2. Абдуллаев Р.Н., Ахмеджанов М.А. Проблематика рифейских отложений Западного Узбекистана // Новые данные по фауне Узбекистана. - Т.: Фан, 1972. - С. 3-6.

3. Белькова Л.Н., Огнев В.Н., Кангро О.Г. Докембрий Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов. - М.: Недра, 1972. - 132 с.

4. Корсаков В.С., Мушкин И.В. Оливин-базальтовая ассоциация вулканогенных пород Зирабулак-Зиаэтинских гор (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР, 1971. - Т. 197. - № 5. - С. 1137-1140.

5. Корсаков В.С., Асатуллаев Н.Р., Шмулевич Г.Д., Барковская Е.И. Рабинджанская свита (Западный Узбекистан) // Узб. геол. журн. - 1994. - № 1. - С. 14-21.

6. Лихачев Ю.А., Владимирский В.С., Малова Э.В., Шульц С.С. Основные черты стратиграфии палеозоя Центральных Кызылкумов // Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. - Л.: Гостоптехиздат, 1961. - Вып. 2. - 118 с.

7. Михайлов В.В. Анкарамит-трахибазальтовая формация Зиаэтинских гор и ее рудоносность // Тез. докл. конф. «Петрология и рудоносность магматических формаций складчатых областей». - Т.: Университет, 2000. - С. 96-98.

8. Мирходжаев И.М., Головин В.Е. и др. Докембрийские метаморфические формации Среднего и Южного Тянь-Шаня // Мат-лы II Среднеаз. регионал. петрограф. совещ. - Душанбе: Дониш, 1971. - С. 92-95.

9. Мирходжаев И.М., Салов П.И., Хохлов В.А. и др. Геология и некоторые петрографические особенности катармайской толщи Зиаэтинских гор // Тр. ТашПИ. - Т., 1973. - Вып. 95. - С. 31-32.

10. Стратиграфический словарь Узбекистана / Под ред. З.М.Абдуазимовой / Тр. ИМР. - Т.: ГИДРОИНГЕО, 2001. - 580 с.

11. Туляганов Х.Т., Юдалевич З.А., Коржаев В.П. и др. Карта магматических комплексов Узбекской ССР. - Т.: Фан, 1984. - 345 с.

12. Яскович Б.В., Поникленко И.А., Поспелов А.Г., Болгова Г.В. Докембрийский выступ Зиаэтинских гор // Узб. геол. журн. - 1972. - № 4. - С. 63-67.

13. James R. Worthington, Paul Kapp, Vladislav Minaev, James B. Chapman, Frank K. Mazdab, Mihai N. Ducea, Ilhomjon Oimahmadov, Mustafu Gadoev // Birth, life, and demise of the Andean-syn-collisional Gissar arc: Late Paleozoic tectono-magmatic-metamorphic evolution of the southwestern Tian Shan, Tajikistan // Tectonics. - 2017. - V. 36. - Is. 10. - P. 1861-1912.

Статья представлена членом редколлегии докт. г.-м. наук М.У.Исоковым.