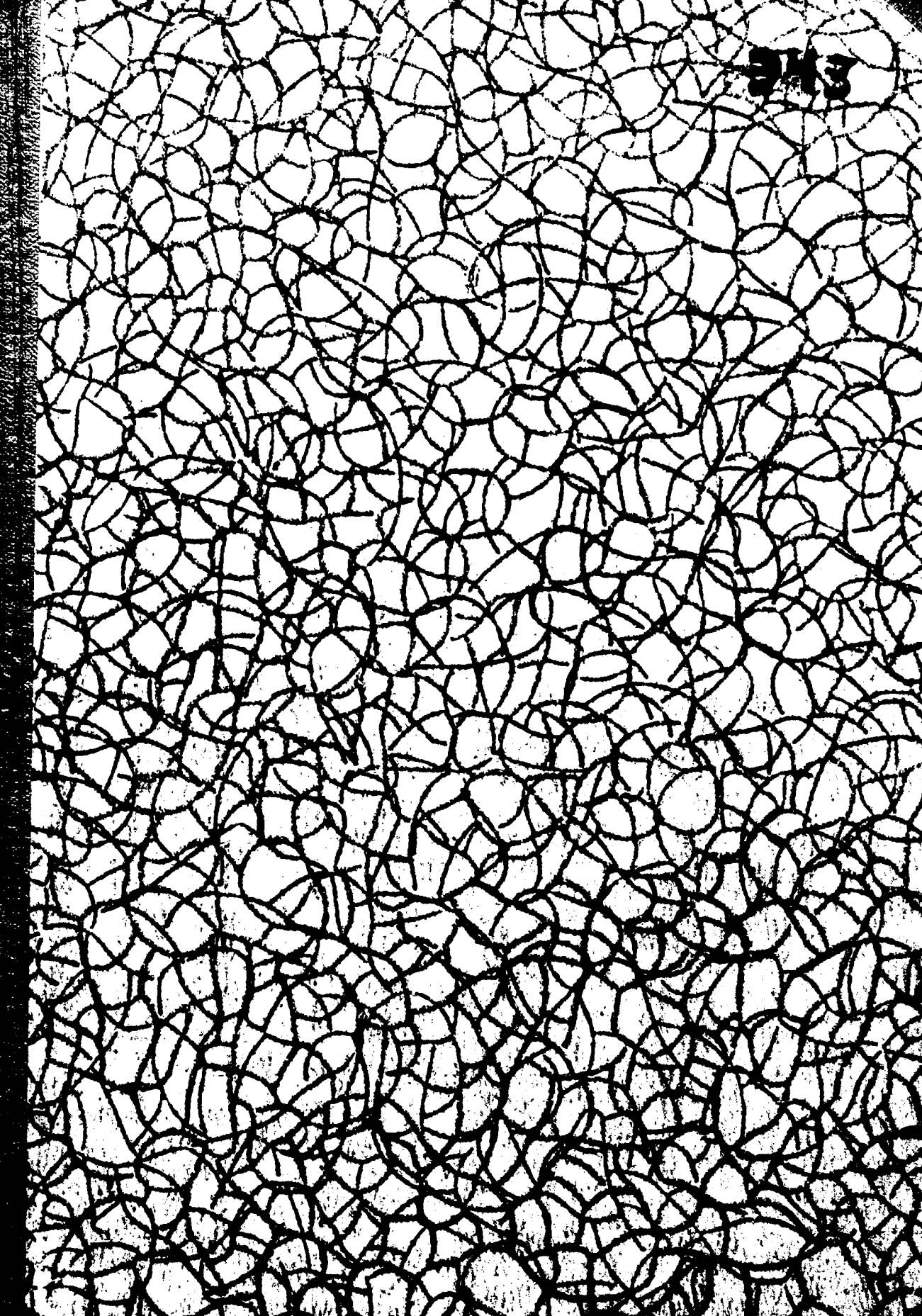


213



НА ДА... НЕ ВЫДАЕТСЯ

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ СОВЕТА ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ

СЕРИЯ КИРГИЗСКАЯ • ВЫП. 2

531
M341

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ТЯНЬ-ШАНЯ

ЧАСТЬ III

и В 2/85

20905

100

НА ДЕНЬЕ ВЫДАЕТСЯ

ЭЧЭ

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ СОВЕТА ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ

СЕРИЯ КИРГИЗСКАЯ - ВЫП. 2

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ТЯНЬ-ШАНЯ

ЧАСТЬ III

~~15322~~ 20905

Наконец СССР;
 Центральная Научно-исследовательская Библиотека
 Инв. № 15322

55

ПРОВЕРЕНО

№ 35624

ГОС. НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ
БИБЛИОТЕКА СССР

2811 ²⁵
58

H

ПРОВЕРЕНО
1933 г.

2811

58

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР
Январь 1933 г.

Непременный секретарь академик *В. Воллин*

Редакторы издания акад. А. Е. Ферсман и Н. М. Прокопенко

Технический редактор ученый корректор Н. Г. Редько

Сдано в набор 9 декабря 1932 г. — Подписано к печати 29 января 1933 г.

157 стр. — 1 карта

Формат бум. 72 × 110 см. — 9³/₄ печ. л. — 50493 тип. зн. — Тираж 1000

Ленгорлит № 819. — АНИ № 46. — Заказ № 2621

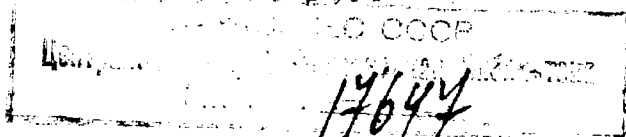
Типография Академии Наук СССР, В. О., 9 линия, 12

СОДЕРЖАНИЕ

| | Стр. |
|--|------|
| Н. М. Прокопенко. Пересечение центрального Тянь-шаня по маршруту Каракол — Узенгегуш — Нарын (с 7 фиг. и 1 карт.) . . . | 5 |
| Геоморфологические наблюдения по маршруту (5). Геологические наблюдения по маршруту (17). Основные выводы (33). Геоморфология (33). Стратиграфия и тектоника (35). Минералогия и геохимия (39). Литература (40). | |
| Н. М. Прокопенко. Термы центрального Тянь-шаня | 41 |
| Описание термальных источников (41). Закономерности в распределении терм и связанных с ними газовых струй (49). | |
| Л. В. Комлев, Н. М. Прокопенко и В. В. Чердынцев. Радиоактивность горных пород СССР. Содержание радия в некоторых породах хребта Терской Ала-тау и центрального Тянь-шаня . | 53 |
| Материал подвергшийся обработке (53). Описание горных пород. Маршрут Джуука — ледник Петрова (54). Породы из других районов хребта Терской Ала-тау и центрального Тянь-шаня (60). Выводы (63). | |
| Б. А. Федорович, В. В. Шумов и Н. М. Прокопенко. Молодые эффузии оливковых базальтов в Чу — Иссык-кульском районе (с 5 фиг.) | 65 |
| М. М. Решеткин. Гидрогеологический очерк Чуйской котловины в районе Токмака (с 4 фиг.) | 79 |
| Литературные и архивные данные (79). Оро-гидрография района (81). Характеристика генетических типов и антропогенных отложений (86). Гидрогеология района (96). | |
| Б. А. Гаврусевич. К геохимии контактных пегматитов центрального Тянь-шаня (с 3 фиг.) | 109 |
| Н. Г. Концевич. Новые данные о термальных источниках хребта Терской Ала-тау (с 10 фиг.) | 125 |
| Описание источников (126). Физико-химическая характеристика источников (148). | |



15329



Н. М. ПРОКОПЕНКО

ПЕРЕСЕЧЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО МАРШРУТУ КАРАКОЛ—УЗЕНГЕГУШ—НАРЫН

Летом 1929 г. Тянь-шанская экспедиция Академии Наук СССР в составе руководителя работ Н. М. Прокопенко, научного сотрудника Б. А. Гаврусевича, при двух рабочих, пересекла центральный Тянь-шань по маршруту Каракол—Узенгегуш—Нарын. Экспедиция ставила своей основной задачей исследование термальных источников центрального Тянь-шаня.

Снарядившись в г. Каракол экспедиция прошла вьючным путем в г. Нарын по следующему маршруту: перевал Джуука, ледник Петрова, перевалы Ак-бель, Иштык и Мюроджан, речки Ичке-су и Тасма-джункапчигай (с рекогносцировкой по рч. Кайнар), перевалы Кызыл-бель и Каракоз, р. Узенгегуш, рч. Котр, перевал Кубергенты, реки Каракол, Улан и Ат-баш (с рекогносцировкой на ключ Безбельчир-арасан), перевал Кызыл-бель, г. Нарын. Исследованиями, таким образом, была охвачена преимущественно сыртовая полоса центрального Тянь-шаня, прилегающая к северным и северозападным склонам хребта Кок-шаал.

Весь путь от Каракола до Нарына был пройден в течение полутора месяцев, при чем геологические наблюдения велись лишь попутно, при выполнении основного задания по исследованию термальных источников. Переход от перевала Иштык до устья рч. Котр экспедиция совершила совместно с пограничным разъездом. Начальнику разъезда т. Бирюкову приношу свою благодарность за оказанное содействие.

Из г. Нарын экспедиция прошла в западном направлении по долине р. Нарын (с остановкой в устье р. Алабуга для изучения термальных источников и свинцовых месторождений) и перевалив через Кугарт закончила работы в г. Джеляль-абад.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ ПО МАРШРУТУ

Путь от г. Каракола до въезда в ущелье Джуука проходит по населенной культурной полосе Иссык-кульской котловины. В области пред-

горий хребта Терской Ала-тау нижняя часть долины р. Джуука на протяжении около 15 км имеет эрозионный характер. Река течет в области развития легко размываемых осадочных пород в широкой просторной долине. При выходе из гор последняя имеет 1.5—2 км ширины, постепенно суживаясь до 250—300 м при слиянии Джууки с Джукучаком. Вначале вдоль реки тянутся желтоватосерые песчаноглинистые безжизненные обрывы соленосных (озерных) отложений. Ландшафт здесь полупустынный. Выше пограничной заставы пейзаж приобретает более красочный вид. Здесь ущелье проходит среди эффектных обрывов красноцветной континентальной свиты.

В нижнем течении р. Джуука наблюдаются четыре террасы, из них две более хорошо выраженные залегают на высоте 25—31 м и 45—52 м над уровнем реки. Террасы сложены из среднегалечного материала и сверху прикрыты желтоватосерым, неслоистым лессовидным суглинком до 3—5 м мощностью. На правом берегу Джууки, вблизи слияния последней с Джукучаком, речные галечники террас несогласно перекрывают красноцветные отложения.

Джуука выше слияния с многоводной р. Джукучак отклоняется от первоначального своего северозападного румба к югу, приобретая меридиональное направление. Уширенная часть долины, связанная с развитием легко размываемых красноцветных пород, тянется по Джукучаку еще на протяжении около 1 км, а затем сменяется узким (25—40 м) и относительно глубоким (30—50 м) каньоном, пропиленным в гранодиоритах на участке в 3-4 км длиной. Здесь впервые на склонах появляется еловый лес, который несколько выше спускается к самому руслу реки.

Река течет в каньоне довольно спокойно, но в верховьи его она с шумом и грохотом низвергается в виде каскадов по крутопадающему руслу, загроможденному крупными гранодиоритовыми валунами. Этот участок течения р. Джуука характеризуется изломом продольного профиля долины. Здесь молодая речная эрозия скрадывает троговый ледниковый рельеф, развитый выше по течению. Река переуглубила свое русло, образовав ниже порога типичный узкий каньон, пропиленный в гранодиоритах. Дно трога еще и сейчас местами сохранилось над каньоном в виде заплечиков. Оно загромождено моренным крупновалунным материалом.

Выезжая из леса, покрывающего дно ущелья у каскадов реки (от слияния Джууки с Джукучаком до каскадов около 5 км), мы попадаем в область типичного ледникового рельефа. Картина резко меняется. Долина реки принимает троговый характер. Корытообразный просторный профиль ее (до 0.5 км шириною) характеризуется плоским, слегка всхолмленным дном. Нижние части склонов пологонуты. В большинстве случаев они задернованы, местами покрыты осыпями гранодиоритовых пород, к которым иногда присоединяются конусы устьевых выносов боковых речек. Выше склоны долины круты, местами почти отвесны. Их покрывает ред-

кий еловый лес, иногда спускающийся к руслу реки (у каньона и в 1 км ниже устья рч. Кашка-су).

Окружающие долину с обеих сторон гранодиоритовые гребни возвышенностей достигают 1.5—2 км высоты над дном долины. В верхней части они имеют резкие скалистые очертания. В верховьях правых боковых протоков залегают небольшие ледники.

Река Джуука течет по дну трога хотя и довольно быстро, но сравнительно спокойно, не образуя бурных каскадов. Берега реки низкие, без террас. Дно долины местами галечниковое, местами заболоченное, с кочковатой травянистой поверхностью.



Фиг. 1. Пенепленизированная осевая часть хребта Терской Ала-тау.

Приняв справа довольно многоводную рч. Кашка-су (2477 м) р. Джуука отклоняется от меридионального направления к югозападу. На участке между устьем Кашка-су и рч. Дунгурме Джуука течет между сланцевыми возвышенностями правого берега (осевая часть хребта Терской Ала-тау) и гранодиоритами и кварцевыми порфирами слагающими левый берег. Ущелье Джуука в этом месте имеет, вероятно, тектоническое происхождение. Аналогичное восточное-северовосточное направление типично также для течения рч. Дунгурме и р. Уч-имчик. Джуукинское ущелье в своем верховьи проходит по границе соприкосновения между разнотипными породами (гранодиориты, сланцы), а в таких условиях особенно легко происходят разломы при тектонических движениях. Излияния порфиров выше устья Кашка-су, вероятно, и приурочены к одной из тектонических трещин, связанных с указанным выше разломом.

Троговый просторный профиль долины продолжается до рч. Дунгурме, расширяясь до 0.7 км выше устья Кашка-су. Дно трога выстлано мореной древнего оледенения, но конечных морен перегораживающих поперек долину здесь не наблюдается.

Троговое ущелье Джууки прослеживается на протяжении около 25 км, начинаясь в 4—5 км выше слияния Джууки с Джукучаком и оканчиваясь в устье рч. Дунгурме, на высоте 2908 м над уровнем моря. Долина Джууки в четвертичное время была вместилищем крупного ледника, при чем по отношению к ледникам, спускавшимся из боковых ущелий, главная долина была переуглублена. Современная речная эрозия очень слабо еще затронула ледниковый рельеф и лишь в нижней части трога она скрадывает корытообразный профиль долины, пропиливая в нему узкий каньон.

От устья рч. Дунгурме (здесь находится верхняя граница елового леса) Джуукинское ущелье сворачивает в юговосточном направлении, направляясь к осевой части хребта Терской Ала-тау. Ущелье носит поперечный характер, пересекая вкрест простирания свиту филлитовых сланцев. Небольшая речка течет в узком каньоне, сжатом огромными осыпями, спускающимися с высоких сланцевых гребней. Эта часть верхнего течения р. Джуука представляет участок переуглубленный молодой речной эрозией. Выше озер вновь господствуют ледниковые явления.

Тропинка вскоре приводит к небольшому (0.5 км длины, 50—100 м ширины) моренному озеру, выше которого начинается крутой подъем по огромной конечной морене (она имеет 100—150 м высоты над уровнем озера), состоящей из беспорядочного нагромождения крупных угловатых глыб гранодиоритов и филлитовых сланцев. Эта морена совершенно перегораживает поперек ущелье. Выше его образовалось второе (верхнее) ледниковое озеро, не имеющее непосредственного стока вниз. Вода из него, просачиваясь через морену, попадает в нижнее озеро, откуда она уже вытекает в виде небольшой речки.

С вершины морены (3390 м) открывается обширный вид на типичный ледниковый ландшафт верховьев Джууки. На южной стороне морены, у ее подножия, лежит верхнее ледниковое озеро (200 м × 0.5 км; абс. выс. 3305 м) с прекрасным зеленоватоголубым цветом воды. От высоких филлитово-сланцевых и гранодиоритовых стен ущелья к нему спускаются огромные крутые конусы осыпей. Выше озера профиль ущелья широкий (0.3—0.5 км), корытообразный. Вершины гор покрыты снежниками. Ландшафт мрачный, но величественный.

Огибая моренное озеро с восточной стороны, тропинка проходит по левому берегу ущелья среди сплошных крупноглыбовых осыпей гранодиоритов. Подъем на перевал идет по крутой, слегка разработанной тропинке, состояние которой на участке между верхним озером и перевалом Джуука надо признать плохим, несмотря на то, что она была несколько улучшена при постройке Тянь-шанской обсерватории. Подъем на перевал

с нормальным выюком и при хорошей погоде не труден, но он значительно усложняется при неистаеи.

В верховьи ущелья при подъеме на перевал (выше второго озера) видны 2 или 3 небольших уступа (ригели) в коренных породах (гранодиоритах). Может быть эти уступы образовались при временных остановках ледника во время общего его отступления.

С перевала Джуука (3645 м) открывается своеобразный вид. Прежде всего поражает отсутствие всякого спуска с перевала вниз в южном направлении. Перед нами расстилается довольно широкая (1—1.5 км) долина с троговым профилем, врезанная в платообразную возвышенность осевой части хребта Терской Ала-тау. Эта долина имеет сток (по ней протекает небольшой ручеек, ниспадающий затем в Джуукинское ущелье) в сторону перевала и несомненно она является верховьем древней речной долины р. Джуука. Сохранившийся участок ее в 2.2 км длиной (между перевалом и озером к югу от него) уцелел от размыва, отчасти может быть потому, что он был законсервирован оледенением, тогда как остальная часть долины, расположенная к северу от перевала, была сильно переуглублена эрозией.

Путь с перевала Джуука в южном направлении проходит по заболоченной с кочковатой поверхностью долине. В 2.2 км от перевала находится довольно длинное, но узкое (2.5 км длины, 50—200 м ширины) моренное озеро, с которого вытекает в северном направлении небольшая речка.

Покрытый снежниками гребень хребта Терской Ала-тау плавно понижается к ЮЗ, в сторону сыртов, постепенно сливаясь с последними. Платообразность рельефа наиболее возвышенной части хребта (4050—4480 м) указывает на то, что мы здесь имеем остатки древней, мезозойской пенепленовой поверхности.

Начиная с перевала Джуука мы вступаем в область типичных высокогорных сыртов с их унылым ландшафтом и неприветливой, обычно холодной, погодой. Сырты верховьев р. Нарын представляют широкие погребенные долины, частично заполненные моренными и флювиогляциальными отложениями. Многочисленные ледниковые валуны покрывают их поверхность, часто встречаются небольшие озера моренного происхождения. По долинам протекают многочисленные ручьи, создающие, в связи с вечной мерлотой, заболоченность почвы в наиболее пониженных местах. В общем сырты верховьев Нарына представляют широкие, высокогорные (3600—3700 м) долины, с слегка всхолмленным рельефом, покрытые довольно сочной травянистой растительностью, но совершенно лишенные леса.

Двигаясь дальше, мы через невысокий увал попадаем в бассейн рч. Арабель-су. Ландшафт сохраняет типичный для сыртов вид с их ледниковыми озерами и заболоченностью долины. К югу возвышаются горы с перевалом Джетым-бель, покрытые низко спускающимися к сыртам снежниками. Вдали на востоке отчетливо видна горная группа Ак-шийряк,

вытянутая в меридиональном направлении с многочисленными ледниками и с очень низко лежащей над сыртами снеговой линией.

С западного склона гор Ак-шийряк спускается к сыртам мощный ледник Петрова (длина его 16.8 км, ширина языка 2—2.2 км). Для этого ледника типично сильное развитие области питания в сравнении с площадью языка (Л. К. Давыдов, 4).

Нижняя часть ледника покрыта поперечными трещинами, ледниковыми столами и воронками таяния. Поверхность льда в этой части сильно засорена моренным материалом, представленным глыбами и обломками преимущественно серых гранитов. На правой, северной стороне ледника довольно хорошо выражена боковая морена, по которой мы поднялись на 3 км вверх от конца ледника.

Ледниковый язык оканчивается небольшим озером (абс. выс. 3786 м), к которому примыкает самая молодая не задернованная еще конечная морена. Вторая конечная морена тянется параллельно первой. Она частично задернована, с остатками мертвого льда. Третья самая древняя морена наиболее удалена от ледника в западном направлении. Валы конечных морен возвышаются на несколько десятков метров над дном долины. Они состоят из беспорядочного нагромождения мелких и крупных гранитных глыб. Долина р. Кум-тер ниже ледника Петрова выработана более древним оледенением. Она выстлана мореной и флювиогляциальными отложениями.

В 7—8 км к западу от ледника Петрова, на правом берегу р. Кум-тер, в 1929 г. закончена постройкой, на высоте около 3600 м, Тянь-шанская метеорологическая и гляциологическая обсерватория. Целью обсерватории является изучение водного режима верховьев р. Нарын и метеорологии высоких сыртов. Во время постройки обсерватории была обнаружена, на глубине 70—90 см от поверхности земли, вечная мерзлота. Несомненно, что это явление имеет широкое распространение в области высоких сыртов.

К СЗ от ледника Петрова находится платообразный гребень хребта Терской Ала-тау, круто обрывающийся к С под влиянием более интенсивной эрозии и плавно понижающийся к сыртам, к ЮЗ, где он прорезан рядом коротких ущелий (Джуука, Итыши, Кашка-су, Джукучак и др.). В том месте, где плато сливается с сыртами видны ясные следы ледниковой деятельности: местность холмиста, с небольшими моренными озерами, покрыта большим количеством гранодиоритовых валунов.

Оставив Тянь-шанскую обсерваторию мы выехали в южном направлении на перевал Ак-бель. Река Кум-тер, берущая свое начало с ледника Петрова и являющаяся верховьем р. Нарын, течет в просторной хорошо разработанной долине до 3—4 км шириною. Долина, вероятно, прежде имела троговый профиль, но впоследствии была заполнена ледниковыми и флювиогляциальными отложениями. Река дробится по галечниковому руслу на многочисленные рукава, легко проходимые вброд. Темные, не по-

крытые растительностью, сланцевые склоны хребта Ак-шийряк имеют мрачный облик.

В небольших ущельях, спускающихся к р. Кум-тер, залегают ледники с хорошо выраженными конечными моренами. Общий тип ландшафта высокогорно-пустынный.

Перевал Ак-бель (3812 м) имеет характер увала с небольшим превышением над сыртами, поэтому подъем на него не труден. Всюду на поверхности видны ледниковые валуны. Вероятно в четвертичное время перевал был занят переметным ледником.



Фиг. 2. Общий вид ледника Петрова.

Спуск с перевала Ак-бель к рч. Кара-сай проходит среди сложенных сланцевых возвышенностей, местами задернованных, местами покрытых осыпями.

Долина рч. Кара-сай хорошо выработана, до 0.5—1 км шириною, с довольно многоводной речкой (до 10 м шириною), протекающей по галечниковому руслу. Склоны покрыты скудной травой. По долине развиты четыре террасы, из них две более отчетливо сохранившиеся имеют высоту около 20 и 80 м над уровнем речки.

Через перевал Тожики (3531 м), характеризующийся небольшим превышением над долиной Кара-сай, тропинка приводит в просторную, до 4 км шириною, долину Кара-геру. Речка появляется лишь восточнее тропинки Тожики-иштык и принадлежит бассейну р. Сары-джасс. В выработке рельефа долины Кара-геру участвовала как речная эрозия, так и ледниковая деятельность. Ровное дно долины, вероятно, объясняется тем, что

она частично была заполнена в конце ледникового периода флювиогляциальными отложениями (погребенная долина).

Вблизи озера Патер-бешик (3603 м) ландшафт несколько оживляется. Обилие воды и сочная трава привлекают сюда кочевки киргиз.

Перевал Иштык (3640 м) представляет довольно широкую седловину с небольшим превышением (40 м) над долиной Кара-геру. Район сложен известняками, с слабо развитыми карстовыми явлениями. В верховьи долина рч. Иштык просторна, слегка заболочена и покрыта лугом. Ближе к устью рч. Борколдой она сужается до 30—50 м. Речка небольшая, 5—6 м шириной, с двумя террасами: одна высотой 15—20 м, вторая 45 м (речники в устье рч. Борколдой). В низовьи рч. Борколдой, на правом берегу, видны четыре террасы.

Гребень хребта Борколдой с более или менее ровным абрисом, с небольшими снежниками на северном склоне.

Подъем на перевал Тура-бооз (3612 м) нетруден. Тропинка проходит по пологому, холмистому склону хребта Борколдой. С перевала открывается вид на хорошо выработанный эрозионный рельеф этого района. Долина реки, образовавшейся после слияния речек Бооз-джалпак, Бедель и Кара-бель, глубоко врезана в сланцевые породы. Также глубоко врезано в сланцы ущелье рч. Мин-теке, при чем правый его склон, сложенный известняками (урочище Текеле-тур), с платообразной верхней поверхностью (4028—4267 м), плавно понижающейся к северу. Это, вероятно, остаток пенеплена. Река, образовавшаяся после слияния трех упомянутых выше речек, прорезает эти известняки в урочище Мын-гозыр узким, эпигенетическим каньоном.

Общий характер рельефа этого района характеризуется уже значительным участием эрозионных процессов. Формирование рельефа пошло здесь значительно дальше, чем в области высоких сыртов верховьев р. Нарын.

Начиная от рч. Иштык и по всему дальнейшему маршруту до г. Нарын, за исключением лишь небольших отдельных участков пути, долины рек значительно переуглублены эрозионными процессами и влияние ледниковых явлений на рельеф сказывается, главным образом, в верховьях речных систем.

Глубоко врезанное в сланцы ущелье рч. Мюроджан узко (15—30 м шириной), с небольшими осыпями на слабо задернованных склонах. Подъем на перевал Мюроджан (3761 м) постепенный и нетрудный. Древесная растительность отсутствует. Ландшафт однообразный и безжизненный. Крутой спуск с перевала к рч. Бооз-джалпак проходит среди сланцевых осыпей.

Рч. Бооз-джалпак протекает в просторной (0,7—1 км) хорошо выработанной долине с пологими сланцевыми склонами, покрытыми травянистым покровом. Здесь довольно широко развиты красноцветные отложения. Пойма речки галечниковая (200—300 м шириною) с многочисленными

руслами протоков, достигающими 7—8 м ширины. Речке сопутствует обрыв террасы высотой около 25 м.

Через невысокий увал Кара-сай (3752 м) мы попадаем в верховье рч. Кара-сай, принадлежащей уже к бассейну р. Узенгегуш. Незначительная рч. Кара-сай протекает в нешироком (30—80 м) эрозионном сланцевом ущелье со сползшими склонами. Развитые в долине этой речки красноцветные конгломераты придают местности своеобразный, свойственный этим отложениям, облик.

Ущелье рч. Ичке-су имеет типичный эрозионный рельеф. Глубина его, по отношению к окружающим возвышенностям, 500—680 м. Ущелье узко (30—50 м), с высокими обрывистыми сланцевыми склонами зеленоватосерого цвета, почти совершенно лишенными растительности. Во многих местах склоны окрашены лессовидным суглинком в желтоватосерый цвет. Довольно широко развиты осыпи, местами сильно загромождающие ущелье. Дно ущелья выстлано галечником, по которому протекает рч. Ичке-су, имеющая в низовьи до 8 м ширины. Ущелье носит весьма однообразный, полупустынный вид с преобладанием явлений физического выветривания и с отсутствием растительности и лишь в низовьи речки появляются впервые, на высоте около 3200 м, невысокие колючие кустарники.

Долина рч. Кайнар, куда была совершена боковая экскурсия до источников Кайнар-мазар, вначале эрозионная (50—100 м шириною), а выше у источников троговая (200—300 м шириною). Склоны возвышенностей частью задернованы, частью покрыты осыпями, низовье речки заросло высокой травой.

Переправившись вброд через многоводную р. Кичик-узенгегуш, мы вошли в хорошо разработанное в сланцах ущелье рч. Эмеген. Ландшафт здесь сохраняется типичный для сланцевых пород. Скалистые утесы, частично покрытые черной коркой пустынного загара, унылы и однообразны. Развиты осыпи. Речка небольшая, 5—6 м шириною, низовье ее заросло мелким кустарником.

Ущелье рч. Тасма-джун-капчигай трудно проходимо для вьючных лошадей. Оно в нижнем течении узко (20—50 м) и завалено галечниками и осыпями. Характер ландшафта все время сохраняется типичный для сланцевой полосы. В верховьи ущелье также узко (20—30 м) с высокими сползшими склонами, покрытыми довольно сочной травянистой растительностью. Еще выше, у подъема на перевал, долина расширяется. Высокие обрывы левого берега контрастно выделяются среди общего зеленого ландшафта долины.

Перевал Кызыл-бель (3776 м) с нетрудным подъемом по мягкому грунту. С вершины перевала открывается прекрасный вид на грандиозную панораму. Вдали, на югозападе, отчетливо вырисовываются снеговые громады хребта Кок-шаал, напоминающие своими очертаниями огромные сахарные головы. Рельеф гребневой части хребта характеризуется рез-

кими очертаниями отдельных вершин, достигающих 5183—5879 м абсолютной высоты. Возвышенности у перевала сложены красноцветными отложениями с типичным для последних ландшафтом.

Спуск с перевала Кызыл-бель по ущелью Шалдрак довольно крут. Вначале он проходит среди красноцветных конгломератов, а ниже среди нижнепалеозойских сланцев, прорезанных рч. Шалдрак узким (15—25 м шириною) каньоном, с обрывистыми стенками.

Переправившись вброд через довольно многоводную р. Чолок-капчигай (10 м шириною, при большой воде переправа представляет известные трудности) мы начали подъем по крутой довольно трудной тропинке к перевалу Каракоз (3783 м). Вначале подъем проходит среди узкого сланцевого ущелья, а выше по сположенным задернованным склонам красноцветной свиты.

С перевала Каракоз открывается обширный вид на хребет Кок-шаал и долину р. Узенгегуш. Склоны Кок-шаала ниже гребня хребта стальносере́го цвета, вероятно, сланцевые, прорезанные глубокими ущельями. В этом хребте ниже главных вершин наблюдается несколько отчетливо выраженных ровных, повидимому, пенепленовых поверхностей.

С перевала Каракоз к р. Узенгегуш ведет спуск по крутому, узкому ущелью, в устье которого находится переправка вброд через р. Узенгегуш. Ширина этой реки достигает здесь около 20—25 м, при глубине воды в 1—1.5 м и быстром течении. При большой воде переправа вброд здесь затруднительна.

Обширная (1—1.5 км шириною), хорошо выработанная долина р. Узенгегуш, на участке между спуском с перевала Каракоз и устьем рч. Котр, асимметрична. Правые ее склоны сположены, с широкой террасой, плавно переходящей в склон долины, левые круты и обрывисты; к ним прижато русло реки. В устье рч. Котр (3234 м) Узенгегуш протекает по широкой (до 0.5 км) галечниковой пойме, дробясь на многочисленные рукава. По р. Узенгегуш наблюдаются четыре террасы, высотой около 2 м, 10 м, 30—40 м и 55 м над уровнем реки. Третья, наиболее широкая (50—300 м), терраса имеет вид просторной, ровной площадки на правом берегу реки.

Рч. Котр, берущая свое начало на южных склонах хребта Борколдой, глубоко прорезала каньонообразным ущельем свиту верхнесилурийских-нижнедевонских известняков. В восточной части урочища Коголя-чап рч. Котр течет в каньоне глубиной до 50—60 м; по борту его залегают красноцветные конгломераты. Вершины хребта Борколдой представляют высокие (4766—5043 м) серые известняковые гребни, с острыми ребристыми очертаниями. Развиты снежники и ледники. Склоны гор, обращенные к долине Коголя-чап, опоясаны обширными осыпями. Дно долины покрыто довольно скудным травянистым покровом.

Долина Коголя-чап и продолжение ее на запад, долина верховьев Ак-сая (45 км длины, 5—8 км ширины; абс. выс. 3500—3600 м) пред-

ставляет обширную сыртового характера высокогорную котловину. В ней часто встречаются моренные озера и крупные гранитные валуны (как, например к ЮЗ от перевала Кубергенты), иногда объемом в несколько десятков кубических метров, не оставляющие сомнения в их ледниковом происхождении. Они принесены ледниками с Кок-шаала в четвертичное время.

Через перевал Кубергенты (3909 м), представляющий невысокий увал над долиной Коголя-чап, мы переходим из бассейнов рек Узенгегуш и Ак-сай в бассейн р. Нарын. Ущелье рч. Кара-чукур довольно просторное (0.5 км), заболоченное. В урочище Келин-тайгак речка прорезает известняки узким каньоном, глубиною до 50 м. После слияния Джангджира с Джагалмаем (3273 м), река приобретает название Каракола. Последний течет в просторной (0.5—0.7 км) хорошо разработанной долине, окруженной высокими известняковыми гребнями с типичными резкими очертаниями. Превышение гребней над дном долины 1000—1100 м. Гривки известняков, вытянутые по склону одни ниже других и обычно разделенные между собою осыпями, имеют характерные формы. Пойма реки галечниковая (50—100 м шириною). Река Каракол, имеющая в устьи рч. Ат-джейляу до 15 м ширины, многоводна, но легко проходима вброд. В верховьи реки развиты две террасы в 10—15 м и 50 м высотой, покрытые желтоватосерым суглинком до 0.5 м мощностью. Сверху лессовидного суглинка залегает почвенный горизонт толщиной в 15 см. В низовьи р. Каракол наблюдаются три террасы в 18 м, 32 м и 52 м высотой. Общий облик ландшафта остается здесь тот же: высокие голые возвышенности, нередко с небольшими осыпями.

Река Нарын протекает в просторной (2—3 км) долине, с полого вогнутым поперечным профилем. На вершинах обоих берегов, у гребня гор, залегают в типичных цирках снежники. По Нарыну, между устьями рек Каракол и Улан, развиты три террасы.

Нижняя часть течения р. Улан-восточный проходит в узком эрозионном ущелье. Ширина речки 3—5 м; вдоль нее видна одна терраса высотой около 20 м. В 2 км выше устья рч. Кунан-ашу долина Улана приобретает широкий (до 0.5 км) троговый профиль. В средней части долины, в 5 км ниже перевала, на высоких возвышенностях правого берега реки, видны два ледниковых цирка. Цирки хорошо разработаны, широки (0.5—0.7 км), окружены высокими скалистыми гребнями. На дне цирков залегают снежники. Всякие долины цирков особенно хорошо видны, если немного подняться на возвышенности левого склона долины. Средняя часть долины р. Улан покрыта довольно обильным травянистым покровом, привлекающим сюда кочевки киргиз.

Выше отсюда и до самого перевала Улан ущелье такое же широкое, с серыми известняковыми осыпями. В 1 км от перевала долину почти перегораживает (оставляя узкое место для протока речки) большой конус выноса, состоящий из глыб и обломков серых известняков $S_2 + D_1$. Конус

спускается с цирка правого берега долины. В верховьи цирка виден снежник. Возможно, что здесь спускается не просто конус выноса, а небольшой ледничок, прикрытый сверху слоем известняковых обломков.

Подъем на перевал Улан (3793 м) нетруден, полог, весь усеян мелкой известковой галькой, вымытой из развитой здесь красноцветной свиты. Ландшафт приобретает высокогорно-пустынный тип.

Спуск с перевала по р. Улан-западный проходит в широком (100—300 м) торговом сланцевом ущельи. На левом склоне долины видны ледниковые цирки. В средней части долины, ниже устья рч. Теешши, наблюдаются три террасы в 3 м, 15 и 45 м высотой. Средняя и в особенности нижняя часть ущелья р. Улан-западный сильно переуглублена речной эрозией. Верхняя часть склонов представляет высокие серые известняковые гребни (превышение их над дном ущелья 1000—1200 м), с отдельными выдающимися пиками. Красноцветная свита, выполняющая дно ущелья, глубоко прорезана современной рекой, представляя узкий (20—50 м) и глубокий (до 100 м) каньон с почти отвесными стенками. Склоны выше каньона покрыты высокой, пышной травой. Начиная с высоты 3250 м впервые по маршруту появляются арчевые заросли, а ниже, на высоте 3100 м, еловый лес, верхняя граница которого находится в 2 км выше устья р. Джанг-джир. В 0.5 км ниже слияния Улана-западного с Джанг-джиром развиты три террасы.

Долина р. Ат-баш широка (0.5—1 км) с ровным, плоским дном, переуглубленным речной эрозией. Река течет среди высоких (50—60 м) галечниковых обрывов (террас). Левый склон долины зарос арчевыми кустарниками и еловым лесом, правый с мягкими очертаниями (красноцветная свита). По р. Ат-баш, в устье рч. Балыкты, наблюдаются три террасы.

Делая коленообразный изгиб р. Ат-баш прорезает восточную часть Ат-башинского хребта ущельем Босого, имеющим, повидимому, эпигенетический характер. Выйдя в широкую, ровную Ат-башинскую высокогорную котловину (80 км длины, 6—10 км ширины; абс. выс. 2250—2550 м) р. Ат-баш врезается в последнюю глубоким каньоном (30—60 м), стенки которого сложены кристаллическими сланцами, перекрытыми речными галечниками. Между речками Ичке-команда и Баш-арча пойма реки расширяется до 0.5—0.7 км, берега также высокие галечниковые, а западнее рч. Туук-богушты пойма реки покрыта тугайными зарослями. Нижние части склонов Ат-башинского хребта задернованы, местами с еловым лесом. Ат-башинская котловина покрыта высокой сенокосной травой и засеяна ячменем. Всюду встречаются многочисленные кишлаки оседлых киргиз.

Дойдя до меридиана рч. Баш-каинды мы свернули на север, направляясь к г. Нарын. От р. Ат-баш и до перевала Сарыгонун-бель местность безводная и безжизненная, так как на этом участке развита соленосная свита. Дальше у перевала Кызыл-бель (2685 м), в области развития красно-

цветных отложений, пейзаж становится более красочным, но склоны гор остаются такими же сухими и выжженными как и раньше. По небольшой рч. Шаркратминке, прорезающей северный склон хребта Нарын-тау, мы вышли к г. Нарын.

Следует отметить, что пройденный экспедицией путь по маршруту Каракол-Узенгегуш-Нарын не отличается какими-либо особенными трудностями. Все перевалы более или менее легко проходимы, конечно, при условии хорошей погоды.

Из рек, при большой воде, наибольшее затруднение может представить, при переправе вброд р. Узенгегуш. Район хорошо обеспечен травой, и лошади почти не нуждаются в подкорме зерном.



Фиг. 3 Палеозойская сланцевая свита по речке Карасанн-су.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ ПО МАРШРУТУ

В низовьи долины р. Джуука обнажается желтоватосерая, песчано-глинистая, соленосная (озерная по Н. Г. Кассину) свита предположительно палеогенового возраста. Толща этих пород очень полого падает под $\angle 6-8^\circ$. Южнее новой пограничной заставы, соленосные отложения принимают розовую окраску, несогласно налегая на красноцветную (Ст-Тг) континентальную свиту (Буамская толща И. В. Мушкетова, ханхайские отложения Фридрихсена). Красноцветные породы состоят здесь из среднегалечных конгломератов (диаметр их гальки 3-4 см), грубозернистых песчаников, среди которых сравнительно редко встречаются песчаноглинистые прослои. В составе галек преобладают гранодиориты, затем идут метаморфические сланцы, серые плотные известняки и молоч-

Мат. геол. Тянь-шаня

ГОС. ПУБЛИЧНАЯ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ
БИБЛИОТЕКА СОСР

2811 $\frac{25^2}{59}$

55624
N-320

13329

50005

ный кварц. Цемент песчаноглинистый, яркочерный. Он придает всей свите кирпично-красную окраску. Породы несут следы значительной водной переработки материала. Гальки довольно хорошо окатаны, в песчанике часто встречаются линзы конгломератов, есть признаки отложения временными водными потоками (косая слоистость). Типичные формы выветривания и яркая окраска придают ущелью, в районе развития этих пород, пустынный, но очень живописный вид.

Красноцветные породы однообразно падают к С, в сторону Иссык-кульской котловины, под углом 25—32°. Общая мощность свиты весьма значительна, вероятно, порядка 2—3 км.

Континентальные отложения продолжают по Джууке и Джукучаку на расстоянии около 1.5 км выше слияния этих рек. По Джукучаку эти породы согнуты в очень интересную пологую антиклиналь, ширина основания которой около 1 км. Вначале наблюдается падение пластов к С $\angle 15^\circ$, а затем к Ю, под тем же углом. По направлению к гранодиоритовому массиву, падение свиты все время увеличивается, и у самого массива красноцветные породы поставлены на голову. Замечательно, что вся антиклиналь разбита большим количеством трещин сбросов и сдвигов небольшой амплитуды на ряд клиньев, обращенных своими основаниями то вверх, то вниз. Образование этой антиклинали объясняется вертикальным поднятием хребта Терской Ала-тау при альпийском орогенезе, при чем на границе с Иссык-кульской котловиной действовала кроме вертикальной силы также сила с горизонтальной составляющей, направленная в сторону котловины, которая и произвела небольшое местное смятие континентальной свиты.

По р. Джуука, в 2 км выше слияния с Джукучаком, появляются вначале каолинизированные, а затем более свежие выходы розовых лейкократовых гранитов, перемежающихся выше по ущелью несколько раз на сравнительно коротком расстоянии (1—1.5 м) с серыми гранодиоритами. В шлифе лейкократовый гранит состоит из волнисто гаснущего кварца (около 50% поверхности шлифа), ортоклаза, плагиоклаза № 15 и небольшого количества сильно хлоритизированного биотита. Ортоклаз, несколько преобладающий над плагиоклазами, имеет пертитовую структуру, плагиоклазы полисинтетически сдвойникованы. Полевые шпаты сильно каолинизированы, плагиоклазы кроме того серицитизированы.

В 3.5 км выше устья Джукучака обнажаются серые кварцевые диориты, которые тянутся выше по ущелью до рч. Кашка-су. На правом берегу р. Джуука, в 0.5 км ниже устья рч. Кашка-су, они переполнены мелкозернистыми шлировыми выделениями (5—30 см), придающими породе пятнистый характер. Макроскопически кварцевый диорит представляет светлосерую, среднезернистую биотитово-роговообманковую породу с крупными порфиоровыми выделениями (1.5 × 3.5) серого полевого шпата. Под микроскопом кварцевый диорит, носящий следы катаклаза, существенно состоит из свежих, обычно идиоморфных, полисинтетически сдвойникованных или зональных плагиоклазов. Многие зерна несут на себе следы

давления: они раздроблены и изогнуты. Сравнительно немногие зерна серицитизированы, при чем, повидимому, те, которые по составу более основные чем общая масса, так как в зональных кристаллах подвергалась разложению центральная часть или только определенная зона. Погасание плагиоклазов в разрезе $\perp \text{PM} + 22-25^\circ$, что отвечает плагиоклазу № 40—45. Микроклин присутствует в небольшом количестве (не свыше 10% полевошпатовой части). Кварца мало, зерна его мозаичные, часто раздробленные. Из цветных минералов присутствует биотит, уже несколько разложенный, в виде изогнутых таблиц и обрывков, и в несколько меньшем количестве роговая обманка. Из примесей встречаются зерна сфена и мелкие призмочки апатита.

Эта порода, как уже отмечалось выше, переполнена меланократовыми мелкозернистыми шлировыми выделениями, также состоящими из кварцевого диорита. Порода шлирового выделения существенно состоит из плагиоклаза № 35 (погасание $\perp \text{PM} + 18$) и мозаичного кварца, в значительных количествах входят биотит и плеохроичная роговая обманка. Из примесей встречаются сфен и апатит.

На левом берегу р. Джуука, в 1.5—2 км выше устья рч. Кашка-су, на крутых склонах обнажаются кварцевые порфиры, прослеживающиеся вверх по ущелью на 2—3 км. Это черные, зеленоватосерые и изредка темно-красные породы с плотной основной массой, в которой разбросаны мелкие (0.5—1.5 мм) порфиroidные выделения кварца. В шлифе основная масса литоидитовая с коэффициентом преломления немного выше чем у канадского бальзама. В нее погружены порфиroidные, иногда остроугольные обломки кварца и часто пертитовых полевых шпатов (изредка плагиоклазов). Некоторые зерна полевых шпатов имеют очертания идиоморфные, но оплавленные. Кроме того встречается несколько, частью резорбированных, обломков посторонних лав. Стекло слабо хлоритизировано. Цветных минералов нет, и лишь листочки хлорита позволяют предполагать их присутствие в свежей породе. Полевые шпаты слегка серицитизированы.

Взаимоотношения кварцевых порфиров с кварцевыми диоритами и гранодиоритами не были выяснены в поле, но, повидимому, порфиры более молодые и выходы их приурочены к тектоническим нарушениям в верхней части долины р. Джуука.

Выше кварцевых порфиров на левом берегу Джууки вновь развиты среднезернистые розовые, розоватосерые и серые гранодиориты, являющиеся фациальными изменениями одной и той же породы.

В шлифе гранодиориты состоят из пертита, олигоклаза, биотита и роговой обманки, почти нацело хлоритизированных, кварца с слегка волнистым погасанием и небольшого количества примесей (рудный минерал, циркон). Полевые шпаты сильно каолинизированы и серицитизированы.

Правый склон долины Джууки на участке между речками Кашка-су и Дунгурме сложен, повидимому, темносерыми и зеленоватосерыми

глинистохлоритовыми и филлитовыми сланцами. В осыпях правого берега Джууки в устье Дунгурме встречены многочисленные глыбы зеленовато-серых кварцевых порфиров, образующих, повидимому, жилы в филлитовой толще.

Верховье Джуукинского ущелья, выше устья Дунгурме, пересекает на протяжении около 4 км свиту немых филлитовых сланцев, которые предположительно отнесены к нижнему палеозою. Простираение сланцев СВ 63—74° при вертикальном или очень крутом падении.

Филлиты представляют зеленоватосерую породу с шелковистым блеском на плоскостях спайности. Под микроскопом филлитовый сланец состоит из зерен кварца, кальцита, небольшого количества несколько хлоритизированного биотита и мелких выделений магнетита и полевого шпата.

Филлитовая свита проходит в виде полосы (зажата) среди гранодиоритового массива, имеющего, вероятно, характер батолита. У второго (верхнего) озера филлитовые сланцы и сопутствующие им мелкозернистые песчаники контактируют с серыми среднезернистыми гранодиоритами, залегающими в осевой части хребта Терской Ала-тау и в прилегающей части сыртов. Измененные в контакте филлитовые сланцы под микроскопом состоят из кварца, микроклина, плагиоклаза и биотита. Таблички биотита имеют идиоморфные очертания; в них изредка встречается циркон. Кварц и значительно ему уступающие по количеству полевые шпаты имеют неправильные контуры. В шлифе контактный сланец имеет характер тонкозернистой породы.

Гранодиоритовая магма внедрилась в контакте в филлитовые сланцы в виде небольшой мощности прожилок гранита и аплита, местами обогащенного белой слюдой и редко турмалином (осыпи у правого склона ущелья, вблизи спуска с морены к озеру). Встречающиеся здесь контактные образования описаны минералогически Б. А. Гаврусевичем (3).

Выше верхнего озера ущелье загромождено глыбами розовых гранодиоритов, в которых иногда встречаются тонкие, до 5 см толщиной, прожилки пегматита письменной структуры, без каких либо признаков повышенной минерализации. На подъеме к перевалу в осыпях найден железный блеск, цементирующий обломки раздробленной жилы молочного кварца.

На перевале Джуука обнажаются розовые среднезернистые лейкократовые гранодиориты, местами переходящие в серые разности. В шлифе розовый гранодиорит состоит из микроклина с ясной решеткой, плагиоклаза № 20 (погасание \perp РМ 0°), кварца, сильно хлоритизированного биотита и незначительного количества выделений роговой обманки, сфена и апатита.

Гранодиориты от перевала Джуука были прослежены на юг на 3 км, при чем на сыртах уже недалеко от перевала на правом (восточном) склоне долины среди них зажата толща филлитовых сланцев, имеющая простираение СВ 60° при вертикальном падении. По дороге отсюда на ледник Петрова,

в разрезах боковых ущелий Итыши, Кашка-су и др., развита также филлитовая свита.

От ледника Петрова была совершена экскурсия по р. Джукучак-южный, показавшая широкое развитие здесь метаморфических сланцев предположительно нижнепалеозойского возраста. Здесь, по левому берегу реки, с севера на юг наблюдается следующий разрез: 1) черные аспидные сланцы с тонкими пластовыми жилами мелкозернистых гранодиоритов, ширина их полосы 1.5 км, 2) светлосерые кварцитовые песчаники, прослеживающиеся на 0.7 км, 3) темнозеленые филлиты и мета-



Фиг. 4. Красноцветная свита в среднем течении
речки Кайнар.

морфизованные песчаники, ширина их полосы 0.7 км, и 4) вблизи перевала красные среднезернистые биотитовые граниты. Простираение сланцево-песчаниковых метаморфизованных пород СВ 75° при вертикальном угле залегания. На правом берегу серые гранодиориты контактируют с сланцевой свитой, преобретая в контакте мелкозернистую структуру и обогащаясь кварцем.

В нижней части ледника Петрова залегает предположительно верхнепалеозойская свита, представленная зеленоватосерыми глинистыми сланцами и мелкозернистыми темносерыми песчаниками. В этих породах найдены, по определению Д. В. Наливкина, *Goniatites* (?) и неопределимые точнее растительные отпечатки (повидимому верхний палеозой). Свита сильно смята. Простираение пород СВ 45° при вертикальных или крутых углах падения.

На правой (северной) стороне ледника в 2.5 км выше ледникового языка сланцевые породы, повидимому, верхнего палеозоя сменяются осыпью серых лейкократовых гранитов, имеющих гнейсовидную текстуру. В шлифе гранит состоит из микроклина иногда микропегматитового плагиоклаза № 16—17 (погасание \perp РМ—4°), входящего в меньшем количестве чем микроклин, кварца с волнистым погасанием и незначительного количества биотита и хлоритизированной роговой обманки. Под микроскопом гранит носит следы значительного катаклаза. Как видно по образцам в осыпи граниты контактируют со сланцами, повидимому, верхнепалеозойского возраста. Вероятнее всего, что возраст гранитов также верхнепалеозойский. Граниты изменяют глинистые сланцы на протяжении около 200 м, превращая их в хлоритовые сланцы. Последние содержат значительное количество кварцевых жил до 0.5 км мощностью, иногда заключающих мелкие выделения медистого пирита. Повидимому граниты интродировали при боковом давлении, на что указывает их гнейсовидная текстура в приконтактной зоне.

В валунных нагромождениях боковой морены правого берега ледника, прослеживающейся вверх на протяжении около 2.5—3 км, резко преобладают средне- и мелкозернистые граниты, иногда аплитовидные. Из других пород встречаются мрамор иногда с серпентином, песчаники, сланцы, амфиболит, порода типа диорита, пегматит письменной структуры. Из минералов в морене найдены: роговая обманка, эпидот, цеолит (десмин), пирит и кварц. Судя по характеру преобладающих в моренах пород, в верховьях ледника развиты граниты и мраморы.

Западный склон гор Ак-шийряк сложен сланцевопесчаниковой свитой. Аналогичные породы встречаются и южнее перевала Ак-бель, по небольшой рч. Ашик-таш-тюр (простираение их здесь СВ 30—60°). Литологически эта свита напоминает сланцевопесчаниковую, повидимому, верхнепалеозойскую толщу ледника Петрова.

В долине р. Кара-сай залегает (аб. выс. 3600 м) в виде островков на разных гипсометрических уровнях красноцветная свита (Буамская толща И. В. Мушкетова), представленная розовыми конгломератами и песчаниками. Красноцветная толща дислоцирована. Простираение конгломератов, замеренное у русла реки, СВ 18°, падение ЮВ 105° \angle 45. Здесь красноцветные породы прикрыты сверху слоем лессовидного суглинка в 1.5 м мощностью.

Дальше у перевала Тожике обнажений нет. Последние появляются лишь в южной части долины Кара-геру у озер Патер-бешик, в 1.5 км к СЗ от перевала Иштык. Здесь, в серых и кофейневосерых плотных, местами окремненных (выделения роговика), известняках собрана, по определению Д. В. Наливкина, вероятно, верхнепалеозойская фауна: *Rhynchonella* sp., (?), *Dielasma* sp., *Spiriferina* sp., *Schizophoria* sp., *Rugosa* (одиночные), *Crinoidea*. Простираение известняков СВ 60—80°, падение ЮВ 150—180° \angle 45—80° (породы стоят на головах).

На правом берегу рч. Иштык против перевала того же названия, в светлосерых плотных известняках собрана фауна: *Productus striatus* Fisch., *Productus ex gr. semireticulatus* Mart., *Orthoceras*, *Rugosa*, *Crinoidea* (определение Д. В. Наливкина), устанавливающая нижнекаменноугольный (визейский ярус) возраст этих известняков. Последние тянутся вниз по рч. Иштык, слагая узкую полосу между этой речкой и урочищем Карагеру. Известняки сжаты в крутые складки.

Речка Борколдой, правый приток Иштыка (кр. Борколдой), пересекает вкрест простирания, на протяжении 1—1.5 км, свиту темносерых плотных известняков, переслаивающихся с глинистыми сланцами. На правом берегу рч. Борколдой, в 1 км выше ее устья, в суженной части ущелья прослон глинистых сланцев, окрашенные в бурые и темнокрасные тона, переполнены, по определению Д. В. Наливкина, одним видом *Spirifer aquilinas* Rom. прекрасной сохранности (верхний девон, фаменский ярус, каратауская фацция). Простирание известняков и подчиненных им прослоев глинистых сланцев широтное, падение к ЮВ $\angle 60^\circ$.

По дороге на перевал Тура-бооз обнажаются в виде грибок черные, с запахом сероводорода, известняки, без фауны. Простирание их СВ 45° , падение СЗ $318^\circ \angle 50^\circ$.

На спуске с перевала Тура-бооз к рч. Мюроджан развита зеленатовосерая, немая, сланцеватопесчаниковая свита, имеющая здесь простирание СЗ 285° , при вертикальном залегании. Эта сланцевая свита широко распространена по маршруту экспедиции, встречаясь от перевала Тура-бооз до р. Узенгегуш. Этой толще я предположительно приписываю нижнепалеозойский возраст, но весьма вероятно, что в состав этой свиты входят породы различного возраста. Только дальнейшие более детальные исследования могут расшифровать стратиграфию этих отложений. Следует отметить, что сланцевопесчаниковая свита на участке маршрута Мюроджан, Бооз-джалпак, Кара-сай производит впечатление менее метаморфизированных пород (может быть это верхний палеозой), в сравнении с сланцевопесчаниковой толщей, развитой по речкам Ичке-су, Кайнар, Тасма-джун-капчигай и Шалдрак.

В долине Бооз-джалпак обнажается неширокой полосой (0.5—1 км) вдоль русла реки красноцветная, континентальная свита (Сг + Тг) представленная конгломератами. Последние состоят из галек, серых плотных палеозойских известняков. Свита падает к СВ $\angle 22^\circ$. Наблюдается также небольшое смятие пород в широтном направлении. Конгломераты образуют обрывы к реке до 50—100 м высотой. Сверху они прикрыты светло-желтым лессовидным суглинком.

Аналогичные розовые конгломераты (средний диаметр их галек 1—3 см), развитые в верхнем течении рч. Кара-сай, падают к СЗ $\angle 22^\circ$. Свита ясно слоиста, образует обрывы до 50 м высотой. Красноцветные породы также обнажаются по рч. Карасаин-су в виде небольших обрывков, уцелевших от размыва и прикрытых сверху лессовидным суглинком.

Как уже отмечалось выше, по речкам Мюроджан, Бооз-джалпак и Кара-сай распространена зеленоватосерая, сланцевопесчаниковая свита, предположительно нижнепалеозойского возраста. Простираение пород по рч. Кара-сай СЗ 295—330°, при вертикальном или очень крутом залегании.

При слиянии речек Карасаин-су с Кара-сай в сланцах, повидимому, согласно с ними пластуются, залегают темносерые, плотные известняки, в виде полосы шириною около 0.5 км. Среди плотных известняков, сжатых в изоклинальные складки, встречаются тонкие прослои энкринитового, рыхлого, с запахом сероводорода, известняка, переполненные битой ракушей. Среди нее Д. В. Наливкиным определены обломки мелких *Productas*, *Chonetes*, *Spirifer*, *Martinia*, устанавливающие, повидимому, верхнепалеозойский возраст этих известняков. Простираение известняков, СВ 300° при вертикальном или крутом залегании. На правом берегу рч. Карасаин-су, непосредственно выше обнажений известняков, в глинистых сланцах, встречены неясные отпечатки растений. В устьи рч. Кара-сай видно как пласты известняков переломаны и на двух противоположных берегах падают в разные стороны, образуя антиклинальную складку, сводовая часть которой размыта речкой.

Вопрос о возрасте немой сланцевопесчаниковой свиты, развитой по речкам Кара-сай, Бооз-джалпак, Мюроджан и Бедель остается открытым. Отсутствие времени не позволило мне заняться более детально выяснением стратиграфии этих отложений. В урочище Мын-гозыр сланцевая свита, повидимому, согласно залегает с поставленными на голову, предположительно, верхнедевонскими известняками, но не исключена возможность, что согласно в данном случае обусловлено тектоникой. Условно сланцевопесчаниковой свите развитой на участке Тура-бооз—Кара-сай я приписываю нижнепалеозойский возраст, но возможно, что эта свита более молодая (верхнепалеозойская).

По рч. Ичке-су на всем ее протяжении, тянется сланцевопесчаниковая свита (Pz_1), пересекаемая речкой вкрест простираения. В бесчисленных, почти сплошных, темно- и зеленоватосерых обнажениях на большом протяжении видны одни и те же породы. Пласты стоят вертикально, иногда видны изоклинальные складки и гофрировка сланцев по плоскостям наслоения. Петрографически свита очень однообразна, а минералогически крайне бедна (прожилки кварца и кальцита). Изверженные породы по рч. Ичке-су встречены не были.

По нижнему течению рч. Кайнар, на протяжении 5 км, развита та же сланцевопесчаниковая свита (Pz_1). Простираение ее СЗ 335° при крутом или вертикальном падении. Породы сильно смяты, с образованием местами мелкой складчатости.

Выше по ущелью, на протяжении около 4—4.5 км, обнажаются красноцветные, континентальные конгломераты и песчаники, образующие высокие обрывы (до 200 м), с типичными обрывами. Гальки конгломера-

тов состоят из плотных, серых известняков. Одна из галек оказалась переполненной, по определению Д. В. Наливкина, *Rhynchonella* sp. (возраст известняка гальки — от верхнего силура до верхнего палеозоя). Нижние части красноцветной свиты окрашены в красный и розовый цвет, верхние в грязно-розовый. Породы падают к СВ $\angle 15^\circ$. По рч. Кайнар красноцветная толща залегает во впадине, вероятно, долине древнего рельефа, ориентированной в северо-восточном направлении. Современной рч. Кайнар эта свита пересечена вкрест простирания. У ключей Кайнар-мазар опять развита сланцевопесчаниковая свита (Pz_1),



Фиг. 5. Вид на хребет Кок-шаал с перевала Кызыл-бель.

а в 2 км выше их темносерые плотные палеозойские известняки, точнее неизвестного возраста.

По рч. Тасма-джун-капчигай обнажается та же сланцевопесчаниковая свита (Pz_1), которая в дальнейшем прослеживается по всему маршруту до р. Узенгегуш. Местами она несогласно перекрыта красноцветными континентальными отложениями (Сг + Тг). В устьи рч. Эмеген простирание сланцев (Pz_1) СЗ 335° при крутом или вертикальном залегании. Свита интенсивно смята, иногда видны сильно сжатые, изоклинные складки.

По р. Тасма-джун-капчигай, между устьями речек Эмеген и Карасай, на ровной, как бы срезанной, поверхности гребня левого берега залегает красноцветная свита. Дальше, километрах в трех от перевала Кызыл-бель, опять наблюдаются на возвышенностях левого берега красноцветные отложения, а еще дальше в верховьи ущелья видно, что в основании красноцветных пород залегают желтоватосерые и розовые извест-

няки от 2 до 5 м мощностью (с рассеянной в них небольшой известняковой галькой), без фауны. Петрографически эти породы представляют промежуточное звено между известняком и конгломератом и являются самыми нижними горизонтами континентальной толщи. Красноцветные породы падают здесь к СЗ $\angle 15-18^\circ$. Они слагают перевал Кызыл-бель, поднимаясь выше его по склонам метров на 200 и продолжают дальше в западном направлении. В частности розовые конгломераты прослеживаются на протяжении около 1 км по рч. Шалдрак, при спуске с перевала Кызыл-бель. Галька их (2—5 см в диаметре) состоит из серых палеозойских известняков.

В основании свиты здесь также залегает пласт светложелтых известняков без фауны.

В сланцевопесчаниковой свите (Pz_1), развитой по рч. Шалдрак, р. Чолок-капчигаи и на подъеме от последней к перевалу Каракоз (простираение ее СВ $35-55^\circ$ при вертикальном залегании) встречаются жилы довольно редкой в Тянь-шане породы — меланократовых щелочных сиенитов. Жилы их, имеющие от 5 до 15 м мощности, изменяют в контакте глинистые сланцы. Особенно много глыб щелочного сиенита встречается в осыпях по среднему и нижнему течению рч. Шалдрак. Микроскопически щелочные сиениты представляют меланократовую породу с зеленоватосерой основной массой, в которой разбросаны длинные (1—2 см), но тонкие (1—2 мм) игольчатые кристаллы роговой обманки. В осыпях встречается несколько разновидностей этой породы. В шлифе щелочные сиениты состоят из баркевиикитовой роговой обманки, альбита, титан-авгита и рудного минерала.

Перевал Каракоз сложен красноцветными конгломератами, которые тянутся отсюда на запад, залегая в виде полосы по левому берегу р. Узенгегуш. При спуске с перевала Каракоз розовые конгломераты обнажаются на протяжении 1 км, а затем сменяются сланцевопесчаниковой свитой (Pz_1), имеющей здесь простираение СВ 65° при вертикальном залегании.

По р. Узенгегуш, на участке между спуском с перевала Каракоз и устьем рч. Котр, мы попадаем в область распространения темно- и светлосерых известняков верхнесилурийского-нижнедевонского возраста, среди которых залегают эффузивные зеленокаменные породы, местами сопровождаемые вулканическими брекчиями.

Обнажения этих пород были осмотрены в устьи рч. Котр. Здесь на правом берегу р. Узенгегуш залегают темно и светлосерые, местами метаморфизованные известняки. В сером тонкозернистом плотном известняке была собрана многочисленная и разнообразная фауна (верхи верхнего силура) хорошей сохранности. Среди нее Д. В. Наливкиным были определены следующие формы:

Atrypa marginalis Dal. (многочисленные)
Rhynchonella ex. gr. *princeps* Barr.

Pentamerus linguiferus Barr.
Atrypa ex. gr. *reticularis* L.

| | |
|---|-----------------------------------|
| <i>Spirifer</i> sp. | <i>Naticopsis</i> sp. |
| <i>Strophomenidae</i> (многочисленные) | <i>Gastropoda</i> (разнообразные) |
| <i>Nautiloidea</i> (многочисленные и разнообразные) | <i>Rugosa</i> |
| | <i>Stromatoporoidea</i> |

Здесь же в осыпи, в белом мелкокристаллическом энкринитовом известняке найдены многочисленные *Bryozoa* и *Gastropoda* (определение Д. В. Наливкина). Тип известняка герцинский. Возможно, что это переходные слои от верхнего силура к нижнему девону.

На противоположном левом берегу р. Узенгегуш, в 0.5 км ниже устья рч. Котр, в осыпи, в белых зернистых, рыхлых, энкринитовых известняках встречена богатая и разнообразная фауна хорошей сохранности. Возраст ее D₁ (герцин). Состав фауны, по определению Д. В. Наливкина, следующий:

| | |
|--|---|
| <i>Strophomena</i> aff. <i>uralensis</i> Vern. | <i>Spirifer</i> <i>indifferens</i> Barr. |
| <i>Chonetes</i> ex. gr. <i>Verneuil</i> Barr. | <i>Rhynchonella</i> <i>nympha</i> Barr. |
| <i>Atrypa</i> <i>reticularis</i> Barr. | <i>Pentamerus</i> sp. |
| <i>Atrypa</i> <i>granulifera</i> Barr. | <i>Conocardium</i> sp. |
| <i>Atrypa</i> <i>semiorbis</i> Barr. | <i>Gastropoda</i> |
| <i>Spirifer</i> <i>uralo-altaicus</i> Tschern | <i>Crinoidea</i> (чашечка плохой сохранности) |
| <i>Spirifer</i> aff. <i>tiro</i> Barr. | |

Известняки верхнесилурийского-нижнедевонского возраста сжаты в складки северозападного простирания, в большинстве же случаев они массивны, местами разбиты трещинами кливажа северо-восточного направления.

Среди известняков S₂ + D₁ широко распространены зеленокаменные породы (диабазы, диабазовые порфиры, мелафиры) и их брекчии, занимая нередко довольно значительные площади среди известняков. В частности по р. Узенгегуш, в устье рч. Котр, на обоих берегах залегают диабазы и диабазовые порфиры. Микроскопически они представляют зеленоватосерые, плотные, иногда мидалекаменные породы, с мелкими (0.5—1 мм) вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Под микроскопом диабаз, с правого берега р. Узенгегуш, против устья рч. Котр, имеет порфировую структуру. Основная его масса витрофировая, представляющая собою зеленоватосерое стекло, в которое погружены мелкие иголки плагиоклаза. Плагиоклазы основной массы гаснут ⊥ РМ + 27°, что отвечает № 50. Измерения на Федоровском столике дали для вкрапленников плагиоклаза следующие данные:

$$\begin{array}{l}
 \text{ng } 63^\circ \\
 \text{пр } 40^\circ \\
 \text{nm } 55^\circ
 \end{array}
 \text{ № 52 (001)}
 \qquad
 \begin{array}{l}
 \text{ng } 30^\circ \\
 \text{пр } 70^\circ \\
 \text{nm } 63^\circ
 \end{array}
 \text{ № 52.}$$

Плагиоклазы полисинтетически сдвойникованы, при чем многие их выделения нацело серицитизированы. Иногда плагиоклазы сильно

разложены с образованием кальцита и свободного кварца. Довольно многочисленные пустоты (миндалины), обычно круглые, выполнены кальцитом и радиально лучистыми агрегатами хлорита. По трещинкам порода проникнута хлоритом.

Другой образец зеленокаменной породы (диабазовый порфирит), взятый в том же районе, что и вышеописанный, микроскопически может быть охарактеризован следующими данными. Основная масса породы состоит из многочисленных мелких иголок плагиоклаза и зерен моноклинного пироксена. Погасание микролитов $\perp M + 20^\circ$, что соответствует плагиоклазу № 35. Вкрапленники состоят из небольших выделений плагиоклаза и моноклинного пироксена. Газовые пустоты (миндалины), занимающие до 10% поверхности шлифа, выполнены кальцитом, иногда окруженным оторочкой кварца с примесью хлорита. В породе присутствует также хлорит, проникающий по тонким трещинкам.

Зеленокаменные породы, залегающие в известняках носят характер миндалекаменных пород, и вероятно, образовались при подводных извержениях. Наряду с этим, в известняках $S_2 + D_1$ встречаются и нормальные жильные породы, как, например, авгитово-диоритовый порфирит (жила 6 м мощностью) на левом берегу р. Узенгегуш в 0.5 км ниже устья рч. Котр. Эта порода, вероятно, внедрилась в известняки уже после их образования, оказав лишь слабое контактное воздействие на окружающую породу.

На правом берегу р. Узенгегуш, в 1.5 км выше устья рч. Котр, гребни возвышенностей сложены теми же известняками $S_2 + D_1$, а ниже по склону обнажаются черные роговики контактирующие с меланократовым среднезернистым гранодиоритом. В шлифе гранодиорит состоит из почти совершенно свежих идиоморфных зерен плагиоклаза № 38 (погасание $\perp PM + 22^\circ$), ксероморфных зерен ортоклаза, роговой обманки, биотита, волнисто гаснущего кварца и акцессорных минералов: циркона и апатита. Плагиоклаза примерно в три раза больше, чем ортоклаза. Ортоклаз каолинизирован, плагиоклазы серицитизированы.

Красноцветная континентальная свита (Сг + Тг) пользуется довольно широким развитием в долине р. Узенгегуш, но от нее сохранились лишь небольшие части. Красноцветные конгломераты залегают здесь в виде полосы, протяжением около 10 км, на левом берегу р. Узенгегуш, на некоторой высоте над дном долины. Мощность свиты достигает здесь 50—100 м. Кроме того красноцветные конгломераты, состоящие из серых галек довольно хорошо окатанных известняков (средний диаметр галек 1—7 см), образуют красивую возвышенность Кызыл-омпол, увенчанную тремя высокими пиками. В горе Кызыл-омпол конгломераты достигают 300—400 м мощности, падая к СЗ $\angle 20^\circ$.

По пути из долины р. Узенгегуш по рч. Котр в урочище Коголя-чап развиты известняки $S_2 + D_1$, в которых проходят черные полосы зеленокаменных пород и их брекчий. Известняки собраны в крупные складки.

Простираение их СЗ или ЗСЗ. В виде уцелевших от размыва обрывков, во многих местах видна красноцветная свита. В одном месте, на возвышенности между р. Узенгегуш и рч. Котр, она налегает на ровную, повидимому, пенепленовую поверхность, плавно спускающуюся к урочищу Коголя-чап.

За перевалом Кубергенты по рч. Кара-чукур развиты черные, местами брекчиевидные, местами тонкослоистые палеозойские известняки, точнее неизвестного возраста (фауна в них не найдена). С ними переслаиваются зеленоватосерые сланцы. Простираение свиты СВ 40° , падение СЗ $31^\circ \angle 40-90^\circ$. В урочище Келин-тайгак черные известняки сменяются светло- и розовосерыми известняками (простираение их здесь СВ 65° , падение СЗ $335^\circ \angle 60^\circ$), повидимому, того же возраста, что и на р. Каракол.

По р. Каракол светлосерые девонские известняки прослеживаются от устья рч. Джанг-джир до рч. Ачик-таш, кроме того они тянутся вверх по Джагалмаю. На правом берегу р. Каракол, в 0.5 км ниже устья рч. Чакыр-корум, в белом энкринитовом, плотном известняке (осыпь) собрана немногочисленная, плохой сохранности, фауна, вероятно нижнедевонская (герцин). Фауна, по определению Д. В. Наливкина, состоит из: *Atrypa* sp., *Atrypa reticularis* L., *Rhynchonella nympha* Barr., *Spirifer* sp.

В осыпях на правом берегу, в 5 км ниже рч. Чакыр-корум, видны зеленокаменные породы и мелкозернистые мраморизованные известняки и мрамор, очевидно, измененные в контакте этими изверженными породами. Последние залегают среди известняков в виде полосы высоко по склону, прослеживаясь в таком виде до устья рч. Ат-джейляу.

На левом берегу р. Каракол, в устье рч. Ат-джейляу, в серых и коричневых известняках с члениками и редкими неопределимыми остатками фауны, встречается, по определению Д. В. Наливкина, *Bellerophon* sp. (повидимому девон, возможно D₁). Простираение известняков ЗСЗ, падение СВ $\angle 30^\circ$. В большинстве случаев известняки массивны. В выносах рч. Ат-джейляу найдены мандельштейны.

По р. Каракол, в 1 км выше устья рч. Ачик-таш, на правом берегу у русла небольшие обнажения роговиков, мраморов, инъекционных гнейсов, тальковых сланцев и зеленокаменных пород. Простираение гнейсов и сланцев СВ $60-70^\circ$ при вертикальном залегании. В мраморе проходит кварцевотурмалиновая жилка до 15 см мощностью, описанная уже Б. А. Гаврусевичем (3).

В устье рч. Кок-джар наблюдаются выходы диабазовых порфиритов, а ниже по течению р. Каракол развиты серые, местами розовые среднезернистые банатиты. В шлифе банатит (образец взят на левом берегу р. Каракол при выходе последней в долину р. Нарын) состоит из резко мозаичного кварца (25—30% поверхности шлифа), плагиоклаза ряда олигоклаз — альбита, ортоклаза и небольшого количества сильно хлоритизированного биотита. Плагиоклазов несколько больше чем ортоклаза.

Плагиоклазы сильно каолинизированы и серицитизированы, ортоклаз только каолинизирован.

Баиатиты слагают возвышенность, расположенную между реками Нарын и Кок-джар на участке пути между устьями рек Каракол и Улан, распространяясь и дальше к востоку от Каракола и к западу от Улана. На половине пути от Каракола к Улану в них встречены жилки пегматитов, до 10 см толщиной, с более или менее крупными выделениями кварца, полевого шпата и слюды в центральной части и с пегматитом письменной структуры по периферии.

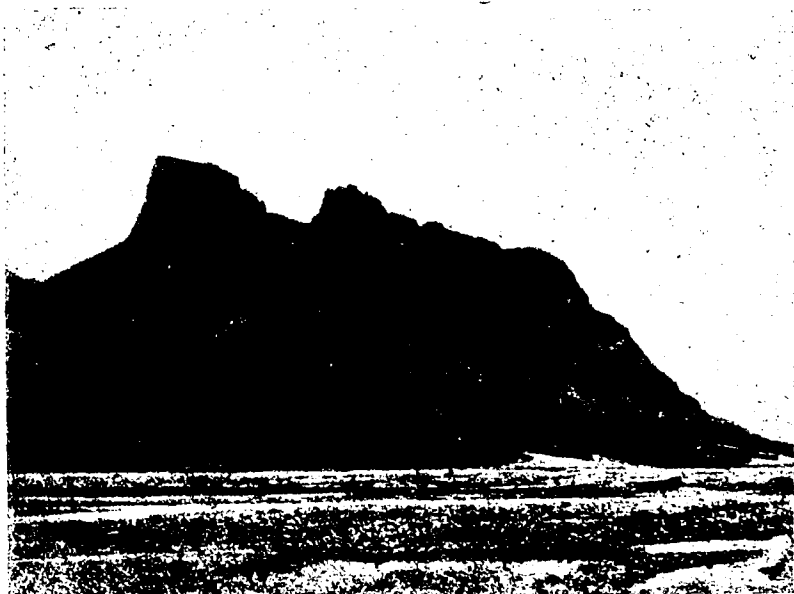
При слиянии рек Улана с Кок-джаром обнажается сланцевопесчаниковая свита (Pz_1), которая тянется вверх по течению р. Улан на протяжении 1—1.5 км. Простираение пород СВ 70° , падение ЮВ $160^\circ \angle 50$ — 90° . В сланцевопесчаниковой толще в устье р. Кок-джар залегают пегматитовые жилы до 2 м мощностью. Пегматитовые жилы имеют зонарное строение: в зальбандах выделился аплит, затем идет пегматит письменной структуры, а центральная часть жилы заполнена серым кварцем, в пустотах которого образовались мелкие кристаллы эпидота, кварца и магнетита. В этих пегматитовых жилах встречается турмалин, гранат и арканзит. Минералогически пегматитовые образования устья р. Кок-джар описаны Б. А. Гаврусевичем (3).

Выше слияния Улана с Кок-джаром появляется толща серых, верхнесилурийских-нижнедевонских известняков, которая в дальнейшем тянется вверх по долине р. Улан-восточный почти до перевала Улан. Среди известняков залегают зеленоваточерные, иногда миндалекаменные диабазы, диабазовые порфириды и мелафиры, как, например, по правому берегу р. Улан, в 2 км выше устья р. Кок-джар и в 5 км восточнее перевала Улан. Макроскопически это зеленоваточерные, плотные породы с мелкими порфиристыми вкрапленниками пироксена и небольшими миндалинами, заполненными кальцитом. Образец диабазы, взятый на правом берегу р. Улан, в 5 км восточнее перевала Улан, под микроскопом состоит из немногочисленных мельчайших иголок плагиоклаза и преобладающих по количеству микролитов авгита, погруженных в серое стекло. Как стекло, так и микролиты цветных минералов сильно хлоритизированы. Весь шлиф равномерно усеян мельчайшими зернами рудного минерала. Вкрапленники состоят из слегка каолинизированного плагиоклаза № 50 (погасание $\perp M \rightarrow 27^\circ$) и нескольких зерен клиноэнстатита, который имеет $2V \rightarrow 56$, погасание $C:Ng 22^\circ$. Пустоты (миндалины) выполнены кальцитом и, иногда, пеннином.

По безымянному ручью, левому притоку р. Улан-восточный, в 5 км к востоку от перевала Улан обнажаются роговообманковые кварцевые диориты, состоящие в шлифе из плагиоклаза № 45, плеохроичной роговой обманки, биотита, микроклина и примесей: магнетита и апатита.

В осыпях, на левом склоне ручья, в 1 км от р. Улан, была собрана черная, среднезернистая порода, оказавшаяся, после ее определения под

микроскопом, роговообманково-оливиновым норитом. В шлифе порода состоит из совершенно свежего, в большинстве случаев, идиоморфного плагиоклаза № 70 (погасание \perp РМ $+ 37^\circ$), резко плеохроичной от бледно-зеленого до краснобурого цвета роговой обманки, оливина, плеохроичного биотита и гиперстена. В качестве примесей или продуктов разложения цветных минералов присутствуют серицит, мусковит и хлорит. К сожалению, плохая обнаженность и отсутствие времени не позволили выяснить условия залегания этой сравнительно редкой в Тянь-шане породы.



Фиг. 6. Красноцветная свита в устье речки Котр. (Горы Кызыл-омпол на правом берегу р. Узенгегуш).

Верхнесилурийские-нижнедевонские известняки, развитые по р. Улан-восточный, сильно дислоцированы. Простираение их на левом берегу в верховьи ущелья СВ 80° при вертикальном залегании. Можно думать, что по р. Улан-восточный мы имеем дело с тектоническим разломом, который прошел по оси антиклинали и, в дальнейшем, обусловил размыв в этом направлении.

В верховьи р. Улан-восточный, на левом ее берегу, на протяжении около 3 км до самого перевала Улан тянутся невысокие обрывы (до 50—80 м) красноцветных континентальных конгломератов. Галька их состоит из местных пород: известняков $S_2 + D_1$ и сланцев. Падение пород к ССЗ $\angle 45-60^\circ$.

В основании свиты залегают желтые сланцеватые известняки без фауны, перемежающиеся с такого же цвета сланцами. Видимая мощность этой толщи до 2 м.

В верховья р. Улан-восточный развиты сланцы и кварцитовые песчаники палеозойского, точнее неизвестного возраста. Они падают здесь к Ю \angle 45—50°. Свита этих пород переходит в верховья р. Улан-западный и продолжается вниз по ущелью, повидимому, до устья рч. Теепши, В верховья ущелья, вниз перевала Улан, на левом берегу в выносах боковых речек, видны темнокрасные палеозойские конгломераты и песчаники (может быть карбон?).

На правом берегу р. Улан-западный, в 1 км ниже устья рч. Теепши, в коренных выходах темносерых плотных известняков (падение их к Ю \angle 70°), вблизи русла реки, найдена фауна (определение Д. В. Наливкина): *Rugosa* (одиночные, большие), *Syringopora* sp., *Crinoidea*, *Gastropoda*. Возраст известняков, повидимому, верхнесилурийский. С известняками, вероятно, согласно залегает обнажающаяся здесь, на небольшом пространстве, сланцевопесчаниковая свита.

Здесь же рядом, на правом берегу реки, в 100 м ниже по течению, в осыпях, собрана в светлосером, кристаллическом энкринитовом известняке многочисленная нижнедевонская (герцин) фауна плохой сохранности. Состав фауны, по определению Д. В. Наливкина, следующий:

Karpinskia conjugula Tschern.

Pentamerus Sieberi Barr.

Artypa reticularis L.

Rhynchonella nympha Barr.

Platyceras sp.

Gastropoda.

В нижнем течении р. Улан-западный высокие береговые гребни сложены верхнесилурийскими-нижнедевонскими известняками, образующими типичные резкие формы рельефа. Иногда в известняках, как, например, на левом берегу, высоко по склону видны полосы зеленокаменных пород. Простираение известняков широтное или близкое к нему при вертикальном или крутом залегании. Местами, как это удалось наблюдать, небольшие толщи сланцев и песчаников перемежаются с известняками $S_2 + D_1$ и являются, вероятно, разновозрастными с последними.

По р. Улан-западный, между устьями речек Теепши и Байбиче, широко развиты красноцветные континентальные отложения (Cr + Tr), выполняющие дно долины. Выше по течению реки они представлены яркокрасными, песчаноглинистыми породами, а ниже в устьи рч. Байбиче довольно мощными (100—150 м) розовыми и серыми конгломератами.

На южном склоне хребта Нарын-тау, в бассейне р. Ат-баш (у озера Куль-тур, по речкам Байбиче, Арчалы, Чар и др.), по данным О. И. Сергуньковой (14), широко развиты визейские известняки.

Геологических наблюдений при проезде у северного склона хребта Ат-баш почти совершенно не произведено, так как склоны этого хребта задернованы, а экскурсий в боковые ущелья не производилось. О. И. Сергунькова (15) указывает, что северный склон Ат-башинского хребта сложен свитой сланцев и мраморов силурийского возраста, согнутых в складку с опрокинутым северным крылом.

Между р. Ат-баш и перевалом Сарыгонун-бель развиты соленосные отложения, не дающие по этому пути хороших разрезов, а дальше красноцветная свита (конгломераты, песчаноглинистые породы), падающая к СЗ $\angle 15-20^\circ$. Хребет Нарын-тау в районе рч. Шаркатминка сложен серыми карбонowymi известняками.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Характерной геоморфологической чертой Тянь-шаня вообще и центрального Тянь-шаня в частности является существование в нем древней денудационной поверхности (пенеплена), впервые установленного для этого района Davis'ом (16). Остатки поверхности выравнивания, уцелевшие от эрозии, по маршруту экспедиции были констатированы в разных местах: в осевой части Терской Ала-тау, в Борколдое и в Кок-шаале. Образование пенеплена здесь так же, как и в других районах Тянь-шаня (Keidel, 17; Machatshek, 18), связано с началом мезозоя. По маршруту экспедиции в нескольких местах (р. Тасма-джун-капчигай, устье рч. Котр) было замечено, что поверхность выравнивания древнее налегающей на нее красноцветной свиты (Сг + Тг). Вероятно во многих случаях красноцветная свита имеет падение, обусловленное неравномерным поднятием горстовых глыб при альпийских тектонических движениях. Это явление типично для многих районов Тянь-шаня, в частности для северных его цепей (В. А. Николаев, 11).

Интересны наблюдения, произведенные в центральном Тянь-шане по маршруту экспедиции, над условиями залегания красноцветной свиты и над отношением ее к рельефу окружающей местности. Континентальная свита (Сг + Тг) часто залегает в современных глубоких речных долинах (Узенгегуш, Улан) и во впадинах древнего рельефа (р. Кайнар), хотя в некоторых местах она встречается на перевалах (Кызыл-бель, Каракоз) и вблизи водоразделов рек (Тасма-джун-капчигай). Наблюдая залегание красноцветной свиты в глубоких (700—1000 м) речных долинах кажется, что в центральном Тянь-шане ко времени ее отложения был уже горный рельеф, мало чем отличающийся от современного. Здесь возможны два объяснения: 1) или возраст красноцветной свиты надо повысить, так как трудно предположить, чтобы ко времени отложения этой свиты (Сг + Тг) рельеф был близким к современному, особенно если принять во внимание, что выработка пенеплена происходила в начале мезозоя, а наиболее сильные радикальные дислокации приподнявшие центральные цепи Тянь-шаня были, как это указывает Д. В. Наливкин (9), между палеогеном и неогеном или 2) более вероятно, мы здесь имеем дело с тектоническими опусканиями отдельных участков палеозоя вместе с покрывавшей его красноцветной свитой. Каков был характер опустив-

шихся зон (односторонние горсты или грабены) должны решить дальнейшие более детальные исследования. Опущенные участки, в большинстве случаев, вытянуты в восточном-северовосточном направлении и красноватая толща сохранилась в них благодаря их более низкому гипсометрическому положению.

Ряд рек центрального Тянь-шаня (Узенгегуш, Сары-джас, Ак-сай) пересекает недоступными каньонами высочайший горный хребет Кок-шаал, имеющий свыше 5000 м высоты. Эти реки древнее своих современных долин, и выработка последних шла параллельно с поднятием хребта (антецедентные долины). Несомненно, что пропиливание Кок-шаала происходило постепенно, по мере его вертикального подъема. В некоторых случаях небольшие ущелья, вероятно, имеют эпигенетический характер (Мын-гозыр, Босого). Многие долины рек в центральном Тянь-шане, ориентированные в широтном или близком к нему направлении, имеют, по видимому, тектоническое происхождение (верховья Джууки, Улан и др.), так как разломы широтного или близкого к нему направления играют в этом районе несомненно большую роль.

Большинство исследователей (5, 7, 13, 19) считает, что в Тянь-шане было не менее двух оледенений, с несколькими фазами отступления ледников. Наблюдения над моренами на леднике Петрова не противоречат этому, но весьма вероятно, что дальнейшие детальные работы на ледниках обнаружат большее их количество, так как следы более древних оледенений сохранились обычно не отчетливо.

По пройденному в центральном Тянь-шане маршруту, верховья рек имеют троговый профиль и нередко моренные накопления.

Оледенение имело большое значение для выработки морфологии сыртов. Среди сыртов можно выделить два типа: 1) крупные междугорные котловины (Коголя-чап, Ак-сай, Ат-баш), имеющие в основе своей тектоническое происхождение и 2) сравнительно слабо расчлененные верховья речных систем, например, Нарына у перевала Джуука и у ледника Петрова. В связи с оледенением, на дне междугорных котловин отложились значительной мощности флювиоглациальные наносы, как это можно видеть, например, в восточной части долины р. Ат-баш. Что касается до верховий речных долин (Нарын), то оледенение здесь выразилось в накоплении в ранее существовавших, вероятно не особенно глубоких, эрозионных долинах, моренного материала, который был отложен, сползавшим с возвышенностей, вероятно, сплошным ледяным покровом и в накоплении, в некоторых случаях, в долинах флювиоглациальных наносов. Все это вместе взятое создало и в первом, и во втором случае тип погребенных долин с довольно ровным, слабо холмистым рельефом.

До четвертичного оледенения район подвергся расчленению речной эрозией. Характер оледенения был, в значительной степени, предопределен существовавшим уже эрозионным рельефом.

С оледенением и, вероятно, также и с тектоникой связаны речные

террасы, выраженные отчетливо на всех более крупных реках района. Количество террас в более хорошо выработанных долинах не менее четырех. Обычно террасы покрыты сверху слоем желтоватосерого лессовидного суглинка, повидимому, имеющего водное происхождение.

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА

Нижний палеозой (Pz_1). Отложения предположительно этого возраста представлены более или менее метаморфизованными немymi тем-



Фиг. 7. Ледниковый цирк в верховьи реки Улан-восточный
(в 5 км от перевала Улан).

ными и зеленоватосерыми глинистохлоритовыми и филлитовыми сланцами. Возраст сланцевой свиты, за отсутствием в ней органических остатков, не может быть определен достаточно точно. Условно можно приписать ей нижнепалеозойский возраст. Свита пользуется особенно широким развитием в бассейне р. Узенгегуш, меньшие площади она занимает в осевой части хребта Терской Ала-тау. Повидимому, аналогичные толщи развиты, по данным К. И. Аргентова (1) и В. Г. Мухина (6), в более западной части центрального Тянь-шаня.

Сланцевопесчаниковые породы, встреченные по маршруту экспедиции, сильно смяты, простирание их северовосточное или северозападное, падение крутое или вертикальное. Среди этих пород местами залегают гранодиориты (Джуука), кварцевые диориты (Улан) и щелочные сиениты (Шалдрак).

При дальнейших, более детальном исследовании, возраст отдельных частей этой свиты, вероятно, будет повышен. В частности среди сланцевопесчаниковой толщи, повидимому, значительным распространением пользуются силурийские сланцы, обычно связанные с выходами известняков $S_2^+ - D_1$ и, может быть, верхнепалеозойские, нахождение которых наиболее вероятно на участке: ледник Петрова, перевал Тура-бооз, рч. Карасаин-су.

Средний палеозой. В центральном Тянь-шане, по пройденному маршруту, широко распространены морские среднепалеозойские отложения: верхнесилурийские, девонские и нижнекаменноугольные.

В восточной части района большие площади заняты светлосерыми, верхнесилурийскими — нижедевонскими известняками, охарактеризованными фаунистически. Областью их распространения является бассейн рек Узенгегуш, Каракол и Улан. Мощность известняков весьма велика, но точно не установлена. Условия залегания пород часто замаскированы массивным их сложением. Среди известняков, во многих местах, залегают диабазы, порфириды и мелафиры, в большинстве случаев, миндалекаменные. Возможно, что они образовались при подводных извержениях одновременно или вскоре после отложения известняков. Д. В. Наливкин (10) указывает, что верхнесилурийские — нижедевонские известняки восточного Кок-шаала аналогичны таким же отложениям западного Кок-шаала и Алайского хребта.

В областях распространения известняков $S_2^+ - D_1$ часто можно наблюдать небольшие по площади выходы интенсивно дислоцированных глинистохлоритовых сланцев, иногда роговиков, вероятно, представляющих образования одновременные с отложением этих известняков.

Верхнедевонские отложения представлены темносерыми, плотными известняками, перемежающимися с прослоями глинистых сланцев, которые, местами переполнены *Spirifer aquilinus* Rom. (фаменский ярус, кара-тауская фация). Свита сильно сжата в складки широтного простирания. Как указывает Д. В. Наливкин (8, 10), кара-тауская фация верхнедевонских известняков развита в Кара-тау, в бассейне р. Чаткал и к ЮВ от оз. Сон-куль.

Известняки охарактеризованные фаунистически — верхнедевонские, турнейские, переходные от турнейских к визейским, встречены О. И. Сергуньковой (14, 15) в хребте Нарын-тау.

Нижнекаменноугольные (визейские) известняки с *Productus striatus* Fisch. обнажаются у перевала Иштык. Они образуют сравнительно неширокую широтно-вытянутую полосу пород, сжатых в крутые складки. Визейские известняки пользуются широким развитием, по данным О. И. Сергуньковой (14, 15), в более западном районе, в хребте Нарын-тау.

Верхний палеозой. Отложения этого возраста представлены двумя фациями: сланцевопесчаниковой (ледник Петрова) и известняковой (урочище Кара-геру у перевала Иштык и рч. Карасаин-су). Преимущественным

распространением пользуется сланцевопесчаниковая свита, в которой на леднике Петрова удалось найти *Goniatites* (?) и неопределимые отпечатки растений. Возможно, что к породам этого же возраста относятся сланцевопесчаниковые отложения хребта Ак-шийряк на участке от ледника Петрова до перевала Тожике, сходные литологически с верхнепалеозойскими породами ледника Петрова.

Более глубоководные фации представлены в урочище Кара-геру коричневатосерыми известняками, а по рч. Карасаин-су толщей до 0.5 км мощностью темносерых рыхлых известняков, содержащих мелкие *Productas*, *Chonetes*, *Spirifer* и *Martinia*. Известняки залегают, повидимому, согласно со сланцами, в которых, вблизи выходов известняков, встречены неясные растительные отпечатки. Вероятно ближайшие к известнякам сланцы также верхнепалеозойского возраста. При современных наших знаниях трудно еще сказать окончательно, какой возраст имеет сланцевопесчаниковая свита, развитая на участке от перевала Тура-бооз до рч. Карасаин-су. На карте мы эту толщу обозначаем условно, как нижнепалеозойскую, но не исключена возможность ее более молодого, в частности, верхнепалеозойского возраста.

Д. В. Наливкин (10) считает, что собранная по маршруту экспедиции верхнепалеозойская фауна указывает на присутствие нескольких горизонтов, вероятно начиная от среднего карбона и до перми включительно. Меньшее развитие на северных склонах Кок-шаала известняковых фаций в сравнении с южными склонами этого хребта, по мнению Д. В. Наливкина, надо связывать с более частыми колебаниями береговой линии на севере и с проявившимися поднятиями в северных дугах.

Мезозой и кайнозой. В центральном Тянь-шане довольно широким развитием пользуется немая красноцветная свита (Сг+Тг), представленная красными и розовыми известняковыми конгломератами и песчаниками (Буамская толща И. В. Мушкетова, ханхайские отложения Фридрихсена). Мощность красноцветной свиты в Каракольском районе очень велика, порядка 2—3 км, в центральном Тянь-шане обычно 30—100 м, но в отдельных случаях не менее 300—500 м. В центральном Тянь-шане континентальная свита залегает в долинах рек, во впадинах (р. Кайнар), но нередко слагает также довольно высокие перевалы (Кызыл-бель, Каракоз). Материалом для образования континентальных толщ служили продукты физического выветривания палеозойских пород, преимущественно известняков. Свиты носят следы некоторой водной переработки. Розовый и красный цвет конгломератов обуславливается известково-глинистым цементом их, окрашенным окислами железа в розовый цвет. В центральном Тянь-шане окраска конгломератов обычно более бледная (розовая), в сравнении с Каракольским районом (кирпичнокрасная). Красноцветные породы дислоцированы, при чем обычно небольшой наклон их (15—20°) объясняется, вероятно, молодыми глыбовыми поднятиями палеозойских массивов, увлекавших с собою красноцветную толщу.

Соленосная песчаиоглинистая предположительно палеогеновая свита (озерные отложения Н. Г. Кассина) встречены в предгорьях северных склонов хребта Терской Ала-тау и в Ат-башинской и Нарынской долинах. Они налегают на красноцветную свиту, но по пройденному маршруту хороших разрезов не дают.

Из четвертичных и послечетвертичных отложений надо отметить: 1) ледниковые морены — древние и современные (на леднике Петрова две древних конечных морены и одна современная), 2) флювиогляциальные галечники, заполняющие крупные речные долины (верховья Нарына, Узенгегуш, Ат-баш), 3) речные галечные террасы, встреченные по течению всех более крупных рек (2—4 террасы) и 4) лессовидный суглинок, покрывающий речные террасы слоем в 0.5—3.5 м и имеющий, вероятно, водное происхождение.

Из глубинных изверженных пород в центральном Тянь-шане, по маршруту экспедиции, резко преобладают над гранитами, как показали микроскопические определения, гранодиориты и кварцевые диориты. Это же явление, как отмечает В. А. Николаев (12), типично и для других районов Тянь-шаня. Из эффузивных и гипоабиссальных пород, по маршруту экспедиции, встречены диабазы, порфириты, мелафиры и кварцевые порфиры.

Вопрос о возрасте интрузий и эффузий этого района обычно трудно-разрешимый в Тянь-шане сам по себе еще более затруднялся маршрутным характером работ и небольшим количеством времени на него потраченным.

Возраст огромного массива, вероятно, батолита гранодиоритов и кварцевых диоритов северного склона хребта Терской Ала-тау не может в настоящее время считаться разрешенным. Изверженные породы контактируют здесь (Джуука) с предположительно нижнепалеозойской филлитовой свитой и не изменяют в контакте красноцветную толщу (Cr + Tr).

Массивы гранодиоритов (Узенгегуш), банатитов и диоритов (Каракол, Улан) залегают среди сланцевой палеозойской свиты, точнее не установленного возраста и вблизи выходов известняков $S_2 + D_1$. Непосредственные контакты с известняками не наблюдались, но, судя по выносам боковыми речками мраморизованных известняков $S_2 + D_1$, не исключена возможность вариссийского возраста этих изверженных пород.

Граниты на леднике Петрова, вероятно, верхнепалеозойские, так как они контактируют с сланцевопесчаниковой, повидимому, верхнепалеозойской свитой.

Зеленокаменные, обычно мандельштейновые породы (диабазы, порфириты, мелафиры и их брекчии) довольно широко распространены в известняках $S_2 + D_1$, занимая иногда значительные участки среди этих пород по рекам Узенгегуш, Каракол и Улан. Возраст этих пород остался невыясненным. Не исключена возможность, что часть зеленокаменных пород образовалась одновременно или вскоре после отложения извест-

няков, а другая часть этих изверженных пород, вероятно, имеет более молодой возраст.

В сланцевой, предположительно нижнепалеозойской, свите по речкам Шалдрак и Чолок-капчигай встречены пластовые жилы щелочных сиенитов, а в верховьях Джууки, среди гранодиоритов, залегает массив, вероятно, более молодых, чем окружающие породы, кварцевых порфиров.

Тектоника. По пройденному маршруту не доказано проявлений каледонской складчатости, но она вероятна для нижнепалеозойских сланцевых свит. Вариссийские движения достигли здесь большой силы. Все встреченные по маршруту средние и верхнепалеозойские отложения интенсивно дислоцированы, сжаты в складки широтного или близкого к нему направления. При более детальном изучении здесь вероятно будет констатировано несколько фаз вариссийских движений. Альпийская складчатость выразилась в вертикальном поднятии района. Как указывает Д. В. Наливкин (9), в центральных цепях Тянь-шаня наиболее значительная фаза альпийской складчатости проявилась между палеогеном и неогеном, более слабая фаза между неогеном и четвертичной эпохой. По маршруту экспедиции удалось констатировать глыбовые движения палеозойских массивов, увлекавших с собою красноцветную свиту и сообщавших ей некоторый наклон ($15-25^\circ$) по отношению к горизонту.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

По пройденному маршруту центральный Тянь-шань беден минералогически и геохимически. Полезных ископаемых, имеющих практическое значение, по пути экспедиции не встречено. Особой бедностью отличаются осадочные свиты. В сланцевопесчаниковой, предположительно нижнепалеозойской, толще бассейна р. Узенгегуш встречаются обычно тонкие кварцевые прожилки, а в палеозойских известняковых породах часто наблюдаются кальцитовые жилки и, местами, окремнение (Карагеру), связанное, вероятно, с диагенетическими процессами.

Некоторое минералогическое и геохимическое разнообразие вносят интрузии пород гранодиоритовой магмы. С ними связаны выделения гематита (Джуука), небольшое местное обогащение пиритом гранитов и контактных сланцев на леднике Петрова и образование пегматитовых и аплитовых жил (реки Джуука, Каракол и Улан). По данным Б. А. Гаврусевича (3), обработавшего материал, собранный по пегматитам экспедицией, минерализация гранодиоритовой магмы центрального Тянь-шаня незначительна и приурочена почти исключительно к контактам. Наиболее распространенным из летучих компонентов является В (образование турмалинов в контактах), меньшую роль играет F (флюоритовая жила на р. Джетыгогуз и незначительные количества CaF_2 в пегматитах Джууки) и OH гидролизующая полевые шпаты. В образовании минералов пегматитовых жил устанавливаются две фазы: высоко- и низкотемпературная.

Литература

1. Аргентов, К. И. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Пржевальском уезде Семиреченской области в 1910 г. Горн. журн., 1911, II, № 6, стр. 227—251.
2. Аргентов, К. И. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Пржевальском уезде Семиреченской области в 1911 г. Горн. журн., 1913, IV, № 11—12, стр. 143—168.
3. Гаврусевич, Б. А. К геохимии контактных пегматитов центрального Тянь-шаня (рукопись, 1931 г.).
4. Давыдов, Л. К. Ледник Петрова. Тр. Гидрометеор. отд., I, в. 1. Материалы по изучению оледенения гор Средней Азии. Ташкент, 1927, стр. 67—100.
5. Кассин, Н. Г. (Грюше, П. А., Ершов, С. П., Кассин, Н. Г., Лемперт, Л. З., Мельников, И. И., Нужный, Н. Г., Свиричевский А. Ф.). Гидрогеологические исследования, произведенные в бассейне оз. Иссык-Куля (Семиреч. обл., Пржев. уезда) в 1914 г. Гидрогеол. исследования в степных областях, 1915, № 5, 268 стр.
6. [Мухнин, В. Г.] Геологическая съемка южной части Нарынского листа (VI—8). Отчет о сост. и деят. Геол. ком. за 1925—1926 г., Л., 1927, стр. 74—76.
7. Мушкетов, Д. И. Геологическая карта Средней Азии. Листы VI—7 и VII—7 (Восточная Фергана). Тр. Геол. ком., нов. сер., I, 1928, в. 169, 251 стр.
8. Нааливкин, Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент — Москва, изд. Туркпечати, 1926, 184 стр.
9. Нааливкин, Д. В. Тектонические циклы западной части ангарской геосинклинали. Тр. III Всесоюзн. съезда геологов 20—26 сент. 1928 г., в. I, Ташкент, 1930, стр. 69—80.
10. Нааливкин, Д. В. и Прокопенко, Н. М. Материалы к статиграфии центрального Тянь-шаня. Материалы по геологии и геохимии Тянь-шаня, ч. II. Тр. СОПС Акад. Наук СССР, серия киргизская, в. I, 1931, стр. 83—96.
11. Николаев, В. А. К вопросу о характере альпийских движений в северных дугах Тянь-шаня. Геол. вестн., VI, 1923, № 4—6, Л., 1929, стр. 18—23.
12. Николаев, В. А. Вулканизм в геологической истории Тянь-шаня. Тр. III Всесоюзн. съезда геологов 20—26 сент. 1928 г., в. I, Ташкент, 1930, стр. 87—102.
13. Резниченко, В. В. Оледенение на севере узла Хан-тенгри. Тр. III Всесоюзн. съезда геологов 20—26 сент. 1928 г., в. 2, Ташкент, 1930, стр. 391—411.
14. Сергунькова, О. И. К вопросу о возрасте средне-палеозойских известняков хребтов Нарын-тау и Ала-мышик Нарынского кантона Кирреспублики. Булл. Средне-азиатск. районного геолого-разведочного управления, № 2, 1930, Ташкент, стр. 25—34.
15. [Сергунькова, О. И.]. Геологическая съемка Нарынского листа (VI—8). Отчет о деят. Средне-азиатск. отд. Геол. ком. за 1928—29 г., Ташкент, 1930, стр. 11—12.
16. Davis William, M. A Journey across Turkestan. Explorations in Turkestan. Expedition of 1903 under the Direction of Raphael Pumpelly. Washington, 1905, p. 23—119.
17. Keidel, H. und St. Richarz. Ein Profil durch den nördlichen Teil des Centralen Tian-Schan. Abhandl. d. Math-Phys. Kl. d. Bayer. Akad. d. Wiss., XXIII (in der Reihe der Denkschr. LXXVIII), 1909, Abt. I (1906), p. 89—211.
18. Machatschek, F. Der westlichste Tian-Schan. Ergebnisse einer geographischen Studienreise. Petermann's Mitt., Ergänzungsheft № 176, 1912, 141 p.
19. Prinz, G. Die Vergletscherung des nördlichen Teiles des zentralen Tian-Schan-Gebirges. Mitt. d. K. K. geogr. Ges., LII, Wien, 1909, p. 10—75.

От Гринича 76°

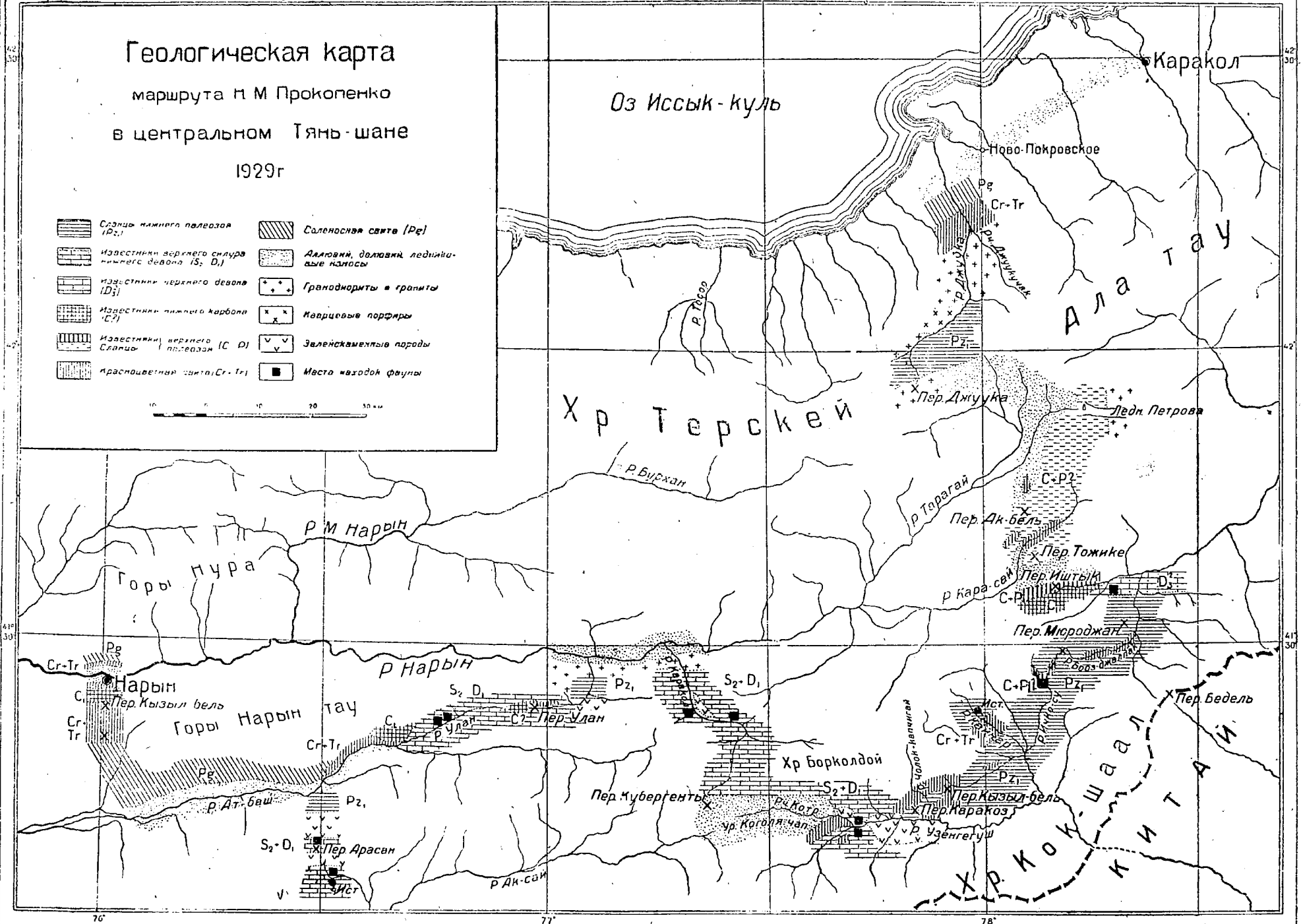
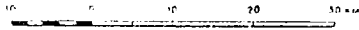
77°

78°

Геологическая карта

маршрута п. М. Прокопенко
в центральном Тянь-шане
1929г

- | | |
|--|--|
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |





Н. М. ПРОКОПЕНКО

ТЕРМЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В последние годы те краткие сведения, которые были известны в литературе (1, 2, 3, 4, 9) о термальных источниках центрального Тянь-шаня (Нарынского района Киргизской АССР) удалось дополнить новыми данными. В 1929 г. во время большого пересечения центрального Тянь-шаня по маршруту Каракол, Узенгегуш, Джеляль-абад я посетил источники Кайнар-мазар, Безбельчир-арасан, Алабуга-нарынские и Ак-терекские. Полученные при этом новые данные о термах этого района, в связи с моими более ранними (5) и более поздними работами (6, 7, 8), позволяют полнее геологически и геохимически осветить термальные источники центрального Тянь-шаня на фоне тех общих современных термальных процессов, которые изучались мною на территории юговосточной части Средней Азии (Тянь-шань, Памир).

ОПИСАНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Источник Коко-мерен (ряд VI, лист 7 десятиверстной карты Средней Азии) находится на правом берегу р. Коко-мерен, в 15 км выше устья р. Джумгол. На десятиверстной карте указанные пунктиром реки Нарын и Джумгол нанесены неверно.

По данным В. Н. Рябинина (9), этот источник расположен в глухом, удаленном от населенных пунктов районе. Пути сообщения к нему довольно неудобны. Вначале надо ехать почтовым трактом до ст. Кочкор, затем колесной грунтовой дорогой до впадения р. Джумгол в р. Коко-мерен (на десятиверстной карте слияние рек Джумгол и Сусамыр), откуда остается 15 км плохой вьючной тропы до горячего ключа.

По описанию В. Н. Рябинина (9), горячий источник выходит на поверхность у самого русла р. Коко-мерен, в контакте черного кремнистого сланца (девонского?) с светлым, сильно выветренным гранитом. Вода через прочищенное отверстие, в котором вставлена железная трубка, вытекает в бассейн (0.7 × 1.5 м, глуб. 0.4 м), выложенный по бокам досками и прикрытый сверху крышей. Температура воды 40.2—40.4° С, дебит 0.06—0.08 л/с. Вода прозрачна, с слабым запахом сероводорода.

Среди местных киргиз источник пользуется славой целебного. Вблизи грифона устроена землянка и небольшой каменный сарай, в котором останавливаются приезжающие больные лечиться. Химический состав воды горячего ключа остался невыясненным, так как проба взятая В. Н. Рябининым погибла по пути в г. Андижан.

Ак-терекские теплые источники ($41^{\circ}2'$ сев. шир., $74^{\circ}37'$ вост. долг. от Гринича; абс. вые. 1900 м; ряд VI, лист 7, 8 десятиверстной карты Средней Азии) находятся в восточной-северовосточной части хребта Ак-шийряк, в ущельи небольшой рч. Ак-терек.

Теплые ключи расположены на правом берегу рч. Ак-терек в 3.5 км выше ее устья. Здесь на дне ущелья вытекает несколько небольших источников с слабо повышенной температурой (18°C). Вода их (см. таблица 1) слабо минерализована, с слабым запахом сероводорода. Из грифонов в незначительном количестве выделяются газовые пузырьки. Состав газов свободно выделяющихся из источников (проба собрана 3 сентября 1929 г.) оказался следующий: $\text{CO}_2 3.0\%$, $\text{O}_2 8.1\%$, N_2 — редкие газы 88.9% (анализ П. И. Толмачева).

Вода теплых источников (общий дебит их порядка 6—7 л/с) дает начало небольшой рч. Ак-терек, впадающей в р. Алабуга. Во время посещения мною этого района живая сида этих ключей использовалась работавшей здесь горнопромышленной артелью для приведения в действие небольшого вентилятора кустарной свинцовоплавильной печи, построенной артелью вблизи выходов теплых источников.

Невысокая температура ключей и типичный состав газов близкий к составу атмосферного воздуха указывают на поверхностное происхождение самих источников, повидимому, связанных с циркуляцией вадозных вод в очень неглубоких слоях земной коры.

Геологически район теплых ключей характеризуется следующими данными. В низовьи Ак-терекского ущелья до самых теплых источников, т. е. на протяжении около 3.5 км, развита желтоватосерая глинистопесчаная соленосная свита (палеоген), имеющая падение к ЮЗ $\angle 20^{\circ}$. Вблизи ключей эта свита налегает на красноцветную континентальную толщу (Сг+Тг), представленную здесь песчаниками и конгломератами, имеющими мощность около 60—80 м и падающими также к ЮВ $\angle 21^{\circ}$. В 1 км выше по ущелью термальных ключей красноцветная свита несогласно налегает на вертикально залегающие серые нижнекаменноугольные (визейские) известняки. Ущелье рч. Ак-терек, повидимому, тектонического происхождения и теплые ключи, вероятно, приурочены к сбросу или сбрососдвигу северозападного направления.

Алабуга-нарынские источники ($41^{\circ}26'$ сев. шир., $74^{\circ}38'$ вост. долг. от Гринича; абс. выс. 1570 м; ряд VI, лист 7, 8 десятиверстной карты Средней Азии) расположены на левом берегу многоводной р. Нарын, в 1 км ниже устья Алабуги, в расстоянии около 120 км к западу от г. Нарын.

Теплые ключи находятся в 3.5 км от большой скотопрогонной дороги, идущей из г. Нарын в Джеляль-абад. Для того, чтобы проехать на источники надо после спуска с Дарбазы переправиться вброд через р. Алабуга и по левому берегу ее доехать до устья, а затем повернуть влево по долине р. Нарын. Окружающие возвышенности, по пути на теплые ключи, сложены желтоватосерыми безжизненными соленосными отложениями. Общий унылый ландшафт их лишь немного оживляется в низовьи р. Алабуга, заросшей кустарниками.

Вдоль левого берега Нарына, ниже устья р. Алабуга, тянется на протяжении около 0.7 км узкая (15—30 м) полоска берега. С севера она ограничивается многоводной, непроходимой здесь вброд р. Нарын, а с юга невысокими, но крутыми склонами хребта Ак-шийряк, сложенными красноцветными песчаниками и конгломератами (Сг+Тг). Теплые ключи в количестве двух грифонов вытекают среди кустарников и камышей на береговой площадке, в 10 м от русла р. Нарын.

Восточный источник вытекает из небольшой ямы (0.7 м в диаметре, 0.1 м глубиной), слабо углубленной в наносах, состоящих из красноцветных песчаников. Температура воды в грифоне 33° С, дебит 1.05 л/с. Вода прозрачная, безвкусная. У ключа ощущается слабый, едва уловимый запах сероводорода. Со дна бассейна с водой наблюдаются в небольшом количестве выделения мелких пузырьков газа. Продолжительность истечения газа колеблется от долей до 0.5 с, сменяясь короткими промежутками покоя (2—10 с). Состав выделяющихся газов, собранных здесь 2 сентября 1929 г., следующий: CO_2 1.3%, O_2 2.7%, N_2 + редкие газы 95.0% (анализ П. И. Толмачева).

Западный ключ вытекает в 55 м ниже по течению реки от восточного грифона. Источник выходит в русле небольшого сухого оврага, заваленного обломками красноцветных песчаников. Этот грифон еще менее расчищен чем восточный и, повидимому, не используется для купанья. Температура воды в ключе 34° С, дебит 0.53 л/с. Выделений газа не наблюдается.

Алабуга-нарынские источники относятся к типу галоидно-сульфатных терм. Они обладают довольно значительной для терм Тянь-шаня минерализацией (2.119 г/л), вероятно, обусловленной циркуляцией термальной воды через красноцветные породы. По классификации Пальмера эти ключи принадлежат к III классу (нейтральные воды).

Основание геологического разреза в восточной части хребта Ак-шийряк, т. е. в том районе где выходят термы, сложено нижнекаменноугольными (визейскими) серыми известняками. Простираение последних восточно-северовосточное, при крутом или вертикальном падении. Полоса известняков из хребта Ак-шийряк переходит на правый берег р. Нарын. В восточной части хребта Ак-шийряк известняки сжаты в одну антиклинальную складку оборванную, повидимому, на северном крыле в долине р. Нарын сбросом или сбрососдвигом широтного направления. К этой

тектонической трещине, вероятно, и приурочены выходы термальных ключей.

На нижнекаменноугольных известняках несогласно залегает красноцветная свита. Последняя перекрыта соленосной палеогеновой толщей. В районе теплых источников в обнажениях видны лишь красноцветные песчаники и конгломераты и сохранившиеся на них, в виде небольших островков, соленосные отложения.

Таблица 1

Химические анализы вод термальных источников центрального Тянь-шаня
(в граммах на литр)

| Химический состав | A* | B* | C* | D* |
|------------------------------------|---------|---------|---------|---------|
| Сухой остаток | 0.452 | 2.1170 | 2.782 | 1.2052 |
| Нерастворимый остаток | не опр. | 0.0790 | 0.0050 | 0.0220 |
| Потеря при прокаливании | не опр. | 0.1620 | 0.125 | 0.055 |
| Сумма катионов и анионов | 0.327 | 1.8209 | 3.1056 | 0.9907 |
| K | не опр. | не опр. | 0.1049 | не опр. |
| Na | не опр. | 0.4837 | 0.3257 | 0.3049 |
| Ca | 0.061 | 0.1245 | 0.2613 | 0.0293 |
| Mg | 0.025 | 0.0205 | 0.1688 | не опр. |
| Cl | 0.099 | 0.6200 | 0.5990 | 0.5340 |
| SO ₄ | 0.125 | 0.5580 | 0.1920 | 0.0876 |
| HCO ₃ | не опр. | не опр. | 1.4410 | не опр. |
| SiO ₂ | 0.013 | 0.0142 | 0.0129 | 0.0349 |
| Fe + Al | 0.004 | не опр. | не опр. | не опр. |

Источник Тон (41°51'55" сев. шир., 77°01'48" вост. долг. от Гринича; абс. выс. 2937 м; ряд П, лист 15 двухверстной и ряд V, лист 9 десятиверстной карт Средней Азии) находится на южном склоне хребта Терской Ала-тау по рч. Джили-су, являющейся верховьем р. М. Нарын, в расстоянии около 140 км выючного пути к СВ от г. Нарын.

По данным П. А. Грюше (устное сообщение), посетившего этот район летом 1929 г., Тонский источник выходит на правом склоне сравнительно широкого ущелья вблизи русла реки. Грифон представляет

* A* — Ак-терек (И. И. Бездека, 4). B* — Алабуга-нарынские (К. И. Аргентов, 3). C* — Безбельчир-арасан (К. И. Аргентов, 2). D* — Тон (К. И. Аргентов, 3).

неглубокую яму (1 × 1 м, глуб. 0.5 м), расположенную среди крупных гранитных валунов. Температура воды 46°, дебит источника порядка 0.5 л/с. Ключ слабо газирован. Состав пробы газа, собранной П. А. Грюше 16 июля 1929 г., следующий: H_2S 0.4%, CO_2 0.5%, O_2 0.4%, CH_4 1.5%, N_2 + редкие газы 97.2% (анализ П. И. Толмачева).

Тонский источник принадлежит к типу индифферентных терм с минерализацией 1.2 г/л (табл. 1). Горячая вода вытекает из гранитов, повидимому, по одной из систем трещин отдельности, имеющих простирание СВ 70°, падение к СЗ \angle 55—60°.

Во время посещения летом 1929 г. Тонского источника П. А. Грюше там жил уже второй год один киргиз, который расчистил купальный бассейн и устроил две небольших избушки для приезжающих больных.

Источники Безбельчир-арасан (41°06'45" сев. шир., 76°30'23" вост. долг. от Гринича; абс. выс. 3382 м; ряд С, лист 16 двухверстной и ряд VI, лист 8 десятиверстной карт Средней Азии) находятся в верховьи рч. Арасан (бассейн р. Ак-сай), в расстоянии около 80 км въюжной дороге от с. Ат-баш.

Источники выходят в ущельи небольшой рч. Арасан, в 4.5 км южнее перевала того же названия. Ущелье этой речки довольно просторное с пологими задернованными склонами. У теплых ключей на обоих берегах речки возвышаются на водоразделах массивные скалы светлосерых известняков. К югу от источников открывается вид на широкую, плоскую равнину, верховьев Ак-сай, за которой возвышается массивный, теряющийся в синеватой дымке, хребет Кок-шаал.

Теплые ключи, в количестве двух грифонов, выходят на правом берегу речки, вблизи русла последней. Главный (верхний) источник вытекает из ямы диаметром 1.5 м и глубиной 0.7 м, имеющей неправильную треугольную форму. По краям ямы видна кора известкового туфа мощностью 10—20 см. Температура воды в ключе 17.5°, дебит 0.65 л/с. Вода на вкус слабо кислая, аналогичная газированной воде Кавказских углекислых источников. Грифон сильно газирован. Вода в нем все время бурлит. Временами выделение газов то усиливается, то ослабевает. Состав выделяющихся газов (проба собрана 17 августа 1929 г.) следующий: CO_2 93.5%, O_2 0.4%, N_2 + редкие газы 6.1% (анализ П. И. Толмачева). Пузырьки газа довольно крупные (0.5—1.5 см). Газированная площадь около 0.7 кв м. Из всех посещенных мною терм Тянь-шаня на Безбельчир-арасане я наблюдал наиболее сильное выделение газов.

Главный грифон обнесен вокруг невысокой стеной, сложенной из плит известкового туфа. Сверху на стене лежат многочисленные рога маралов.

Второй меньший по величине грифон находится в 12 м к ЮЗ от главного ключа. Вода вытекает здесь из круглой ямы 1.5 м в диаметре и 0.5 м глубиной, расположенной на зеленом травянистом склоне правого

берега долины. Температура воды в грифоне 17° , дебит воды порядка 0.3 л/с. Грифон газирован, но значительно слабее, чем главный. Наблюдается пульсация газа. Промежутки покоя между выделениями отдельных порций газа колеблются от 5 до 11 с.

Вода, выходя из обоих описанных выше источников, растекается по площадке, состоящей из белых известковых туфов. Размеры площадки 50×85 м, при максимальной мощности туфов около 2 м. Туфовая площадка вытянута вдоль течения рч. Арасан, образуя к руслу последней обрыв в 1.5—2 м высотой. Туфы белые и светлосерые, пористые и слоистые, в некоторых местах легко рассыпающиеся в белый порошок. Верхняя поверхность туфовой площадки покрыта мелкими бахромчато-изгибающимися известковыми валиками, отложившимися под влиянием пульсации источников. Эти образования совершенно аналогичны таким же валикам, наблюдающимся на углекислых термах в Трусовском ущельи на Кавказе. В некоторых местах на источниках Безбельчир-арасан можно видеть образование в небольшом количестве круглых шариков (горошин), состоящих из углекислого кальция.

В 170 м к югу от главного грифона на том же правом берегу речки находится пространство площадью 25 кв м, покрытое изломанными плитами серого известнякового туфа мощностью от 0.5 до 1 м. Это отложения старых в настоящее время почти иссякших источников. В нескольких местах из-под плит туфа еще и теперь наблюдается слабое истечение воды, создающее на небольшом участке заболоченное пространство.

Источники Безбельчир-арасан относятся к типу галоидно-известковых вод. Минерализация их 2.782 г/л (табл. 1). По классификации Пальмера эти ключи надо отнести к слабо щелочным водам III класса. Генетически этот тип вод обычно связан с известняками.

Геологически район теплых ключей характеризуется следующими данными. На повороте из р. Ат-баш в ущельи рч. Арасан обнажается свита метаморфизированных песчаников и сланцев, точнее неизвестного возраста. Выше в ущельи Арасан на протяжении около 4.5 км развиты плотные зеленоватосерые диабазы. На подъеме к перевалу Арасан залегают темносерые плотные, местами энкринитовые известняки, в которых собрана фауна: *Coelenterata* (местами переполняет породу, но плохой сохранности), *Amphipora* (определение Д. В. Наливкина). Возраст известняков, повидимому, верхнесилурийский. Простираение свиты СВ 5° , падение к СЗ $275^{\circ} \angle 70-90^{\circ}$. На самом перевале обнажаются, на небольшом протяжении, метаморфические сланцы, которые К. И. Аргентов (3) относит к нижнему девону, на основании встреченных в них органических остатков. Эти сланцы, повидимому, прорваны весьма плотными зеленоватосерыми диабазами, которые прослеживаются на 2 км по южной стороне перевала, а затем сменяются темносерыми, местами энкринитовыми, известняками (простираение их СВ 80° , падение СЗ $350^{\circ} \angle 70^{\circ}$), содержащими, по определению Д. В. Наливкина, многочисленные плохие остатки *Coelen-*

terata, большие *Rugosa*, *Syringopora*, *Amphipora* sp., *Stromatoporoidea* (повидимому верхний силур). Эти известняки прослеживаются почти до источников Арасана, где они сменяются светлосерыми плотными известняками, возможно уже другого возраста. В месте выходов теплых ключей, в долине рч. Арасан, эти известняки прикрыты делювием склонов и аллювиальными наносами и, вследствие этого, в них не удалось наблюдать каких либо тектонических нарушений, с которыми можно было бы связывать выходы источников Безбельчир-арасан.

Источники Кайнар-мазар ($41^{\circ}23'35''$ сев. шир., $77^{\circ}57'28''$ вост. долг. от Гринича; абс. выс. 3231 м; ряд Р, лист 13 двухверстной и ряд VI, лист 8 десятиверстной карт Средней Азии) вытекают в долине р. Кайнар, в 13 км выше ее устья, в расстоянии около 140—160 км вьючного пути к востоку от г. Нарын.

Источники выходят в просторном, троговом ущельи р. Кайнар. На десятиверстной карте они обозначены: „Кайнар-мазар“. По описанию К. И. Аргентова (3), ключи выбиваются в самом русле р. Кайнар, в том месте, где последняя делает большую местную излучину. Ко времени посещения мною этого района (1929 г.) река спрямила здесь свое русло, переместившись к западу, а на месте излучины осталась старица с непрочной водой. Со дна этой старицы, покрытой крупными валунами, выделяется в избытке газ и, вероятно, также и вода, хотя выход последней непосредственно наблюдать не удалось, так как старица заполнена водой. К. И. Аргентов (3) приводит температуру воды $15-16.4^{\circ}$, измеренную им в месте выхода предполагаемых источников. Мои измерения 30 июля 1929 г. дали значительно меньшую величину (6.5°). Вероятнее всего что здесь мы имеем выходы обычных холодных вадозных ключей, повидимому, даже особенно не подогретых, так как они заметно не изменяют температуру воды в старице, хотя последняя и невелика по своим размерам. К сожалению, холодная погода, установившаяся во время посещения мною этого района, не позволила мне произвести измерение температуры воды на дне старицы, в тех именно местах, где находятся предполагаемые выходы источников.

Газы выделяются со дна старицы преимущественно в виде крупных пузырьков (0.5—3 см), по линии вытянутой в направлении ЮВ 160° . Газированная площадь около 5 кв. м. Вода постоянно бурлит от довольно значительного количества выходящих здесь газовых пузырьков. Отдельные порции газа выделяются в течение 5—10 с, сменяясь промежутками покоя в 15—20 с. Проба газа, собранная здесь 30 июля 1929 г., была проанализирована П. И. Толмачевым. Состав газа оказался следующий: CO_2 0.8%, O_2 16.5%, N_2 + редкие газы 82.7%. Как показывает анализ, газовые струи, выделяющиеся здесь, повидимому, представляют засосанный атмосферный воздух, с слегка измененными отношениями газов, входящих в его состав.

На левом берегу в 5 м от старицы со склона горы выходит холод-

ный (t° его 4.5°) негазированный ключ, обнесенный вокруг мазаром из камней. Дебит источника порядка 3—4 л/с.

В нижнем течении р. Кайнар развита сланцево-песчаниковая свита, предположительно, нижнего палеозоя. Простираение пород СЗ 335° при вертикальном или крутом падении. Свита сильно смята, пласты сланцев стоят на головах, местами видна их гофрировка. Выше по ущелью залегают красноцветная континентальная толща (Сг+Tr), падающая с СЗ $\angle 15^{\circ}$. В районе источников вновь обнажается та же сланцевопесчаниковая свита, которая слагает низовье р. Кайнар.

Источники Арабель ($41^{\circ}48'27''$ сев. шир., $77^{\circ}37'46''$ вост. долг. от Гринича; абс. выс. 3487 м; ряд П, лист 14 двухверстной и ряд VI, лист 9 десятиверстной карт Средней Азии) расположены в верховьи р. Бурхан, в 5.5 км к ЮЗ от перевала Арабель (3811 м).

Привожу описание источников Арабель по устному сообщению геолога Н. Г. Концевича, посетившего их осенью 1931 г. Долина р. Бурхан, в месте выхода термальных источников, не особенно широка (около 100 м), с крутыми склонами, лишенными растительного покрова.

Источники вытекают у конца конечной морены, вынесенной в долину Бурхана ледником из бокового ущелья. Морена состоит из плитчатых обломков сильно метаморфизованных глинистых сланцев, залегающих выше как на правом так и на левом склонах долины в коренных обнажениях. Ледник не доходит до р. Бурхан 1—1.2 км.

Теплые источники в количестве 4 грифонов выбиваются на поверхность сильными восходящими струями в 50—60 м от берега реки, на высоте 3.5—5 м над ее уровнем. Вокруг ключей отлагаются известковые туфы мощностью около 2 м. Ширина туфовой площадки 40 м, общая площадь занимаемая туфами около 200 кв. м. Вода всех источников прозрачная с голубоватым оттенком, на вкус пресная, слегка сладковатая. Ни один из грифонов не газирован. Запаха сероводорода у ключей не ощущается. Из грифона № 4 была взята проба, но, к сожалению, она погибла при перевозке ее вьюком.

Данные измерений температуры и дебита источников (№№ грифонов возрастают с З на В) приведены в таблице 2.

Таблица 2

Температура и дебит воды источников Арабель

| №№ источников | Время измерения | Температура воздуха | Температура воды | Примерный дебит воды в л/с |
|---------------|-------------------|---------------------|------------------|----------------------------|
| 1 | 3 октября 1931 г. | 15 $^{\circ}$ | 13.8 | 15 |
| 2 | | | 18.0 | 10 |
| 3 | | | 17.5 | 2 |
| 4 | | | 19.5 | 10 |

Грифон № 4 (восточный) углублен и обложен вокруг камнями. Вероятно в нем изредка купаются киргизы. Все остальные источники не имеют никаких устройств.

Сары-джасские источники ($41^{\circ}59'55''$ сев. шир., $79^{\circ}4'48''$ вост. долг. от Гринича; абс. выс. 2519 м, ряд П, лист 11 двухверстной и ряд V, лист 9 десятиверстной карт Средней Азии) находятся в центральном Тянь-шане, на правом берегу р. Сары-джас, в расстоянии около 120 км к ЮЗ от г. Каракол.

В литературе о Сары-джасских термах не встречается почти никаких сведений. Краткое описание условий их вывода, приведенное в статье К. И. Аргентова (3), как я уже отмечал в одной из прежних своих работ (5), возбуждает сомнения в своей правильности.

Термальные источники центрального Тянь-шаня имеют в настоящее время лишь местное значение. Причиной этого являются небольшие размеры самих источников, их невысокая температура и местоположение ключей — в горных слабо населенных и сравнительно труднодоступных районах. Большинство термальных источников центрального Тянь-шаня используется местным, киргизским населением для купанья. Вода источников Безбельчир-арасан, газированная углекислотой, могла бы употребляться как прохладительный столовый напиток. К сожалению, Безбельчир-арасан находится в горном районе, значительно удаленном от крупных населенных пунктов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ТЕРМ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ГАЗОВЫХ СТРУЙ

Тянь-шань является составной частью огромного варисцидского геохимического пояса, проходящего через всю среднюю часть Евразии. Начинаясь на Новой Земле этот пояс типично проявляется на Урале, переходит в Мугоджары, затем после некоторого перерыва вновь появляется в песках Кызыл-кумов в виде гор Нура-тау, которые дальше к востоку переходят в грандиозную горную систему Тянь-шаня. Последняя тянется в широтном направлении, постепенно теряясь в обширных степях Монголии.

Основной тектонической, а вместе с тем и геохимической чертой этого пояса, выделяемого академиком А. Е. Ферсманом (10) под именем уралид, является наложение на старую варисцидскую (герцинскую) складчатую систему молодых альпийских тектонических движений.

В юговосточной части Средней Азии можно выделить в зависимости от геологии, тектоники и проявления альпийского вулканического цикла, три области, характеризующиеся своими специфическими чертами: 1) северные цепи Тянь-шаня, 2) центральные цепи Тянь-шаня и 3) южные цепи (Памир).

1. Северные цепи Тянь-шаня являются областью наложения на уралиды (варисциды) альпийских дизъюнктивных движений, повидимому

не сопровождавшихся здесь, по крайней мере, в более северных частях этих цепей, молодым вулканическим циклом. Но в Александровском хребте и Кунгей Ала-тау, т. е. в самых южных частях северных цепей, известны среди отложений красноцветной континентальной свиты (Сг + Тг) молодые эффузии оливиновых базальтов.

Развитые в северных цепях термальные источники геохимически характеризуются слабой степенью минерализации (акратотермы). Источники имеют не особенно высокую температуру воды (16—50°). Термы этого района газированы азотом (с редкими газами), при чем из некоторых ключей выделяются чистые, почти стопроцентные азотные струи, обычно же кроме азота в состав газовой смеси входят в небольшом количестве кислород, углекислота, редкие газы и иногда метан и сероводород. Генезис азотных струй, связанных с этими термами, не может считаться в настоящее время выясненным.

2. Центральные цепи Тянь-шаня (горное пространство между Терскеем, Кок-шаалом и Ферганским хребтом, а также хребты Алайский и Туркестанский) характеризуются наложением на уралиды (варисциды) альпийских дизъюнктивных движений, сопровождавшихся местным проявлением молодого (альпийского) вулканического цикла (Тоюн, бассейн р. Нарын к Ю от оз. Сон-куль; к альпийским рудным процессам относятся, повидимому, ртутно-сурьмяные месторождения южной Ферганы и миграция в красноцветную свиту ранее образовавшихся свинцовых руд в хребте Ак-шийряк, в устьи р. Алабуга).

Таким образом центральные цепи являются переходной областью от северных цепей, где проявления молодого вулканического цикла незначительны, к южным цепям (Памир), где альпийские вулканические явления имеют широкое распространение. В зависимости от геологического и тектонического характера центральных цепей находится и геохимический тип развитых там термальных источников и связанных с ними газовых выделений. С одной стороны мы здесь имеем совершенно тот же тип индифферентных терм газированных азотом, что и в северных цепях. С другой стороны молодой вулканический цикл накладывает свой отпечаток на характер происходящих здесь геохимических процессов. В центральных цепях встречаются, хотя и довольно редко, углекислые термы или газированные углекислотой, как, например, источник Безбельчир-арасан или негазированные, но отлагающие травертиновые образования (ключи Арабель, Улахол, Тура-су).

Следует отметить, что свободная углекислота может получаться в природе при различных процессах. Главнейшие из них: 1) поствулканические выделения в связи с остыванием магматических очагов, 2) биохимические явления, 3) действие кислых вод на известняка, 4) действие на известняки растворенного в воде воздуха (указание Хергет и Дёринг). В применении к термам центрального Тянь-шаня второй и третий способы образования углекислоты, как не согласующиеся с геологией района

должны быть отброшены. Образование углекислоты при воздействии на известняки растворенного в воде воздуха может иметь место в центральных цепях Тянь-шаня, если действительно этот мало изученный процесс реально существует в природе. Более широкое распространение, повидимому, имеют в этом районе выделения углекислоты в связи с остыванием магматических третичных очагов, генетически связанных с альпийским орогенезом. В центральных цепях Тянь-шаня магматические очаги, будучи приурочены к известным тектоническим разломам, имеют, повидимому, местный характер и молодые изверженные породы, вероятно, далеко не всегда проявляются на поверхности земли. Отсутствие газовых выделений на карбонатных термах Арабель, Улахол и Тур-су может быть объясняется условиями выхода этих источников на поверхность земли.

Таким образом в центральных цепях Тянь-шаня намечаются два типа газовых струй. Одни азотные, более широко распространенные, и вторые углекислые, имеющие местный характер.

3. Южные цепи (Памир) характеризуются интенсивной альпийской складчатостью, сопровождавшейся мощным вулканическим циклом. С последним связаны, частью карбонатные, частью индифферентные термы, газированные углекислотой (см. работы 7,8).¹ Эти углекислые, моффетные термы красной нитью проходят через весь Памир, являясь последними стадиями постмагматических процессов, сопровождающих угасание третичных магматических очагов этого района.

Альпийские зоны обычно характеризуются наружным концентром процессов, среди которых термальные источники играют довольно важную роль. Вне областей альпийского орогена термы встречаются очень редко. Таким образом генетически теплые и горячие источники тесно связаны или с типичными областями альпийской складчатости или с районами наложения альпийских тектонических движений на более старые складчатые системы.

В юговосточной части Средней Азии (Тянь-шань, Памир) в территориальном распределении газовых струй и терм наблюдается известная геохимическая зональность. Азотные струи развиты в северных цепях, азотные и углекислые выделения в центральных и углекислые струи в южных. Эта геохимическая закономерность выяснилась при исследованиях лишь в самые последние годы.

¹ К сожалению, при печатании статьи „Газовые выделения Тянь-шаня и Памира“ (7) относительно углекислых струй вкралась ошибка. На странице 30 двадцать вторую фразу сверху необходимо читать так „Следует отметить, что углекислые струи Памира идут сравнительно с небольших глубин. Углекислота на значительных глубинах может существовать только в газообразном состоянии, а вблизи земной поверхности в газообразном и жидком виде“.

Литература

1. Аргентов, К. И. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Пржевальском уезде Семиреченской области в 1910 г. Горн. журн., 1911, т. II, № 6, стр. 227—251.
2. Аргентов, К. И. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Пржевальском уезде Семиреченской области в 1911 г. Горн. журн., 1913, т. IV, № 11—12, стр. 143—168.
3. Аргентов, К. И. Семиреченские минеральные источники. Мат. особ. ком. по исслед. союзн. и авт. респ. Акад. Наук, Л., 1927, вып. 9, сер. казахстанская, стр. 20—106.
4. Бездека, И. И. Месторождения свинцовых руд в Нарынском районе Киргизской АССР. Материалы по геологии и геохимии Тянь-шаня, ч. II. Труды СОИИ Акад. Наук СССР, сер. киргизская, в. I, 1931, стр. 97—110.
5. Прокопенко, Н. М. Термальные источники среднего и восточного Тянь-шаня. Мат. ком. эксп. исслед. Акад. Наук, в. 30, 1930, сер. киргизская. Сб. Материалы по геологии и геохимии Тянь-шаня, ч. I, стр. 3—108.
6. Прокопенко, Н. М. Молодые свинцоворудные процессы в хребте Ак-шийряк в центральном Тянь-шане. Тр. Минер. инстит. Акад. Наук СССР, т. I, 1931, стр. 69—89.
7. Прокопенко, Н. М. Газовые выделения Тянь-шаня и Памира. Тр. Памирской экспедиц. 1930 г., Акад. Наук СССР, вып. I, 1931, стр. 15—34.
8. Прокопенко, Н. М. Термы Памира. Тр. Памирской экспедиц. 1930 г. Акад. Наук СССР, вып. I, 1931, стр. 35—68.
9. Рябинин, В. Н. Серный источник на р. Коко-мерен (Пишпекский уезд Семиреченской обл.). Рудный вестн., III, 1918, № 1—4, стр. 55—56.
10. Ферсман, А. Е. Геохимические проблемы Союза. Очерк первый. Основные черты геохимии Союза. Тр. сов. по изуч. произв. сил Акад. Наук СССР, Л., 1931, сер. полезных ископаемых, вып. 2, 39 стр.

Л. В. КОМЛЕВ, Н. М. ПРОКОПЕНКО и В. В. ЧЕРДЫНЦЕВ

РАДИОАКТИВНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД СССР

СОДЕРЖАНИЕ РАДИЯ В НЕКОТОРЫХ ПОРОДАХ ХРЕБТА ТЕРСКОЙ АЛА-ТАУ И ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Настоящая работа является по счету второй из большого цикла работ, намеченных к осуществлению в лабораториях Геохимического отдела Государственного Радиового института под общим руководством академика В. И. Вернадского.

Цели, общее направление исследований и подробное описание методики радиоактивных измерений приведены ранее в работе Л. В. Комлева.¹

Материал, подвергшийся обработке

Горные породы, подвергшиеся анализу на радий, были собраны в 1929 г. в Средней Азии экспедицией Академии Наук СССР под руководством Н. М. Прокопенко, совершившей пересечение центрального Тянь-шаня по маршруту Каракол — Узенгегуш — Нарын. Из привезенного с этих работ большого петрографического материала была выделена для анализа на радий небольшая коллекция в 25 образцов. Часть из них (18 пород) отобрана из коллекции систематически, характеризуя геологический разрез хребта Терской Ала-тау по маршруту Джуука — ледник Петрова. Вторая часть (7 образцов) представляет отдельные горные породы из разных частей хр. Терской Ала-тау и центрального Тянь-шаня, для которых интересно было получить цифры содержания в них радия.

Район, в котором были собраны горные породы более или менее полно освещен в работе Н. М. Прокопенко,² к которой мы отсылаем интересующихся, здесь же мы лишь вкратце напомним геологическое строение разреза Джуука — ледник Петрова.

В низовьи долины р. Джуука обнажается песчаноглинистая соленосная свита (Pg), которая выше новой пограничной заставы сменяется

¹ Л. В. Комлев. Содержание радия в гранодиоритовом лакколите р. Малки (Сев. Кавказ). Печатается в трудах Гос. Радиового инст., т. II, 1932.

² Н. М. Прокопенко. Пересечение центрального Тянь-шаня по маршруту Каракол — Узенгегуш — Нарын (статья печатается в этом же сборнике).

красноцветной континентальной толщей (Сг + Тг), представленной конгломератами и песчаниками (образец № 1). В 2 км выше устья р. Джукучак обнажаются розовые лейкократовые граниты и гранодиориты (образцы №№ 2, 3), залегающие в периферической части батолита. Последний, начиная отсюда, тянется вверх по ущелью на протяжении около 25 км до устья рч. Дунгурме. Преобладающими породами батолита являются гранодиориты и кварцевые диориты (образцы №№ 4, 5, 6, 10). Выше устья рч. Кашка-су на левом берегу р. Джуука залегает среди гранодиоритов довольно значительный массив, повидимому, более молодых кварцевых порфиров (образцы №№ 8, 9). На правом берегу р. Джуука между устьями речек Кашка-су и Дунгурме распространены известково-глинисто-филлитовые сланцы, предположительно нижнепалеозойского возраста (образцы №№ 7, 12), которые затем пересекаются вкрест простираения р. Джуука, выше устья рч. Дунгурме. Вблизи перевала Джуука, у верхнего озера, филлитовые сланцы контактируют с гранодиоритами, при чем в контактной полосе в филлиты внедрились в виде апофиз и тонких прожилков граниты, местами переходящие в лейкократовые разности и аплиты (образцы №№ 13, 15, 16). Метаморфизованный глинисто-филлитовый сланец в контакте обогащен биотитом (образец № 14). В осевой части хребта Терской Ала-тау гранодиориты залегают в виде второго массива, прослеживающегося начиная от верхнего озера через перевал Джуука на сырты (образец № 17). Филлитовая свита, таким образом, как бы зажата между двумя гранодиоритовыми массивами. Возраст последних палеозойский, точнее, к сожалению, до сих пор не установленный (каледонский или варисийский?). Граниты на леднике Петрова, повидимому, верхнепалеозойские (образец № 18).

Отдельные породы из других районов представлены красноцветной глиной и двумя гранитами из Терской Ала-тау (образцы №№ 19, 20, 21) и глинисто-филлитовым сланцем, диабазом, известняком и щелочным сиенитом из центрального Тянь-шаня (образцы №№ 22, 23, 24, 25).

ОПИСАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Маршрут Джуука — ледник Петрова

1. Песчаник аркозовый из красноцветной континентальной свиты (Сг + Тг). Река Джуука, устье р. Джукучак. Кирпичнокрасный, рыхлый, среднезернистый (диаметр зерен 1—2 мм) песчаник, существенно состоящий из зерен кварца и полевого шпата. Цемент песчано-глинисто-известковый, окрашенный окислами Fe в яркочерный цвет.

Содержание радия: анализ 1 . . . $0.6 \cdot 10^{-10}\%$

2. Гранит лейкократовый. Река Джуука, правый берег, в 2 км выше устья р. Джукучак. Макроскопически розоватосерая, среднезернистая (диаметр зерен 3—5 мм) порода, существенно состоящая из розового

полевого шпата и кварца. Под микроскопом лейкократовый гранит состоит из ксеноморфных зерен облачно гаснущего кварца (около 50% поверхности шлифа), ортоклаза часто пертитового, плагиоклаза № 15 и небольшого количества (1—2%) сильно хлоритизированного биотита. Полевые шпаты сильно каолинизированы, а плагиоклазы кроме того и серицитизированы.

| | |
|----------------------------------|--------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 3.0 |
| анализ 2 . . . | 3.2 |
| среднее | $3.1 \cdot 10^{-100}/_0$ |

3. Гранодиорит лейкократовый. Река Джуука, правый берег, в 2.5 км выше устья р. Джукучак. Макроскопически розовая среднезернистая порода, состоящая из розового полевого шпата, кварца и незначительного количества темноцветного минерала. В шлифе порода состоит из кварца, плагиоклаза № 20, микроклин-пертита и незначительного количества роговой обманки. Полевые шпаты каолинизированы, плагиоклаз серицитизирован. Кварц с волнистым погасанием.

| | |
|----------------------------------|---------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 3.0 |
| анализ 2 . . . | 2.9 |
| среднее | $2.95 \cdot 10^{-100}/_0$ |

4. Кварцевый диорит (слюдяной). Река Джуука, правый берег, в 4 км выше устья р. Джукучак. Серая среднезернистая порода, местами с более крупными порфиroidными выделениями слабозернистого полевого шпата. Под микроскопом кварцевый диорит состоит из плагиоклаза около № 30, биотита (10—15% поверхности шлифа), сильно хлоритизированной роговой обманки, микроклина (мало) и кварца. Плагиоклазы почти всегда полисинтетически sdвойникованы и очень сильно пелитизированы и серицитизированы. Биотит образует резко плеохроичные обрывки табличек. Последние часто сильно изогнуты и измяты и отчасти разложены, иногда с образованием мелких зерен эпидота. Кварц (около 15% поверхности шлифа) выделился в виде ксеноморфных, резко мозаичных зерен, заполняющих промежутки между минералами.

| | |
|----------------------------------|--------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 2.25 |
| анализ 2 . . . | 2.35 |
| среднее | $2.3 \cdot 10^{-100}/_0$ |

5. Кварцевый диорит. Река Джуука, правый берег, в 0.5 км ниже устья рч. Кашка-су. Макроскопически светлосерая, среднезернистая (диаметр зерен 2—6 мм) порода с крупными (1.5 × 3.5 см) порфиroidными выделениями полевого шпата. В шлифе кварцевый диорит состоит из плагиоклаза № 40—45 (погасание \perp PM + 22—25°), небольшого количества микроклина (не свыше 10% полевошпатовой части), биотита, ро-

вой обманки, кварца (около 10% поверхности шлифа) и аксессуарных минералов: нескольких зерен сфена и мелких призмочек апатита. Плаггиоклазы свежие, обычно идиоморфно очерченные, полисинтетически сдвойникованные или зональные. Многие зерна раздроблены и изогнуты. Сравнительно немногие зерна серицитизированы, при чем, по видимому, те, которые по составу более основные чем общая масса, так как в зональных кристаллах подверглась разложению центральная часть или какая либо определенная зона. Биотит присутствует в виде изогнутых таблиц и обрывков; он подвергся уже некоторому разложению. Порода носит следы катаклаза.

| | |
|----------------------------------|--------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 1.4 |
| анализ 2 . . . | 1.2 |
| среднее . . . | $1.3 \cdot 10^{-10} /_0$ |

6. Кварцевый диорит (меланократовый шпир в породе № 5). Река Джуука, правый берег, в 0.5 км ниже устья рч. Кашка-су. Макроскопически мелкозернистая меланократовая порода. Под микроскопом структура шпирового выделения гранитовидная, мелкозернистая. В шлифе порода состоит из плаггиоклаза № 35 (погасание $\perp PM + 18^\circ$), биотита, роговой обманки, кварца и аксессуарных минералов: апатита и сфена. Плаггиоклаз образует часто идиоморфные полисинтетически сдвойникованные, иногда зональные кристаллы, при чем некоторые зерна слегка серицитизированы. Плаггиоклаз присутствует в количестве равном количеству кварца. Из цветных минералов часто встречается биотит в виде бурых, иногда изогнутых таблиц и обрывков. Роговая обманка резко плеохроирующая от светлозеленого до темнозеленого цветов и несколько хлоритизированная. Зерна кварца отчетливо мозаичные. Порода носит ясные следы катаклаза.

| | |
|----------------------------------|---------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 1.2 |
| анализ 2 . . . | 1.1 |
| среднее . . . | $1.15 \cdot 10^{-10} /_0$ |

7. Известковисто-глинисто-филлитовый сланец. Река Джуука, правый берег, в 1.5 км выше устья рч. Кашка-су. Макроскопически это темносерый сланец с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости, пронизанный тонким прожилком (0.5—1 см) молочного кварца. В шлифе порода состоит из неправильных зерен кварца, кальцита, хлорита, хлоритизированного биотита и серицита.

| | |
|----------------------------------|--------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 1.95 |
| анализ 2 . . . | 1.85 |
| среднее 1 . . . | $1.9 \cdot 10^{-10} /_0$ |

8. Кварцевый порфир. Река Джуука, левый берег, против ущелья Итыши. Макроскопически черная, плотная порода раковистого излома

с мелкими порфиристыми выделениями кварца (0.5—1 мм). Под микроскопом основная масса породы имеет коэффициент преломления немного выше чем у канадского балзама. В нее погружены порфиридные иногда оплавленные, иногда остроугольные обломки кварца, часто пертитовых полевых шпатов и изредка плагиоклазов. Встречается несколько частью резорбированных обломков посторонних лав. Стекло слабо хлоритизировано. Цветных минералов практически нет и лишь выделения хлорита позволяют их предполагать в свежей породе. Полевые шпаты свежие, слегка серицитизированные.

| | |
|----------------------------------|------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 5.1 |
| анализ 2 . . . | 4.5 |
| среднее . . . | $4.8 \cdot 10^{-10}\%$ |

9. Кварцевый порфир. Река Джуука, левый берег, против ущелья Итыши. Макроскопически темнокрасная, плотная с раковистым изломом порода, с мелкими порфиристыми выделениями кварца и местами с темно-серыми участками, точнее неопределимыми макроскопически. Основная масса литоидитовая с коэффициентом преломления немного выше чем у канадского балзама. В нее порфиридно погружены зерна кварца, пертитовых полевых шпатов и изредка плагиоклазов. Цветной минерал превращен в хлорит. Полевые шпаты слабо серицитизированы.

| | |
|----------------------------------|------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 5.75 |
| анализ 2 . . . | 5.35 |
| анализ 3 . . . | 5.90 |
| среднее . . . | $5.7 \cdot 10^{-10}\%$ |

10. Гранодиорит. Река Джуука, левый берег, выше обнажений кварцевых порфиров, в 3.5 км ниже устья рч. Дунгурме. Розовосерая среднезернистая порода, существенно состоящая из розового и белого полевого шпата, кварца и темноцветных минералов. В шлифе гранодиорит состоит из олигоклаза, щелочного полевого шпата (пертит), биотита, роговой обманки, кварца и аксессуарных минералов: неправильных выделений рудного минерала и нескольких зерен циркона. Иногда трудно отличить среди полевых шпатов плагиоклазы от пертитов, так как они сильно каолинизированы и серицитизированы. Биотит и роговая обманка почти нацело хлоритизированы. Кварц гаснет слегка волнисто.

| | |
|----------------------------------|-------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 2.25 |
| анализ 2 . . . | 2.25 |
| среднее . . . | $2.25 \cdot 10^{-10}\%$ |

11. Гранит аплитовидный. Река Джуука, левый берег, в 3 км ниже устья рч. Дунгурме (порода взята в осыпи). Макроскопически розовая, среднезернистая порода, состоящая почти исключительно из полевого

шпата и кварца. В шлифе гранит состоит из следующих минералов: кварца, микроклин-пертита, кислого плагиоклаза. В виде примеси входят хлоритизированная роговая обманка, магнетит и циркон. Кварц с слабым волнистым погасанием. Пертитовые полевые шпаты каолинизированы, плагиоклазы серицитизированы.

| | |
|----------------------------------|--------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 2.9 |
| анализ 2 . . . | 3.1 |
| среднее | $3.0 \cdot 10^{-100}/_0$ |

12. Известково-глинисто-филлитовый сланец. Река Джуука, правый берег, в устьи рч. Дунгурме. Макроскопически серый сланец с сильным шелковистым блеском на плоскостях слоистости, пронизанный тонкими (1 мм) параллельными и секущими прожилками кальцита. Под микроскопом филлитовый сланец состоит из неправильных расплывчатых зерен кварца, кальцита, серицита, небольшого количества несколько хлоритизированного биотита, мелких выделений магнетита и незначительного количества зерен полевого шпата.

| | |
|--------------------------------------|--------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 | $1.2 \cdot 10^{-100}/_0$ |
|--------------------------------------|--------------------------|

13. Гранит лейкократовый. Порода взята непосредственно из контакта с филлитовой свитой (образцы из осыпи). Река Джуука, правый берег, осыпь спускающаяся с крутого склона к вершине конечной морены у верхнего озера (верховье Джуукинского ущелья, вблизи перевала Джуука). Светлосерая среднезернистая порода, местами имеющая характер аплитовидного гранита, местами переходящая с потерей темноцветных минералов в аплит. В шлифе гранит состоит из кварца, микроклина, кислого плагиоклаза и немногочисленных листочков сильно хлоритизированного биотита. Микроклин и плагиоклаз свежие, входят в породу примерно в одинаковых количествах. В биотит включены многочисленные мелкие зерна циркона, окруженные плеохроичными оболочками. Кварц не имеет волнистого погасания.

| | |
|----------------------------------|---------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 3.9 |
| анализ 2 . . . | 3.8 |
| среднее | $3.85 \cdot 10^{-100}/_0$ |

14. Глинисто-филлитовый сланец, метаморфизованный в контакте с жилой аплитовидного гранита (№ 13). Местонахождение образца там же, где и породы № 13. Макроскопически темносерая, очень мелкозернистая порода без признаков слоистости. Линия соприкосновения ее с аплитовидным гранитом резкая, но обе породы крепко спаяны и метаморфизованный сланец в контакте более темный (обогащен биотитом). В шлифе песчаник состоит из кварца, микроклина, плагиоклаза и значительного

количества биотита. Порода тонкозернистая. Биотит выделился в виде идиоморфных табличек, в которых изредка встречаются мелкие зернышки циркона. Кварц и значительно уступающие ему по количеству полевые шпаты имеют неправильные контуры.

| | |
|----------------------------------|--------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 2.4 |
| анализ 2 . . . | 2.4 |
| среднее . . . | $2.4 \cdot 10^{-100}/_0$ |

15. Аплит (жилка в 4—8 см в контакте с метаморфическими сланцами). Местонахождение образца там же, где и породы № 13. Макроскопически светлосерый, мелкозернистый аплит, пронизанный жилкой пегматита в 1—1.5 см толщиной. Пегматит состоит из зерен молочного кварца и пластинок мусковита до 1 см в диаметре. Этот аплит генетически тесно связан с гранитом № 13, являясь отдельными его контактными жилками, обедненными темноцветным минералом. Микроскопическое описание породы то же, что и образца № 13.

| | |
|----------------------------------|--------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 2.9 |
| анализ 2 . . . | 2.9 |
| среднее | $2.9 \cdot 10^{-100}/_0$ |

16. Аплит. Порода взята из жилы внедрившейся в метаморфические сланцы. В общем аплит того же характера, что и образец № 15, но обогащен турмалином и без выделений пегматитовых прожилков. Местонахождение образца там же, где и породы № 13. Макроскопически аплит представляет светлосерую, почти белую, среднезернистую породу, состоящую из полевого шпата и кварца. Местами последняя обогащена темноцветным минералом, переходя в лейкократовый гранит. Отдельные участки аплита обогащены выделениями турмалина (1 × 2 см). Под микроскопом порода состоит из кварца, микроклина, олигоклаза. Полевые шпаты слабо серицитизированы. Кварц с очень слабым волнистым угасанием.

| | |
|----------------------------------|---------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 2.2 |
| анализ 2 . . . | 2.1 |
| среднее | $2.15 \cdot 10^{-100}/_0$ |

17. Гранодиорит. Перевал Джуука (3645 м). Макроскопически розовосерая среднезернистая порода с довольно крупными (0.5—1.5 см) порфиоровыми выделениями розового полевого шпата. В шлифе гранодиорит состоит из микроклина (около 40% полевошпатовой части), плагиоклаза № 20 (погасание \perp РМ 0°), кварца, хлоритизированного биотита, незначительного количества зеленой роговой обманки и акцессорных минералов: сфена и апатита. Плагиоклазы, в большинстве случаев, в виде идиоморфных зерен, сильно каолинизированных и серицитизиро-

ванных. Микроклин почти совершенно свежий, с ясной решеткой. Кварц с слабо волнистым погасанием.

| | |
|----------------------------------|-------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 2.5 |
| анализ 2 . . . | 2.7 |
| среднее . . . | $2.6 \cdot 10^{-100\%}$ |

18. Гранит лейкократовый. Ледник Петрова, правая сторона, в 2.5 км выше конца ледникового языка. Макроскопически светлосерая, мелкозернистая порода гнейсовидной текстуры. Под микроскопом гранит состоит из микроклина (значительно преобладает над плагиоклазом), плагиоклаза № 16—17 (погасание \perp РМ—4°), кварца (10—15% поверхности шлифа) и в очень незначительном количестве присутствует хлорит, как продукт разложения роговой обманки. Характерно облачное погасание полевых шпатов и иногда их раздробленность. Кварц с резким волнистым погасанием. Порода сильно катаклазирована.

| | |
|----------------------------------|--------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 . . . | 0.7 |
| анализ 2 . . . | 0.8 |
| среднее . . . | $0.75 \cdot 10^{-100\%}$ |

Породы из других районов хребта Терской Ала-тау и центрального Тянь-шаня

19. Глина из красноцветной континентальной свиты (Сг + Тг). Река Джеты-огуз, правый берег, в 3 км ниже курорта. Кирпичнокрасная, песчанистая глина, слабо вскипающая с соляной кислотой. Образуется прослой среди красноцветных конгломератов.

| | |
|------------------------------------|-------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 | $2.5 \cdot 10^{-100\%}$ |
|------------------------------------|-------------------------|

20. Гранит. Река Джеты-огуз, правый берег, в 2.5 км выше термальных источников. Макроскопически красная среднезернистая порода, существенно состоящая из мясокрасного полевого шпата и кварца. В шлифе порода состоит из микроклин-пертита, кварца, кислого плагиоклаза, роговой обманки и в небольшом количестве магнетита и вторичного кальцита. Микроклин преобладает над плагиоклазом. Последний сильно серицитизирован. Кварц с волнистым угасанием.

| | |
|------------------------------------|-------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 | $4.4 \cdot 10^{-100\%}$ |
|------------------------------------|-------------------------|

21. Гранит. Река Ак-су, курорт на термальных источниках, правый берег, у ванны № 3 (Каракольский район). Макроскопически сероватозеленая порода с серой среднезернистой основной массой и с большим количеством крупных (1 × 2.5 см) порфириковых выделений розового полевого шпата. Под микроскопом гранит состоит из микроклин-пертита, кварца, кислого плагиоклаза, хлоритизированного биотита, роговой

обманки и аксессуарных минералов: магнетита и сфена. Полевые шпаты каолинизированы и серицитизированы. Кварц с слабым волнистым погасанием.

Содержание радия: анализ 1 $2.6 \cdot 10^{-10} \%$

22. Глинисто-филлитовый сланец (палеозой, может быть верхний палеозой). Речка Ачик-таш-тюр, правый приток р. Кара-сай (центральный Тянь-шань, у перевала Ак-бель). Макроскопически зеленоватосерая, плотная, довольно значительно измененная порода, с мелкими слюдяными блестками на плоскостях напластования. В шлифе глинистый сланец, имеющий характер тонкозернистой породы, состоит из зерен кварца, сильно хлоритизированного биотита, плагиоклаза и кальцита.

| | |
|------------------------------------|-------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 | 1.6 |
| анализ 2 | 1.6 |
| среднее | $1.6 \cdot 10^{-10} \%$ |

23. Диабаз. Река Улан, правый берег, в 1 км выше устья р. Кокджар (центральный Тянь-шань). Макроскопически зеленоваточерная, плотная порода с небольшими (1—2 мм) порфировыми выделениями темнозеленого авгита. В шлифе основная масса состоит из микролитов моноклинических пироксенов, погруженных в стекло. Микролиты плагиоклаза встречаются в весьма малом количестве. Основная масса очень сильно хлоритизирована. Порфиroidные вкрапленники принадлежат идиоморфным выделениям авгита, часто сильно хлоритизированного. Пустоты (миндалины) выполнены хлоритом и кальцитом. Кроме того многие порфиroidные вкрапленники нацело-разложены и замещены хлоритом и кальцитом.

| | |
|------------------------------------|-------------------------|
| Содержание радия: анализ 1 | 0.9 |
| анализ 2 | 0.9 |
| среднее | $0.9 \cdot 10^{-10} \%$ |

24. Известняк верхнесилурийского-нижнедевонского возраста. Река Узенгегуш, правый берег, против устья рч. Котр. Светло-серый плотный с неправильно-раковистым изломом известняк, местами с тонкими прожилками кальцита.

Содержание радия: анализ 1 $0.6 \cdot 10^{-10} \%$

25. Щелочной сиенит (меланократовый). Речка Шалдрак, правый берег, в 3.5 км от перевала Кызыл-бель (центральный Тянь-шань, бассейн р. Узенгегуш). Макроскопически меланократовая, зеленоватосерая порода с черными брусковидными выделениями роговой обманки. В шлифе щелочной сиенит состоит из альбита, баркевикитовой роговой обманки, титан-авгита, анальцита и рудного минерала.

Содержание радия: анализ 1 $1.2 \cdot 10^{-10} \%$

Таблица 1

Содержания радия и урана в горных породах

| № по порядку | № образца | Название породы | Содержание радия 10^{-10} % | Равновесное количество урана |
|-----------------------------------|-----------|---|-------------------------------|------------------------------|
| 1 | 2 | Гранит лейкократовый | 3.1 | $9.3 \cdot 10^{-40/0}$ |
| 2 | 11 | „ аплитовидный | 3.0 | $9.0 \cdot 10^{-4}$ |
| 3 | 13 | „ лейкократовый | 3.85 | $1.15 \cdot 10^{-8}$ |
| 4 | 18 | „ „ | 0.75 | $2.25 \cdot 10^{-4}$ |
| 5 | 20 | „ | 4.4 | $1.76 \cdot 10^{-8}$ |
| 6 | 21 | „ | 2.6 | $7.8 \cdot 10^{-4}$ |
| 7 | 15 | Аплит | 2.9 | $8.7 \cdot 10^{-4}$ |
| 8 | 16 | „ | 2.15 | $6.45 \cdot 10^{-4}$ |
| 9 | 3 | Гранодиорит | 2.95 | $8.85 \cdot 10^{-4}$ |
| 10 | 10 | „ | 2.25 | $6.75 \cdot 10^{-4}$ |
| 11 | 17 | „ | 2.6 | $7.8 \cdot 10^{-4}$ |
| 12 | 4 | Кварцевый диорит | 2.3 | $6.9 \cdot 10^{-4}$ |
| 13 | 5 | „ „ | 1.3 | $3.9 \cdot 10^{-4}$ |
| 14 | 6 | „ „ | 1.15 | $3.45 \cdot 10^{-4}$ |
| 15 | 8 | „ порфир | 4.8 | $1.44 \cdot 10^{-8}$ |
| 16 | 9 | „ „ | 5.7 | $1.71 \cdot 10^{-8}$ |
| 17 | 25 | Щелочной сиенит | 1.2 | $3.6 \cdot 10^{-4}$ |
| 18 | 23 | Диабаз | 0.9 | $2.7 \cdot 10^{-4}$ |
| 19 | 14 | Глинисто-филлитовый сланец (из контакта с гранитом) | 2.4 | $7.2 \cdot 10^{-4}$ |
| 20 | 7 | Известково-глинисто-филлитовый сланец | 1.9 | $5.7 \cdot 10^{-4}$ |
| 21 | 12 | „ „ „ „ | 1.2 | $3.6 \cdot 10^{-4}$ |
| 22 | 22 | Глинисто-филлитовый сланец | 1.6 | $4.8 \cdot 10^{-4}$ |
| 23 | 19 | Глина красная | 2.5 | — |
| 24 | 1 | Песчаник аркозовый | 0.6 | — |
| 25 | 24 | Известняк серый | 0.6 | — |
| Среднее для всей группы | | | $2.86 \cdot 10^{-10/0}$ | $8.58 \cdot 10^{-40/0}$ |

ВЫВОДЫ

Для удобства обозрения полученных результатов исследования, приводим сводную таблицу 1, разбив породы по группам.

Содержание урана рассчитано по радию, принимая за коэффициент для пересчета $3 \cdot 10^6$.

Из приведенных в таблице 1 данных видно, что большинство образцов гранодиоритового ряда, принадлежащих массиву хребта Терской Ала-тау, показывают довольно близкое содержание радия. Исключение составляют образец лейкократового гранита (№ 18) и два кварцевых диорита (№№ 5, 6). Высокое содержание радия в кварцевых порфирах находится в полном согласии с давно установленным эмпирическим обобщением, указывающим, что породы эффузивные обычно более богаты радием, чем породы глубинные (R. Strutt, J. Joly, A. Holms и др.).

Среднее содержание радия и урана в массивных породах хребта Терской Ала-тау, вычисленное по представленным 16 образцам, заставляет отнести этот массив к нормальным по степени радиоактивности. Однако пока исследована лишь небольшая часть массива. Более детальное изучение этого района в отношении радиоактивности пород произведено летом 1932 г. и результаты его печатаются.



Б. А. ФЕДОРОВИЧ, В. В. ШУМОВ и Н. М. ПРОКОПЕНКО

МОЛОДЫЕ ЭФФУЗИИ ОЛИВИНОВЫХ БАЗАЛЬТОВ В ЧУ— ИССЫК-КУЛЬСКОМ РАЙОНЕ

Пятьдесят лет тому назад, в 1882 г., И. В. Мушкетовым было окончательно разрушено заблуждение, вкравшееся в науку со времен Нимboldt'a о современном вулканизме Центральной Азии, так как было доказано, что все пункты, принимавшиеся первоначально за действующие вулканы, являются не чем иным, как каменноугольными пожарами.

Начавшиеся с восьмидесятых годов прошлого столетия исследования Средней Азии выявили широкое распространение в ней древних, палеозойских магматических пород и на них было обращено основное внимание геологов и петрографов.

Вопрос же о существовании более молодого постпалеозойского вулканического цикла оставался до последних лет совершенно неосвещенным, несмотря даже на то, что еще в 1874 г. было опубликовано сообщение об открытых Stolizk'ой мезозойских интрузиях тешенитов и щелочных базальтов в бассейне р. Тоюна в Кашгарии. Правда, сам Тоюн привлек к себе широкое внимание и был неоднократно изучаем и описан И. В. Мушкетовым,¹ К. И. Богдановичем (1892 г.), Д. И. Мушкетовым (1919 г.), В. А. Николаевым (4) и А. П. Герасимовым (1), но являлся как бы изолированным явлением, так как синхроничных ему интрузий или эффузий для других районов Средней Азии не было известно.

Лишь с 1910-х годов, когда началось планомерное геологическое изучение Средней Азии, вопрос о существовании мезозойского вулканического цикла был сдвинут с „мертвой точки“ и в настоящее время картина его выясняется все в более определенных очертаниях и намечаются уже его основные закономерности.

Прекрасная сводка по вулканизму Тянь-шаня дана была в 1928 г. В. А. Николаевым (5) и нет оснований повторять сказанного им. Напомним лишь, что для южных цепей Туркестана известны как эффузивные мезозойские породы, так и внедрения гранитов в красноцветную нижнеме-

¹ Ссылки на литературные источники автором здесь полностью не приводятся, так как подробно указаны у В. А. Николаева (5).

ловую толщу на Памире между рр. Мургабом и Пшартом, открытые Д. В. Наливкиным в 1927 г.

Работы Памирской экспедиции Академии Наук в 1928 и 1930 гг., Д. И. Щербакова и Г. Л. Юдина (10) показали чрезвычайно широкое распространение альпийских интрузий в центральном Памире (фиксировано до 40 пунктов), при чем возраст их определяется тем, что они „секут складчатость, в которую вовлечены меловые отложения“. Породы этих интрузий чрезвычайно разнообразны (граниты, кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро и связанные с интрузивами жилы диабазов, лампрофиров, туфопорфиров, спессартитов и керсантитов) и сопровождаются металлическими месторождениями. В то же время Г. Л. Юдин пишет, что в этом районе „эффузивов более молодых, чем триасовые, найти пока не удалось“.

Южнее, в Гималаях, альпийский вулканический цикл проявился еще более интенсивно, дав мощные меловые и эоценовые интрузии гранитов (Vignaud, Hayden).

Для более северных районов, в пределах Восточного Тянь-шаня известны дацитовые лавы и туфы в ангарской (юрской) серии (Mergbacher), интрузии камптонитов и порфиритов указанные Leuchs, в пограничной Джунгарии жилы базальта в ангарской серии, встреченные В. А. Обручевым, а также лавы и туфы в долине р. Или, открытые в 1927 г. Н. Г. Касиным и относящиеся тоже в ангарской серии.

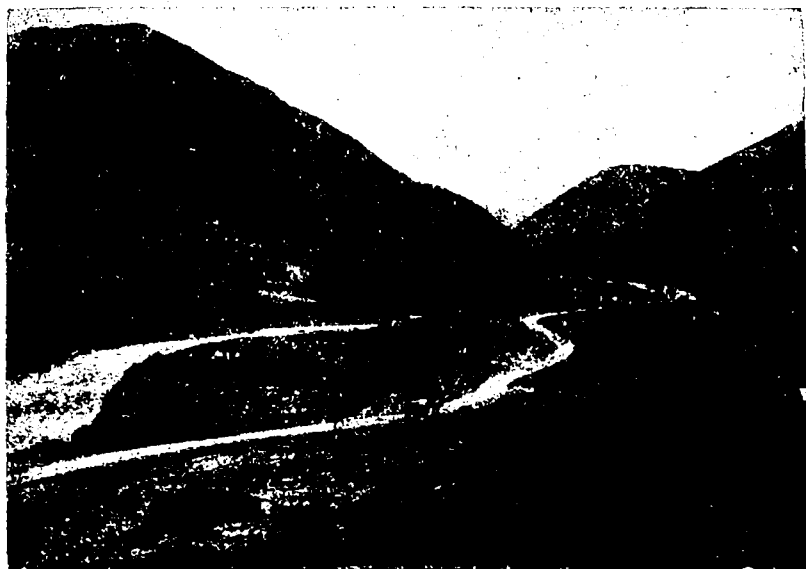
Итак, намечались два очага постпалеозойских проявлений вулканизма: Восточный Тянь-шань с его мезозойскими эффузиями и жильными интрузиями и Памир с огромным полем распространения внедренных в меловые отложения разнообразных пород от гранитов до базальтов. Памирское поле на Ю и ЮВ переходит в область Гималаев, где известны даже эоценовые граниты. В пределах же между Восточным Тянь-шанем и Памиром молодых изверженных пород совершенно не было известно.

Лишь в 1928 г. впервые для этой области были обнаружены молодые эффузивные породы в Прииссыкульском районе, встреченные Б. А. Федоровичем, во время совместной экскурсии с А. С. Кесь и Е. Н. Дбйч в Буамском ущелье, в урочище Сулу-терек.

Б. А. Федоровичем (6) тогда же было отмечено, что „Сулу-терек представляет интерес по широко развитой здесь вулканической серии, выраженной мандельштейнами и туфами, залегающими в Буамской свите (мел, палеоген) и, таким образом, является одним из немногих мест проявления позднейшего вулканизма Центральной Азии“.

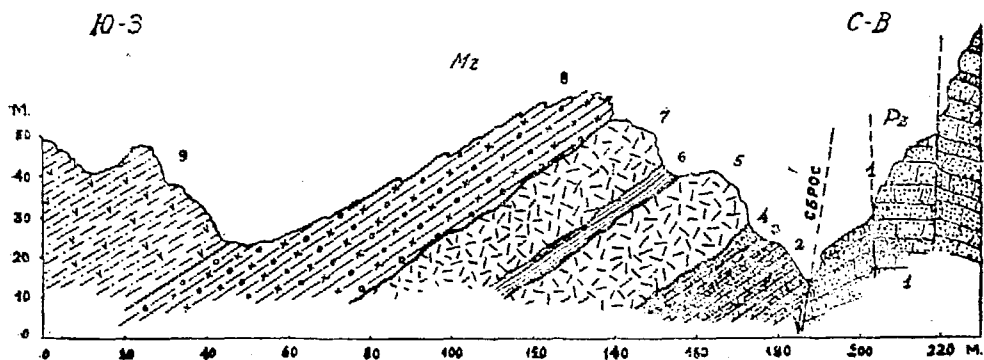
Урочище Сулу-терек расположено на левом берегу р. Чу, в центре Буамского ущелья, в 2—4 км ниже (севернее) Октябрьского моста и названо так по имени ручья, стекающего с гор Терек-джоно. В конфигурации Буамского ущелья это урочище бросается в глаза, так как крутые ступенчатые стены и обрывы, сложенные темномалиновыми песчаниками верхнего палеозоя, развитыми вниз по ущелью, здесь расширяются, сменяясь на небольшом протяжении, мягкими пониженными склонами промы-

тыми в рыхлых и пестрых по окраске континентальных породах так называемой красноцветной свиты (Буамская толща И. В. Мушкетова, ханхайские отложения Фридрихсена). Выше урочища Сулу-терек Буамское ущелье



Фиг. 1. Вид Буамского ущелья в урочище Сулу-терек.

вновь становится узким и мрачным, с крутыми откосами осыпей. Ущелье пропилено здесь в черных сланцах нижнего палеозоя. Наши рекогносцировочные наблюдения указывают, что эта смена пород обязана грабену,



Фиг. 2. Разрез северных выходов Сулу-терекской эффузивной толщи.

в котором и сохранился уцелевший от размыва, повидимому, опущенный и сильно дислоцированный участок красноцветной свиты. Не останавливаясь здесь на вопросах тектоники, перейдем к рассмотрению профиля, сделанного нами от р. Чу вверх по северной окраине урочища по водоразделу между северным оврагом, ограничивающим урочище и ближайшим

к нему с юга овражком (в 200 м к С от развалин домов караван-сарая, видимых на переднем плане фиг. 1) и в 3.5 км ниже Октябрьского моста. Береговые обрывы реки сложены малиновыми песчаниками визея (фиг. 2, слой 1), падающими на СВ $15^\circ \angle 50^\circ$. На высоте от 8 до 11 м коренные породы покрываются речной террасой, по которой проходит тракт и выше него, на расстоянии 180 м по направлению к ЗСЗ они скрыты под песчано-щебенистым и сильно заглиненным конусом выноса, имеющим в среднем уклон в 7.5° . За пределами конуса, от высоты 37.5 до 61 м над уровнем реки, склоны сложены толщей розовых немного глинистых мелкозернистых песков красноцветной толщи (слой № 2), несколько загипсованных в верхней части. Выше песков залегает слой глины красной, пластичной (слой 3), мощностью около 4 м. Вышележащий слой состоит из щебенистой песчанистой глины (слой 4) мощностью около 3 м, в верхней части уплотненной контактовым обжигом, так как непосредственно на нее налегает слой круто наклонного мандельштейнового потока (слой 5), мощностью в 20 м. Простираение его хорошо прослеживается, так как твердый его слой образует острый гребень водораздельчика, вытянутого на СЗ 295° . На этот поток налегает слой № 6, состоящий из яркокрасной, пластичной, вязкой, жирной, несколько песчанистой глины, мощностью от 4 до 10 м. В этом слое были нами встречены по трещинкам близким к плоскостям напластования прожилки и небольшие гнезда светлозеленоватого кефекилита (кила).

На неровную, повидимому, размытую поверхность этой глины налегает, очевидно, не образуя контактных изменений, второй лавовый мандельштейновый поток, мощностью в 10 м (слой 7). Поверх этого верхнего потока залегает свита (слой 8) розовых, белых и серых вулканических туфовидных пород то чистых, то брекчиевидных, с большим количеством мелких обломков окружающих пород (мандельштейнов, сланцев и песчаников палеозоя, глин ханхая). Мощность пирокластической свиты имеет около 30 м. Местами к этой свите приурочены раздробленные брекчиевидные участки, пропитанные и сцементированные белым и голубым мелкошестоватым целестином. Туфы эти являются плотными, хорошо противостоят выветриванию и образуют мелко-иззубренный гребень. На туфовую толщу налегает, повидимому, совершенно согласно с ней мощная свита (слой 9) типичных для красноцветной толщи красных и розовых глинистых, рыхлых песчаников. Мощность их нами не прослежена, но, во всяком случае, превышает 50 м. Налегая непосредственно на туфовую свиту толща эта, как нами указывалось (Б. А. Федорович, 7), является чрезвычайно интенсивно огипсованной густой сетью пластовых и секущих прожилков гипса, создающих как бы мелкую ячеистую текстуру пород. Обилие гипса, богатство его форм (шестоватые прожилки, сахаровидные мелкозернистые и крупнокристаллические прожилки и конкреции) указывают, повидимому, что их образование связано с поствулканическими процессами, также как и образование целестина.

Вся эта свита осадочных и вулканических пород имеет одно и то же выдержанное простирание ЗСЗ 204° и падает более или менее под одним и тем же уклоном на ЮЮЗ 205° \angle около 30—40°. Поле отложений красноцветной толщи в целом резко отграничено по линии хорошо обнаженных дизъюнкций (см. профиль, фиг. 2), наглядно указывающих на относительное опускание Сулу-терекского грабена, так как сильно раздробленные вблизи сбросов палеозойские песчаники ясно подгибаются в сторону красноцветной толщи. Простирание сброса близко к простиранию пород, т. е. ЗСЗ 280°.

Выходы эффузивной толщи в пределах этого урочища встречены были нами и на южной его окраине, вблизи каменноугольной шахты, находящейся на р. Сулу-терек, метрах в 500 от моста на тракте. Здесь обнажается следующая свита пород (снизу вверх):

1. Бурые, грубые песчаники, слоистые, мощностью около . . . 15 м
2. Вулканический туф белый, мощн. около 5 „
3. Вулканический туф голубоватый, мощн. около 5 „
4. Вулканический туф розовый, мощн. около 10 „
5. Красная, неслоистая, песчаная глина пестроцветной
толщи, мощн. около 20 „
6. Щебенистая глина древнего конуса выноса размытого и
образующего в настоящее время водораздел, мощн. от 8 до 10 „

Местами здесь же встречается мандельштейн, но его соотношение с туфами осталось невыясненным. Падение слоев выдерживается в северном направлении с углами падения около 60°. Следовательно, падение здесь почти обратное тому, которое имеется вдоль северной окраины грабена и, в целом, мы имеем здесь как бы синклинальное прогибание красноцветной толщи зажатой и опущенной среди толщ палеозойских отложений.

По определению Н. М. Прокопенко, эффузивная порода из урочища Сулу-терек представляет оливиновый базальт. Макроскопически это серая, плотная, тонкозернистая порода, с мелкими (0.5—1 мм) выделениями желтоватобурого минерала (разложившийся оливин). Оливиновый базальт обильно усеян газовыми пустотами в 5—8 мм в диаметре, заполненными кальцитом. В шлифе порода имеет микроклеритовую структуру. Она состоит из микролитов основного плагиоклаза ряда лабрадора, оливина и в небольшом количестве авгита и ильменита. Изотропное вещество между лейстами плагиоклаза представляет, повидимому, стекло. Оливин и авгит разложены в процессе воздействия гидротермальных растворов, ко в общем порода сравнительно свежая. Миндалины заполнены кальцитом.

В 1930 г. В. В. Шумовым, совместно с Е. С. Рыбниковой (9), по заданию Средне-азиатского РГРУ, производилось обследование угленосной полосы на левобережьи р. Чу, в районе Буамского ущелья. В процессе работы, носившей рекогносцировочный характер, в низовьях рч. Сулу-терек, независимо от Б. А. Федоровича, были встречены эффу-

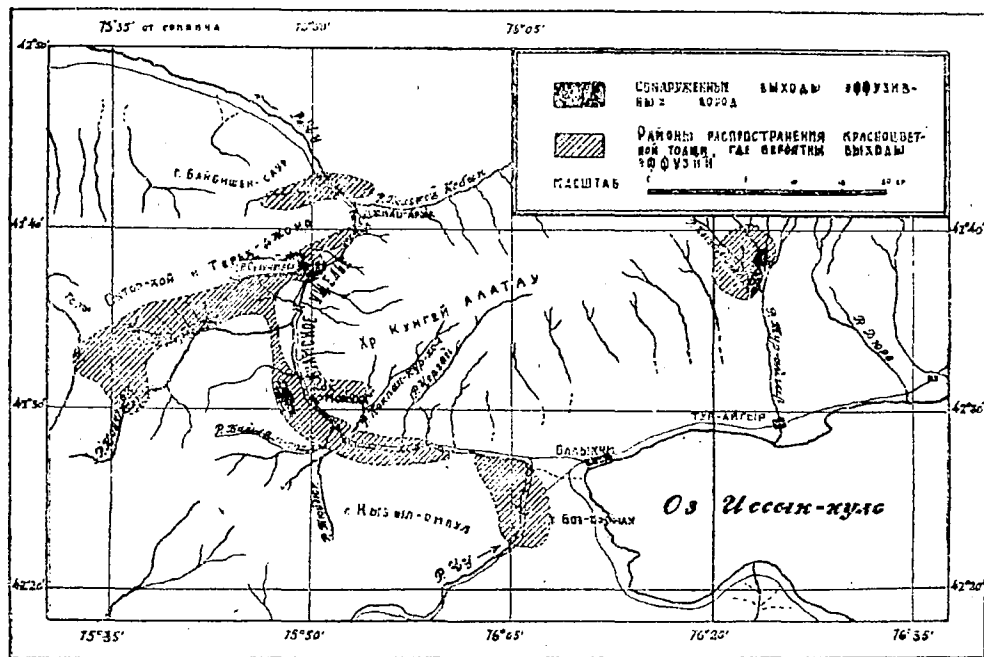
живные породы. Тогда же в составе красноцветной толщи, широко распространенной на Сулу-береке и ряде смежных с ним речек, была найдена еще одна интересная порода, определенная как „меловой известняк“. Это плотная белая, иногда светлосерая известковая мраморовидная порода, с включениями зерен и мелких галек кварца. Известняк, как удалось установить, стратиграфически представляет собой самый нижний горизонт красноцветной толщи и приурочен к контакту ее с угленосным палеозоем.

По определению Н. М. Прокопенко, этот белый плотный мраморовидный известняк, под микроскопом представляет собою нормальный мелкокристаллический чистый известняк без микрофауны (макрофауна в нем также не была встречена) и без участия в его составе каких либо посторонних веществ, за исключением отдельных и редких включений кварцевых зерен.

Мандельштейн залегает стратиграфически непосредственно выше известняка в основании красноцветной свиты и на всем протяжении сопровождает контакты палеозоя с красноцветной свитой. Так как красноцветная толща при общем простирании на ЗЮЗ образует в Сулу-береке крутую симметричную мульду со слегка подмятым северозападным крылом (в районе водопада на северной ветви Сулу-берека), то выходы мандельштейнов и оконтуривают ее, встречаясь как по северной, так и по южной окраине мульды. При этом южная полоса выходов мандельштейна, совпадающая в простирании с породами красноцветной свиты, прослежена В. В. Шумовым от выходов близ угольной штольни на протяжении до 700 м по направлению к дому караван-сарая. Изучить подробнее характер эффузии, выяснить ее строение и границы В. В. Шумову, так же как и Б. А. Федоровичу в 1928 г., не удалось вследствие недостатка времени.

Итак, мандельштейновая текстура пород, условия их залегания среди глинистых отложений красноцветной толщи и переслаивание с ними, а также наличие связанной с мандельштейнами туфовой толщи, все это ясно указывает, что мы имеем в Сулу-береке типичную эффузию. Вопрос о том, была ли она надземной или подводной, решен быть не может за отсутствием более точных данных. Вопрос о строении самого эффузивного аппарата остается неясным. Возраст эффузии, на основании: 1) переслаивания с типичными отложениями красноцветной толщи, 2) по присутствию обломков пород красноцветной толщи в вулканических брекчиях, 3) по присутствию отчасти переплавленных, отчасти лишь обожженных кусков красных глин в жеодах мандельштейна (Б. А. Федорович, 7, фот. на стр. 73) и 4) на основании перекрытия туфовых слоев мощными осадками красноцветной свиты, определяется как синхроничный с красноцветной толщей, при чем вулканическая серия залегает здесь в нижних отделах этой континентальной свиты. Так как возраст немых осадков красноцветной толщи до сих пор является неясным и можно лишь предполагать, что свита эта захватывает время от мелового периода до неогена, а возможно и включая неоген, то также неопределен и возраст Сулу-берекской эффузии.

То обстоятельство, что как эффузивная свита, так и включающая ее красноцветная толща сильно дислоцированы ясно указывает, что тектонические процессы, начавшиеся в районе еще до начала накопления осадков красноцветной свиты и заложившие первоначальную котловину, где происходила их аккумуляция, интенсивно действовали и в более позднее время, последовавшее за отложением красноцветных пород, вследствие чего современное положение эффузивного аппарата совершенно не соответствует первоначальному.



Фиг. 3. Схематическая карта выходов молодых эффузий Чу — Иссык-кульского района. Составлена В. В. Шумовым.

Летом 1931 г. В. В. Шумов, работая по изучению четвертичных отложений Иссык-кульского бассейна, имел возможность попутно дополнить материал и по вопросу об эффузиях в красноцветной толще, правда, лишь постольку, поскольку это не отражалось на ведении работ по основному заданию.

На этот раз В. В. Шумову удалось раздвинуть границы распространения эффузивных пород, которые, кроме Сулу-терека, были обнаружены также в следующих пунктах:

1. Непосредственно ниже места слияния р. Кок-Джар-су с Конур-чеком (Кызыл-су), на левом берегу последнего на высоте около 80—100 м над дном ущелья.

2. На левом берегу р. Чу, против караван-сарая Кок-мойнак, на перевальной тропе от караван-сарая в долину рч. Талды-булак.

3. При впадении р. Кызыл-булак в Тур-айгыр, в 16—18 км от устья этой последней, по западному склону небольшого кристаллического массива Ак-теке.

Как видно из этого перечня, эффузивные породы прослежены уже и в бассейне оз. Иссык-куль, по северозападной его окраине.

Во всех перечисленных пунктах миндалекаменные породы встречаются в совершенно тождественных условиях залегания. Они образуют 10—15-ти метровую толщу, довольно хорошо прослеживающуюся и повсеместно залегают в нижней части красноцветной свиты, близ ее контакта в трех первых случаях с палеозоем, в четвертом (Кызыл-булак) с гранитами. При этом, на Сулу-береке и по Кызыл-булаку им сопутствуют мраморовидные известняки, лежащие, как уже было отмечено, в самом основании красноцветной толщи. Эти факты позволяют нам предполагать, что эффузия имеет здесь покровный характер.

Для полноты картины остановимся несколько подробнее на геологических условиях нахождения эффузивов по Кызыл-булаку. Д. И. Мушкетов (3), посетивший этот район в 1911 г. в качестве участника экспедиции К. И. Богдановича по изучению землетрясения 1910 г., впервые отметил наличие здесь в составе „Буамской свиты“ белого мергеля, не упоминая совершенно об имеющихся здесь же по соседству эффузивных породах. Он пишет „... от ст. Турайгыр вверх по долинке Гульдек, между грядой красных гранитов Джил-джилга (Ак-теке? — В. Ш.) и хребтом Кунгей, мы снова встречаем полосу красных буамских пород, согнутых в ясную пологую антиклиналь с небольшими сбросами; среди свиты есть также очень плотный белый мергель с кристаллами кварца, очевидно, уже водного происхождения“.

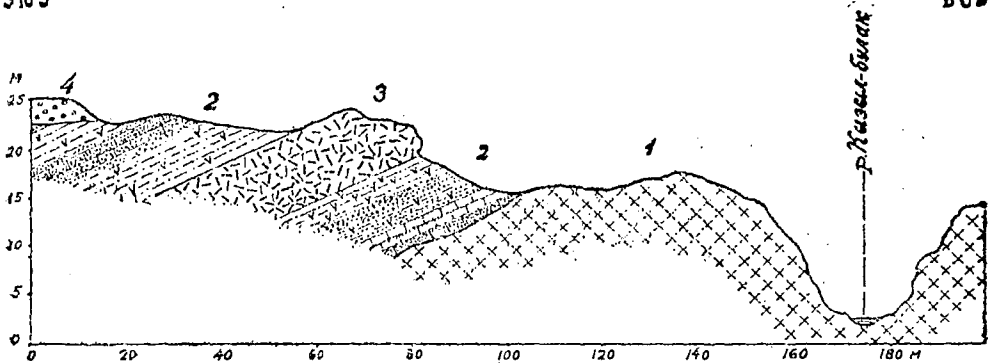
Значительно более подробно это же место, тремя годами позднее, описано С. П. Ершовым, одним из участников экспедиции Н. Г. Кассина (2): „На севере горы Ак-теке оканчиваются низкими выходами гранита, окаймленными такими же выходами светлосерого тонкозернистого кристаллического известняка; известняк развит и к западу от р. Турайгыр, прикрывая на уровне впадения р. Кызыл-булак выходы гранита узкой полосой, которая сейчас же сменяется на р. Кызыл-булак горизонтально-слоистыми холмами темной пузырчатой лавы с известковыми миндалинами и прослойками. Местами прослойки утолщаются, ожелезняются и рассыпаются в красную глину, напоминающую латерит, местами же сама лава, теряя известковые миндалины, превращается в зеленую глину. Обнажение тянется по реке километра два узкой полосой, окаймленной с запада серыми террасами (покровные галечники — В. Ш.). Выше по течению преобладают красные глины, дающие при размыве россыпи валунов. Глины тянутся до обрывистых гор, прорезанных ущельями верховий рек и представляющих главным образом гнейсо-гранитные массивы“...

Как видно из этого пространного, но не совсем точного описания автор вполне определенно говорит о „темной пузырчатой лаве с извест-

ковыми миндалинами и прослойками". Тем не менее, из приводимых им данных нельзя выяснить их стратиграфического положения, в частности, взаимоотношения с красноцветной толщей и условий залегания породы.

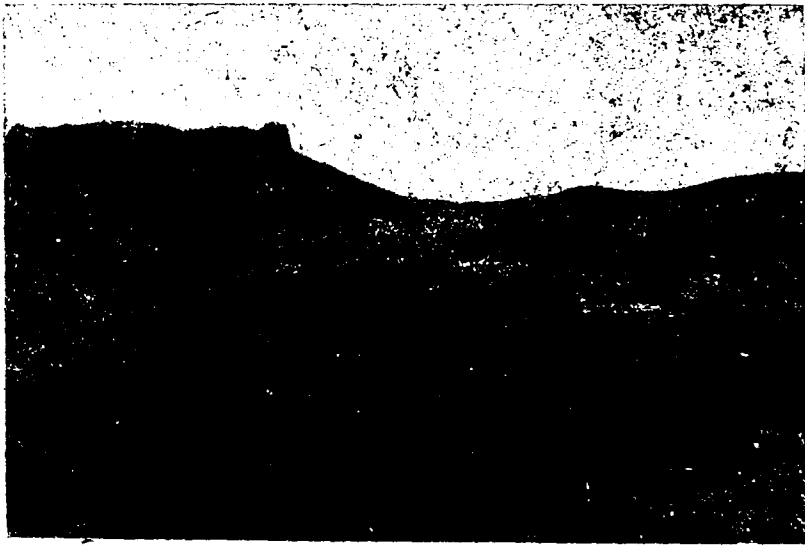
3103

ВСЭ



Фиг. 4. Разрез эффузивной толщи р. Кызыл-булак (приток р. Тур-айгыр).

Поэтому остался неясным и самый возраст эффузии, о которой в работе вообще, ни слова не говорится.



Фиг. 5. Выходы эффузивных пород на правом берегу р. Кызыл-булак.

В результате наблюдений В. В. Шумова в 1931 г., дополняющих и частично подтверждающих данные этих обоих авторов, оказалось возможным значительно уточнить и исправить Кызыл-булакский разрез.

Район низовьев р. Кызыл-булак, являющийся весьма интересным местом в морфологическом отношении, представляет не меньший интерес и в смысле изучения проявления эффузии, чему особенно благоприят-

ствуют значительно более простые, чем в других пунктах, геологические условия залегания пород. В частности на Сулу-береге отношения излившейся массы с вмещающими породами в значительной степени замаскированы и осложнены позднейшими тектоническими перемещениями.

Река Тур-айгыр, пропиливая западную оконечность небольшого массива „прилавка“ Ак-теке, образует здесь длинный (2—2.5 км) узкий и глубокий (более 50 м) каньон. То же проделывает и Кызыл-булак, захватывающий впрочем лишь самый край массива, как раз в том месте, где граниты скрываются под красноцветными отложениями.

На породы массива, представленные красными крупнозернистыми гранитами (см. фиг. 4 и 5), здесь на протяжении более 0.5 км по простиранию¹ налегает трансгрессивно толща в 4—6 м светлосерых, почти белых, кристаллических известняков средней плотности, содержащих зерна и мелкую гальку кварца и пронизанных кальцитовыми жилками. Местами близ контакта с гранитами порода дает разности более грубые и темноокрашенные, подходящие по составу под известковистый, с большим количеством песчаных частиц, конгломерат. Интересно, что на Сулу-береге эти же известняки, возможно под воздействием динамометаморфизма, нередко в целом слое распадаются на округло-удлиненную отдельность, обнаруживая как бы конкреционную структуру.

Известняки, налегая на гранит под небольшим углом (15—20°), падают к ЗЮЗ и без видимого несогласия покрываются породами красноцветной толщи (слой 2) в их типичном развитии: здесь присутствуют довольно плотные конгломераты-песчаники с известково-глинистым цементом, с прослоями разностей обогащенных глинистым веществом и слоями типичных глин. Все породы содержат гипс в виде тонких прожилок, не совпадающих с напластованием. Вся толща имеет интенсивно яркую розовато-кирпично-красную окраску, столь типичную для низов красноцветной толщи, в которую углублены долины рек Кызыл-булак и Тур-айгыр на пространстве между главным хребтом (Кунгей Ала-тау) и „прилавком“.

На этом же участке междуречные водораздельные барьеры, образованные несогласно перекрывающими красноцветную толщу галечниками (слой 4), дают прекрасно выраженные в рельефе террасы-плато с относительной высотой около 100 м над устьем р. Кызыл-булак.

Стратиграфически метров на десять-двенадцать выше известняков в слоях красноцветной толщи заключена массивная, вполне однородного состава и сложения, толща мандельштейна (слой 3) сулу-терекского типа. Это та же плотная ноздреватая порода с характерными включениями кальцита в форме горошин или миндалин, размерами в среднем 3—5 мм. Местами она бывает пронизана системой полосчато-расположенных кальцитовых жилок (0.5—2 см и более тонких), инкрустированных окислами

¹ Считая от места впадения в Кызыл-булак большой балки с сухим водотоком и далее к северу. К устью этой же балки относится приводимый нами снимок (фиг. 5).

железа, при чем с такими участками, как правило, совпадают зоны наибольшей выветрелости породы.

Наряду с неправильно-линзовидными вкраплениями краснобурого материала, по механическому составу и цвету близкого к подлежащим породам, в своих нижних горизонтах мандельштейн включает бесформенные куски известняка низов красноцветной толщи. Обычный цвет породы темно-зеленовато-серый, иногда сероватозеленый, в более выветрелых разностях, темно-дымчато-серый или ржавый.

Со стороны лежащего бока с эффузивной толщей, по ровной и резкой границе, контактирует жирная, наощупь песчанистая и сильно гипсоносная, глина. Однако каких-либо контактово-метаморфических явлений в ней, на глубину до 2—3 м, не было замечено. Ниже, непосредственно над слоем известняка, взята порода как бы переходного типа — известковистая детритусовая гипсодержащая масса, пронизанная щетками кристалликов кальцита и целой сетью тончайших арагонитовых (?) жилок, что обуславливает своеобразную ячеисто-пузырчатую ее текстуру. Порода эта содержит округлые (2—3 см) вкрапления темносерого, почти черного кристаллизованного известковистого вещества (возможно, впрочем, что это лишь участки той же самой породы, несущие соответственную вторичную раскраску?). В этой же переходной породе, а частично и в самом известняке, по более крупным прожилкам кальцита, местами заметны выделения какого-то зеленоватого минерала, в форме налета, по цвету напоминающего медную зелень.

Кровля эффузивной толщи прослежена не была. Мощность мандельштейнов (оливиновых базальтов) здесь довольно постоянна и в среднем имеет около 15 м.

На пространстве между устьями рек Кызыл-булак и Гульдек (Кульдек), для которого сохраняется описываемый разрез, зарегистрированы две разности эффузивных пород: одна из них (слой 3) представлена мандельштейном обычного типа, общего для всего района Буам—Тур-айгыр; другая (3 а, на разрезе не показана) представляет собою оливиновую породу равномерно-зернистого строения. К сожалению, взаимоотношения между этими двумя компонентами вулканической серии Кызыл-булака и роль каждого из них в построении лавового потока остались невыясненными.

Эффузивная порода с Кызыл-булака, по определению Н. М. Прокопенко (слой 3), представляет оливиновый базальт, совершенно того же типа, что и Сулу-терекский. Под микроскопом порода состоит из плагиоклаза ряда лабрадора, оливина, авгита и ильменита. Темноцветные минералы так же как и на Сулу-терекке значительно, хотя и не целиком разложены. В породе довольно много кальцита. Кроме этого базальта, имеющего микродолеритовую структуру, встречается также базальт с более крупными лейстами плагиоклаза и без миндалинов (порода переходная от базальта к долериту). На эту породу указывает В. В. Шумов, (слой 3а), противопоставляя ее мандельштейну.

Белый известняк с р. Кызыл-булак имеет тот же характер, что и аналогичная порода с Сулу-терека, отличаясь от последней значительной примесью кварцевых песчинок.

Таким образом в районе Буамского ущелья и на северозападном побережье оз. Иссык-куль устанавливается вполне определенный район эффузий синхроничных с красноцветной свитой (Сг+Tr). К сожалению, полевых наблюдений слишком недостаточно, чтобы выяснить ряд вопросов их строения, но и имеющиеся данные позволяют утверждать, что:

1. Оливиновые базальты, имеющие характер мандельштейновых пород, приурочены к нижним слоям красноцветной свиты и залегают согласно с ней.

2. Мощность оливиновых базальтов на всех 4 обнаруженных участках их распространения колеблется в узких пределах 10—20 м.

3. Текстура пород с обилием газовых пустот, заполненных позднее кальцитовыми миндалинами, с захваченными в массу эффузивной породы отдельными кусками глин красноцветной свиты и с почти полным отсутствием контактов с ними, а также нахождение в Сулу-тереке вулканических туфов, указывают на эффузивный характер излияния оливиновых базальтов, синхроничных с нижним отделом красноцветной толщи.

4. Условия залегания оливиновых базальтов в Сулу-тереке ясно указывают, что изверженные породы были дислоцированы совместно с красноцветной толщей (Сг+Tr) и в связи с этим их современное положение совершенно не соответствует строению эффузивного аппарата.

5. Все это вместе дает основание говорить об одновременном и одинаковом характере эффузий всего этого района, при чем условия залегания оливиновых базальтов указывают, что они образуют не узкие изолированные потоки, а покровы, прослеживающиеся на значительных расстояниях по простиранию.

Так как расстояние между крайним западным выходом базальтов в долине р. Кок-джар-су и крайним восточным выходом в системе р. Тур-айгыр равно 60 км при чрезвычайно сильно расчлененном рельефе, то трудно предположить, что мы имеем здесь дело с одним эффузивным аппаратом. Вернее всего, что их существовало несколько, но судя по стратиграфическим условиям, все центры действовали более или менее одновременно. В виду того, что уцелевшие к современному периоду площади распространения красноцветной толщи приурочены почти исключительно к зонам грабенов, по тектоническим линиям которых легче всего могли происходить излияния, то можно предполагать, что выходы эффузивных пород будут встречены в дальнейшем во многих пунктах среди площадей сложенных красноцветной свитой (фиг. 3). Вопрос о том, были ли эти эффузии субаэральными или субаквальными не может считаться разрешенным, но то обстоятельство, что оливиновые базальты налегают местами на известняки типа озерных, а также компактность вулканических

туфов Сулу-терека, позволяют предполагать, что излияния носили подводный характер, если не во всем районе, то местами.

Небезинтересно указать, что в соседнем к югу районе, а именно в бассейне р. Нарын, в 1930 г. М. С. Шведовым (8) была также найдена эффузивная порода (базальт). Она была встречена на правом берегу Нарына, в низовьях р. Какыр-курган, в соленосной толще вблизи контакта ее с палеозоем, по склону среди материала осыпи. В виду этого возраст и стратиграфическое положение этого базальта остались невыясненными, но надо думать, что мы имеем дело с новым районом молодых изверженных пород.

В заключение считаем нужным отметить, что открытие молодых базальтов еще раз подтверждает, что красноцветная континентальная толща, чрезвычайно интересная во многих отношениях, заслуживает в дальнейшем более детального изучения.

Пользуемся случаем указать, что после сдачи настоящей статьи в печать, осенью 1932 года Б. А. Федоровичем было найдено еще два новых выхода мандельштейновых базальтов, расширяющих площадь их распространения до выходов Буамского ущелья из гор. Первый из них залегает в красноцветной толще в грабене устьи правобережного притока р. Чу рч. Онарчак, в 2.5 км к югу от почт. ст. Джилъ-арык. Второй выход расположен на левом берегу р. Чу над Семеновским мостом и приурочен к разломам, лежащим на продолжении грабена Б. Кебина. Этот второй выход хотя и залегает среди более древних пород (песчаников Визея), но по общности состава и текстуры безусловно может считаться аналогичным и следовательно синхроничным со всеми остальными эффузиями базальтов приуроченных к красноцветной толще.

Таким образом основные выводы, сделанные нами, о системе более или менее одновременных покровных эффузий, приуроченных к зонам грабенов и происшедших в начале континентальной фазы, повидимому, мелового периода, находят себе новые подтверждения. При этом возможно, что выходы над Семеновским мостом окажутся отвечающими корням таких излияний.

Литература

1. Герасимов, А. П. Основные породы с р. Тоюн в Кашгарии (по коллекциям Ф. Н. Чернышева). Изв. Геол. ком., XLVIII, 1929, № 8, стр. 115—144.
2. Кассин, Н. Г. (А. П. Груше, С. П. Ершов, Л. З. Лемперт, И. И. Мельников, Н. Г. Нужный, А. Ф. Свирчевский). Гидрогеологические исследования, произведенные в бассейне оз. Иссык-Куля в 1914 г. Гидрогеологич. исслед. в степных областях, изд. Отд. Зем. Улучш., 1915, № 5, 268 стр.
3. Мушкетов, Д. И. Поездка в область Б. Кебина и Б. Ак-су в Кунгей-алатау [см. К. И. Богданович. Землетрясение в северных депях Тянь-шаня 22 декабря 1910 г. (4, янв. 1911 г.) Тр. Геол. ком., нов. сер., № 89, 1914, 270 стр.].

4. Николаев, В. А. Материалы к петрографии Восточной Ферганы. Тр. Геол. ком., нов. сер., в. 169. Геологич. карта Средней Азии, листы VI—7 и VII—7, 1928, 80 стр.
 5. Николаев, В. А. Вулканизм в геологической истории Тянь-шаня. Тр. III Всесоюзного Съезда геологов 20—26 сент. 1928, в. I, Ташкент, 1930, стр. 87—102. (Со списком литературы в 80 названий).
 6. [Федорович, Б. А.] Киргизская минералогическая экспедиция. Отчет о деятельности Акад. Наук СССР за 1928 г., т. II, 1929, стр. 214—216.
 7. Федорович, Б. А. Материалы по минералогии и полезным ископаемым района Буамского ущелья. Тр. СОПС Акад. Наук. Материалы по геологии и геохимии Тянь-шаня, ч. II 1931, стр. 51—82.
 8. Швецов, М. С. Отчет о полевых работах Сонкульской геологической партии за 1930 г. (рукопись).
 9. Шумов, В. В. и Рыбникова, Е. С. (Отчет по обследованию месторождений угля в урочище Сулу-терек в Буамском ущелье). Стенограмма доклада в отделе угля САРГРУ от 19—XI—1930 (рукопись).
 10. Юдин, Г. Л. Новейший вулканический цикл и палеографический очерк Памира. Памирская экспедиция 1930 г., Тр. эксп., в. II, (12), Акад. Наук СССР, 1932, стр. 31—65.
-

М. М. РЕШЕТКИН

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЧУЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ
В РАЙОНЕ ТОКМАКА¹

Гидрогеологическая съемка долины Чу в районе Токмака была проведена по поручению Опытно-исследовательского института Водного хозяйства Средней Азии летом 1928 года. Целью работ, согласно постановления технического совета управления Водного хозяйства Средней Азии, являлось разрешение вопроса о возможности уменьшения расхода реки Красной в связи с намечаемым сокращением количества сбросных вод, участвующих, как это предполагается, в питании названной реки. Задача, стоящая перед гидрогеологическими исследованиями, распалась таким образом на обзорную съемку долины Чу от Семеновского моста до меридиана р. Кегеты в пределах развития антропогена, и детальную на пространстве аллювиальных террас левобережья Чу близ Токмака, в целях выяснения условий питания р. Красной.

Полевые работы были выполнены в сотрудничестве со студентами Средне-азиатского государственного университета Е. К. Алексеенко, И. А. Анбоевым и Н. И. Миронович.

ЛИТЕРАТУРНЫЕ и АРХИВНЫЕ ДАННЫЕ

Обследованный район, начиная с середины прошлого века, неоднократно пересекался маршрутами первых исследователей Тянь-шаня, внимание которых, однако, останавливалось лишь на горных хребтах, окаймляющих Чуйскую котловину. Так, например, П. Семенов, давая характеристику коренных пород, слагающих западные отроги Заилийского Алатау и теснину Буамского ущелья, в пределах самой котловины отмечает лишь холм Буралдай, сложенный, по мнению этого автора, порфиром сероватофиолетового цвета.² В 1914 году бассейн озера Иссык-куль,

¹ Из работ кабинета Динамической геологии и гидрогеологии Средне-азиатского государственного университета.

² П. Семенов. Поездка из укрепления Верного через горный перевал Суок-тубе и ущелье Буам к западной оконечности озера Иссык-куль в 1856 году. Зап. И. Р. Г. О. по общей географии, т. I, 1867, стр. 193.

включая Чуйскую котловину от устья Буамского ущелья до пос. Дмитриевского, был охвачен десятиверстной геологической и гидрогеологической съемкой, предпринятой отделом земельных улучшений б. министерства земледелия. Из результатов этих работ по интересующей нас части опубликована лишь геологическая карта,¹ согласно которой нами дается на стр. 86 характеристика коренных склонов Чуйской котловины. В связи с ирригационными изысканиями в бассейне р. Чу, проведенными в 1910—1913 годах отделом земельных улучшений, Н. А. Лебедевым велись почвенные исследования, при чем в границах съемки 1928 года им было изучено левобережье реки между пос. Быстрореченским и Токмаком.² Местность характеризуется автором, как покатая равнина, образованная отложениями р. Чу и горных речек, среди которых выделяются развитием конусов выносы Кизыл-су и Шамси. Отмечается также для всего участка глубокое стояние грунтовых вод.

К тому же периоду относится и компилятивный очерк, составленный А. Корнеевым по литературным источникам, хранящийся в архиве Чупра.³ Рукопись содержит почти исключительно сведения о геологии горных хребтов бассейна Чу. В данном случае любопытны выводы автора, основанные на личных наблюдениях, касающиеся притокмакского района: „Скопление галечниковых речных отложений перед селением Б. Токмак... [объясняется] существованием естественных запруд в этой части долины р. Чу, образованных гранитными породами западных отрогов Заилийского Алатау... В существовании этих подпруд — наиболее вероятное объяснение питания р. Красной как подземное, так и поверхностное. Весьма вероятно, что все селение Б. Токмак расположено на одном из описываемых скрытых порогов“.⁴ Произведенные нами в 1928 году исследования не дают никаких подтверждений существования гранитовых „подпруд“. Следует отметить помимо этого, что при наличии естественной подземной плотины выклинивание грунтовых вод происходило бы не ниже по течению, как это следует по схеме А. Корнеева, а выше такой плотины. В том же архиве хранится рукопись неизвестного автора — „Схема Краснореченского участка“, одна из глав которой содержит выводы о „происхождении реки Красной“, основанные на проведенных в 1912 году работах. Последние выразились в съемке района истоков Красной в масштабе 1:10 000, кратковременных гидрометрических наблюдениях над водотоками системы Красной и постановке нескольких опытов над определением скоростей течения грунтовых вод. Одним из результатов этих работ является опубликованная в свое время „Гидрологическая карта происхож-

¹ Н. Г. Кассин. Гидрогеологические исследования, произведенные в бассейне озера Иссык-куля, П., 1915.

² Н. А. Лебедев. Район предполагаемого орошения из реки Чу. П., 1916, стр. 149—178.

³ Водохозяйственная организация, ведавшая в 1928 году работами в бассейне Чу.

⁴ А. Корнеев. Геологический очерк бассейна реки Чу от верховьев до границы Семиреченской и Сырдарьинской области. Б. м. Б. г. [Рукопись.] Стр. 30—31.

дения р. Красной¹. Основные выводы, к которым приходит рассматриваемая анонимная записка, сводятся к тому положению, что р. Красная получает питание от грунтовых вод, поступающих, во-первых, из вышележащей части долины Чу, во-вторых, со стороны гор. Автором записки делается попытка и количественного подсчета роли двух указанных источников питания. Оценка приводимых данных затрудняется отсутствием фактического материала, на который имеются лишь ссылки. Справедливость произведенного подсчета притока грунтовых вод, поступающих со стороны гор в долину Красной на протяжении 13 км ниже Токмака, во всяком случае, вызывает сомнения. При подсчете скорость течения грунтовых вод принимается равной средней из двух, в сущности, случайных определений, сделанных при этом неизвестно для какой глубины водоносного слоя; пористость водоносных пород, обладающих, как показывают наблюдения 1928 года, весьма разнообразным петрографическим составом, произвольно приравнивается 35%, и т. д. Не меньше сомнений вызывают и гидроизогипсы, показанные на названной выше гидрологической карте, составленные, насколько можно судить, почти исключительно на основании отметок уровней поверхностных вод.

ОРО-ГИДРОГРАФИЯ РАЙОНА

По своему рельефу обследованный район представляет широтную межгорную котловину, расширяющуюся в направлении с востока на запад. Южную границу ее образуют склоны Александровского хребта, расчлененные рядом резко выраженных меридиональных горных ущелий, среди которых наиболее крупными являются Кизыл-су, Шамси и Кегеты. Вершины хребта достигают 3000—4000 м абсолютной высоты,² поднимаясь за пределы снеговой линии. Чу-Илийские горы, ограничивающие котловину с севера, отличаются меньшей высотой; лишь немногие вершины имеют высоту 3000 м. Склоны характеризуются здесь пологостью и сглаженностью, несмотря на развитие многочисленных ущелий и оврагов, не достигающих впрочем значительной глубины.

Дно Чуйской котловины, собственно и подвергшееся изучению, представляет узкое степное пространство, шириною около 6 км в восточной части, откуда постепенно расширяясь вниз по течению, у западной границы района на меридиане пос. Ивановского достигает 30 км. Высота котловины над уровнем моря равна близ Буамского ущелья 1250 м, в районе пос. Ивановского — 700 м.² Пользуясь классификацией рельефа, предложенной проф. Г. К. Ризенкампом,³ можно выделить Быстрореченский участок, отвечающий типу предгорной степи, и притокмакский — долинного типа. Однако, для верховой части котловины необходимо отметить

¹ Приложение к журналу Технического комитета при отделе земельных улучшений [министерства земледелия], № 985, П, Б. г., лист V.

² По данным военно-топографических карт.

³ Г. К. Ризенкамп. Основы ирригации, т. I, Л., 1925, стр. 90—102.

отклонение от типичного случая — Чу, вырываясь из теснины Буамского ущелья, на протяжении 10 км протекает у основания левого склона котловины, и степное пространство развито лишь по правому берегу. Более симметричный характер дно котловины принимает только с приближением к пос. Быстрореченскому, западнее которого рельеф постепенно приобретает черты долинного типа. При рассмотрении восточной части района следует иметь в виду, что в данном случае мы не наблюдаем предгорной зоны, в обычном смысле слова, образующей переход от горного хребта к равнине, как это может быть отмечено хотя бы для северного склона Александровского хребта в районе г. Фрунзе и западнее. Верховой участок Чуйской котловины стиснут горными хребтами, и рельеф его носит в силу этого своеобразный характер, несколько приближающий его к долинному типу на всем его протяжении. Тем не менее основные черты предгорной степи имеются на лицо: местность возвышается резкими уступами над рекой, протекающей в узкой каньонообразной современной долине; пойма развита прерывисто и не достигает сколько-нибудь значительных размеров; уклоны степных пространств характеризуются изогипсами, направление которых по отношению к реке близко к перпендикулярному.

Изучение поперечного профиля котловины между устьем Буамского ущелья и пос. Быстрореченским позволяет установить помимо поймы шесть продольных террас, имеющих соответственно высоту 80, 65, 25, 20, 15 и 5 м над уровнем воды в Чу, из которых, однако, только некоторые принимают заметное участие в формировании рельефа. На протяжении первых десяти километров ниже устья Буамского ущелья степное правобережье характеризуется развитием второй и пятой (считая сверху вниз) террас и имеет благодаря этому резко выраженный двухъярусный характер. В районе пос. Быстрореченского по обоим берегам развиты три нижних террасы, что в этих местах не вызывает, впрочем, сколько-нибудь ясной ярусности. При прослеживании склонов террас вниз по течению наблюдается последовательное более или менее закономерное их отступление от реки, уменьшение высоты и все большая сглаженность. Соответственно с этим большее развитие получают нижерасположенные террасы.

Западнее пос. Быстрореченского современная долина Чу теряет характер каньона и расширяется. Пойма приобретает значительное развитие, превышая местами 1 км в ширину, и река распадается на блуждающие рукава и протоки, протекающие у основания правого склона котловины. Строение степного пространства приобретает таким образом вновь асимметричный характер. Левобережье с приближением к Токмаку свойственны признаки рельефа долинного типа. Кастекский отрог¹, ограничивающий с севера восточную часть обследованного района, затухает на

¹ Безымянный отрог Заилийского Алатау, ограничивающий Чуйскую котловину с севера на протяжении между устьем долины М. Кебина и Токмаком, именуется в настоящем очерке Кастекским по названию находящегося здесь перевала.



Фиг. 1. Река Чу у г. Токмака.



Фиг. 2. Река Чу ниже г. Токмака.

меридиане Токмака, и правый берег Чу образован Каракунузской степью. Долинный тип характеризует, следовательно, в западной части рассматриваемого пространства дно котловины в целом: покатоности правого и левого берега обладают изогипсами, более или менее параллельными реке, и образуют сглаженный уступ над плоской причуйской низиной, достигающей 4 км ширины (фиг. 1 и 2).

При более подробном рассмотрении покатых пространств правобережья и левобережья западной части котловины, Каракунузская степь, ограничиваемая с запада подступающими к Чу склонами Чу-Илийских гор, должна быть отнесена к замкнутому долинному типу. Что же касается левобережной покатоности, то здесь необходимо выделить зону, непосредственно прилегающую к предгорьям и характеризующуюся развитием конических участков, приуроченных к устьям крупных горных ущелий речек Кизыл-су, Шамси и Кегеты. В отдельности каждый из этих участков обладает признаками, свойственными типу предгорной степи. В вершинных частях устьевых конусов водотоки приурочены к каньонообразным долинам; прилегающая местность возвышается резким уступом и имеет поверхность, изогипсы которой перпендикулярны к речкам и с удалением от последних отклоняются в сторону, обратную течению. Долины речек Кизыл-су и Шамси сохраняют каньонообразный поперечный профиль на протяжении 5—9 км по выходе из предгорий. Уступы при этом понижаются, веерообразно расходятся и теряются. То же наблюдается и для незначительных террас, приуроченных главным образом к устьям этих каньонообразных долин. Далее в сторону причуйской низины местность сглаживается и образует плоскую покатоность, местами прорезаемую по краю углубляющимися к северу логами. Необходимо отметить, что устьям горных ущелий названных выше речек свойственны четко выраженные террасы, имеющие соответственно высоту около 60, 20 и 15 м над урезом воды. Поверхность степных устьевых конусов служит непосредственным продолжением последней из этих террас. Наряду с крупными конусами Кизыл-су, Шамси и Кегеты можно отметить подобные же элементы рельефа, отличающиеся относительно ничтожными размерами, приуроченные к устьям менее крупных промежуточных речек.

Ступенчатость поперечного профиля свойственна также устьям ущелий речек, прорезающих южный склон Чу-Илийских гор — Каракунуз, Джа, Урюкты и др., при чем здесь может быть отмечено, во-первых, наличие лишь двух террас, первая из которых имеет 30 м, вторая 10 м высоты над тальвегом, во-вторых, отсутствие устьевых конусов, влияющих на конфигурацию степной зоны, непосредственно окаймляющей предгорья, так как уступы террас выражены лишь в самых устьях ущелий.

Возвращаясь к характеристике района исследований в целом, необходимо отметить следующую особенность продольного профиля котловины: ниже устья Буамского ущелья Чу имеет уклон, равный 0.0098 и постепенно уменьшающийся вниз по течению до 0.0075; у Токмака величина

эта резко падает до 0.0038 и составляет ниже вплоть до Константиновского моста около 0.0040.¹

В гидрометеорологическом отношении интересующее нас пространство может быть охарактеризовано лишь по данным многолетних наблюдений в Караколе и Фрунзе.² Верховья Чу относятся к области горного климата, сравнительно богатого атмосферными осадками, среднее годовое количество которых составляет для Каракола 430.6 мм. Район Токмака должен обладать климатом, переходным к предгорному, свойственному г. Фрунзе, для которого многолетние наблюдения дают меньшее количество осадков — 383.8 мм в год.³ Однако для Токмака, судя по четырехлетним наблюдениям (1895—1898 гг.), среднее годовое равняется 436 мм.⁴

Сходство между двумя последними пунктами выявляется в распределении осадков по временам года (в мм):

| | Осень | Зима | Весна | Лето |
|-------------------|-------|------|-------|-------|
| Фрунзе | 73.6 | 89.5 | 153.1 | 67.6 |
| Токмак | 58.0 | 96.0 | 216.0 | 66.0 |
| Каракол | 96.9 | 48.8 | 120.6 | 164.3 |

В то время как для горной части преобладают летние осадки, в предгорной имеют резкий перевес весенние. Данные о средних месячных величинах осадков (в мм):

| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|-------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Фрунзе | 29.9 | 18.4 | 43.0 | 68.0 | 42.1 | 35.2 | 16.0 | 16.4 | 14.4 | 23.6 | 35.6 | 42.2 |
| Каракол | 18.9 | 12.3 | 17.6 | 41.2 | 61.8 | 58.7 | 61.4 | 44.2 | 40.0 | 36.3 | 20.6 | 17.6 |

показывают, что осадки в районе восточной части Иссык-куля (Каракол) характеризуются максимумом, приходящимся на май — июль, и февральским минимумом; тогда как во Фрунзе имеют место апрельский и декабрьский максимумы и минимумы в сентябре и феврале.

Основной водной артерией, прорезающей изученный район, является река Чу, водосборный бассейн которой приурочен к высокогорным частям северных хребтов Тянь-шаня. На пространстве между устьем Буамского ущелья и меридианом пос. Ивановского по ущельям, прорезающим склоны Чуйской котловины, протекает значительное количество водотоков, большинство которых невелико по своему дебиту. Наиболее крупными являются для правого склона — Малый Кебин, для левого — Кизыл-су, Шамси и Кегеты. Воды их по выходе из гор разбираются арыками, теряются путем просачивания в пределах предгорных покатых степей и не доходят,

¹ Приложение к журналу Технического комитета при отделе земельных улучшений, № 985, лист XII.

² Климатическое районирование Средней Азии. Ташкент, 1926. (Материалы по районированию Средней Азии, кн. 3).

³ Там же, стр. 51 и 53.

⁴ В. А. Васильев. Семиреченская область, как колония, и роль в ней Чуйской долины. П., 1915, стр. 272—273.

как правило, до реки Чу. Особую группу поверхностных вод образуют ручьи и речки причуйской низины, начинающейся западнее Токмака. К ним относится р. Черная на правом берегу и система Красной на левом.

Река Чу по выходе из Буамского ущелья имеет характер горной реки, получающей питание за счет талых вод ледников и снегов. Максимум расхода приходится на летние месяцы, в течение которых отдельные паводки отвечают наиболее резким повышением температуры воздуха.¹ В виде примера можно привести средние месячные расходы для 1927—1928 года по Джиль-арыкскому посту у Семеновского моста (величины расходов выражены в куб. м в сек.):²

| | | | | | | | | | | | |
|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|------|------|------|------|
| I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
| 27.6 | 28.1 | 26.1 | 29.2 | 65.4 | 103.8 | 108.4 | 100.8 | 69.0 | 39.0 | 33.6 | 30.5 |

Крупные водотоки склонов рассматриваемой котловины имеют тот же характер питания, что и в этом случае обуславливает летние максимумы. Расход Малого Кебнна составляет в среднем грубо 2 куб. м в сек., доходя во время паводков до 6—8 куб. м; расход Шамси превосходит эти величины раза в два. Колебания расхода р. Красной видны из средних месячных 1927—28 года по наблюдениям у головного сооружения Краснореченского канала:³

| | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|-----|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
| 19.89 | 19.62 | — | — | 20.38 | 19.51 | 20.45 | 21.81 | 23.46 | 20.95 | 21.51 | 19.89 |

В отличие от Чу Красная обладает, во-первых, сентябрьским максимумом, во-вторых, относительно ничтожными колебаниями на протяжении года.

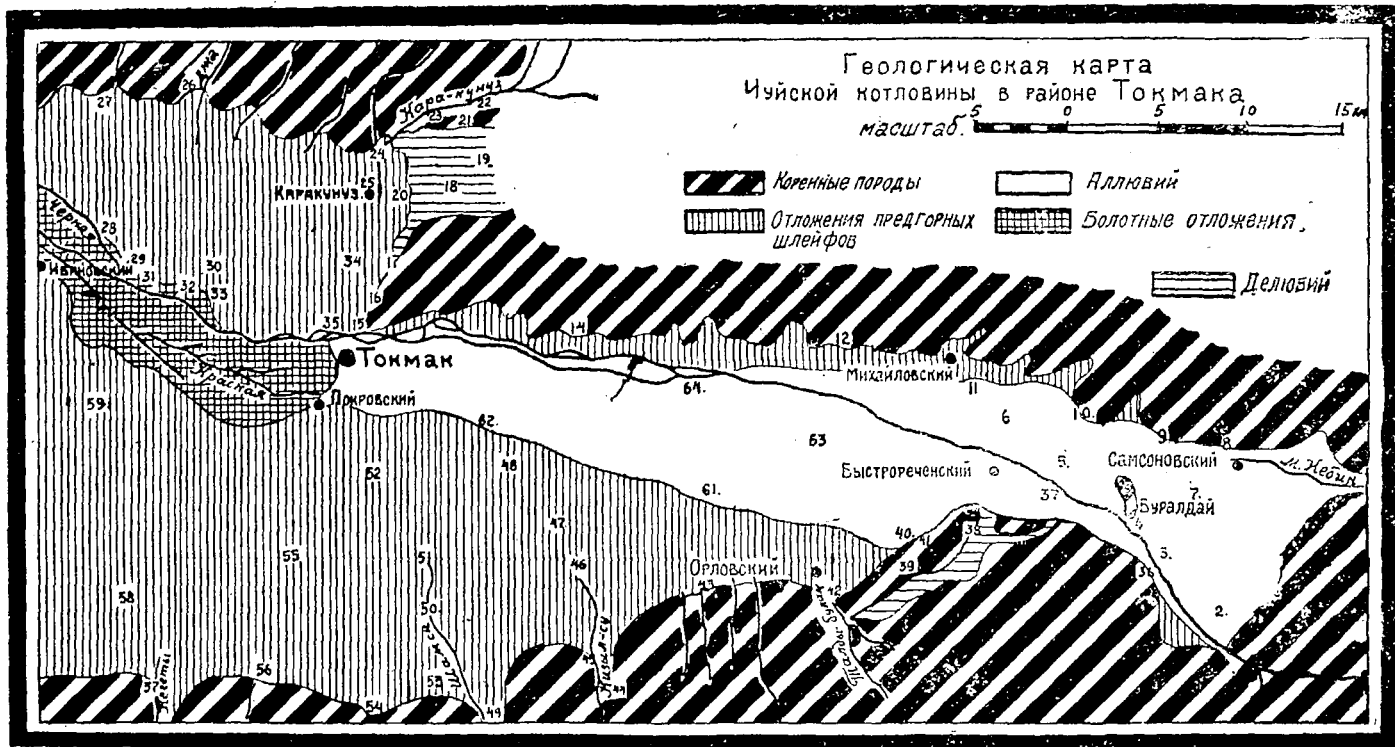
ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ И АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изучение коренных пород, слагающих склоны Чуйской котловины, не входило в задачи проведенных работ, и недостаток времени не позволил уделить им сколько-нибудь серьезное внимание. Не было произведено и их петрографическое изучение при камеральной обработке. Имеющиеся наблюдения позволяют лишь внести некоторые исправления в границы их распространения по сравнению с имеющейся геологической картой.¹ В данном случае мы ограничимся указанием на то, что для Чу-Илийских гор преобладающую роль в пределах Кастекского отрога играют гранитовые породы, в южной предгорной части хребта Джиты-джул—порфиры и туфогеновая свита песчаников и конгломератов. Существенное участие

¹ С. Писарев. Работы Гидрометрической части в Туркестане в 1913 году. Отчет Гидрометрической части за 1913 год, т. I, стр. 52; П. Н. Лебедев. Краткий гидрографический очерк Казакстана, Л., 1928, стр. 23; Н. Г. Кассин (ibid).

² Данные Бюро обработки Средне-Азиатского института Водного хозяйства.

³ Данные Бюро обработки. Средне-Азиатского института водного хозяйства.



Фиг. 3. Геологическая карта Чуйской котловины в районе Токмака.

в сложении северных предгорий Александровского хребта между устьями Буамского ущелья и р. Шамси принимают гранитовые породы; западнее развиты каменноугольные отложения и свита метаморфических сланцев.¹ Судя по галечным выносам в устьях горных ущелий Шамси и других вплоть до Кегеты, перевес имеют фиолетовосерые и серые метаморфизованные песчаники, в то время, как выходы изверженных пород носят подчиненное значение.

Коренные массивы окаймляют, таким образом, рассматриваемый район с юга и севера, и в пределах самой котловины наблюдается лишь один изолированный выход туфогеновой свиты, слагающей холм Буралдай (фиг. 3, пункт 4). Остальная же площадь сложена рыхлыми кластическими породами, относящимися к антропогену.

Наиболее древним членом этой серии являются конгломераты, издали светложелтые и серые вблизи, обнажения которых наблюдались в устьях ущелий речек Талды-булак, Кызыл-су и Кегеты (42, 45 и 49), прорезающих северный склон Александровского хребта. Свита имеет ясно выраженный слоистый характер и падение в сторону котловины под углом 15—25°. Перекрывая выходы коренных пород, слагающих предгорья, слои погружаются к северу под толщу рыхлых обломочных материалов, выполняющих котловину. Конгломераты состоят из гальки, различной по степени окатанности, и в некоторых случаях переходят в брекчии (42); цемент глинисто-песчаный, дающий сильное вскипание при действии соляной кислоты. В подчиненном положении находятся прослой грубозернистых песков и линзы несцементированных буроватосерых суглинков. Поверхность последних бывает изборождена рытвинами, выполненными вышележащей породой. Выклинивание или линзовидное залегание некоторых слоев, непостоянство механического состава, наряду с косвенной слоистостью, выраженной местами ясно, и грубой сортировкой обломочного материала, слагающего конгломераты, свидетельствуют об отложении свиты перемежающимися поверхностными потоками и сближают ее с современными устьевыми выносами, окаймляющими Александровский хребет. Полное сходство с последними наблюдается и в отношении петрографического состава гальки. Свита конгломератов является немой, и не исключена возможность отнесения ее возраста к неогену.

Генетически идентичную группу представляют накопления предгорных шлейфов, окаймляющие северный склон Александровского хребта и южный — Чу-Илийских гор. Наибольшего развития эти отложения достигают в первом случае, слагая покатую степь левобережья, имеющую у западной границы района ширину около 15 км. В этих местах является вполне возможным выделить собственно устьевые выносы, прилегающие к предгорьям и периферическую зону отложений пролювиальных. Первые

¹ Н. Г. Кассин. Гидрогеологические исследования, произведенные в бассейне озера Иссык-Куля. П., 1915, карта.

слагаются галечниками слабо сортированными и вскрываемыми на глубину 15—20 м каньонообразными долинами, врезанными в вершинные части устьевых конусов. Мощность крупнообломочных отложений должна достигать значительных величин. Глинистые породы перекрывают галечники слоем, толщина которого близ устьев горных ущелий не превосходит 0.5—1.5 м. С приближением же к причуйской низине роль пелитовых пород в строении поверхностных горизонтов возрастает, и, судя по обнажениям, у краев покатой степи приобладают лессовидные разности, тогда как мелкозернистые галечники, гравий и пески преобретают подчиненное положение.

Близкую картину строения можно наблюдать и в пределах Каракунузской покатой степи на правом берегу Чу. Отличительной чертой для западной части этого участка является отсутствие современных крупнообломочных выносов горных рек южного склона хребта Джиты-джул: Урюкты, Джа и других. Галечные русла по выходе из устьев горных долин теряются, и вырывающиеся во время паводков воды должны в настоящее время в пределах всей покатой равнины отлагать пролювиальные образования.

Особняком стоит западная часть южного склона Кастекского отрога, где наблюдается узкая полоса предгорных отложений, состоящая из сливающихся своими краевыми частями, резко выраженных, крутых конусов выноса. Последние приурочены к многочисленным оврагам и ущельям, среди которых ни одно не обладает сколько-нибудь значительным протяжением и развитым водосборным бассейном, что стоит в связи с крутизной склона и небольшой высотой отрога. Эти условия накладывают отпечаток и на характер продуктов накопления, представленных угловатыми или слабо окатанными обломками гранитовых пород, слагающих отрог, и щебенисто-глинистыми отложениями.

Слабое развитие гидрографической сети в пределах северного склона Александровского хребта восточнее пос. Орловского также сказывается в том, что на этом пространстве предгорные отложения играют еще меньшую роль, приобретая характер делювиального плаща, покрывающего основание коренных склонов Чуйской котловины.

Петрографический состав крупнообломочного материала, принимающего существенное участие в сложении предгорных шлейфов, наряду с элементами рельефа последних — устьевыми конусами и покатыми равнинами — с достаточной убедительностью говорит о необходимости отнесения происхождения современных образований, выполняющих Чуйскую котловину, на значительной площади за счет сноса и отложения продуктов разрушения коренных массивов Александровского хребта и Чу-Илийских гор. Галечники Шамси, Бураны, Кегеты и близко к ним расположенных горных рек характерны незначительным содержанием обломков изверженных пород и преобладанием фиолетовосерых и серых метаморфизованных песчаников; галечники Каракунузской степи — большим содер-

жанием пород порфирирового строения; накопления Кизыл-су — отложениями красноватых суглинков и т. д.

Современная работа горных потоков, ничтожная во время меженного периода, когда для многих рек прекращается перенос даже взмученных частиц, во время паводков проявляется в накоплении новых масс отложений в пределах предгорных шлейфов или в сносе обломочного материала в долину Чу. Выше была отмечена роль растекающихся по покато́й равнине водотоков Джа и Урюкты в западной части Каракунузской степи; в восточной ее части сухие русла р. Каракунуз прослеживаются вплоть до берега Чу, где образуют галечную дельту. По периферии той же степи следует отметить работу атмосферных осадков, выпадающих на площади покато́й равнины, выражающуюся в расчленении края степи ложбинами и логами; в выработке более крупных из них, повидимому, играет роль совместная работа атмосферных вод и потоков, вырывающихся из гор. В пределах Кизылсуйско-кегетинской покато́й степи речки по выходе из предгорий протекают в каньонообразных долинах, и отложение галечного материала происходит ниже устьев последних. В краевых же частях степи наблюдается эрозионная работа, выражающаяся в образовании оврагов и логов, имеющих большее развитие, чем на правом берегу Чу. Необходимо отметить, что незначительная ширина Чуйской котловины даже у западной границы района создает условия для накопления в периферических частях предгорных шлейфов отложений, собственно, лишь приближающихся по своему типу к пролювиальным, главная же масса пелитового материала во время сильных паводков должна сноситься в долину Чу и смешиваться с материалами, транспортируемыми последней.

Особый генетический тип отложений, переходящих, впрочем, местами незаметно в накопления предгорных шлейфов, представляют делювиальные образования горных склонов. Покровы, образующие небольшие по мощности плащи по склонам коренных массивов в настоящем случае мы оставляем без рассмотрения. Значительного распространения и мощности, заслуживающих выделения на геологической карте, делювий достигает в горных долинах, не подвергающихся воздействию крупных потоков. Примерами могут служить суходол Буурбай (38 и 39) и район лога Пистэ (18—21). В обоих случаях мы наблюдаем долиноподобные отрицательные формы горного рельефа, вложенные в массивы изверженных пород и выполненные в настоящее время глинистыми продуктами, богатыми неокатанными, разнородными по крупности обломками коренных пород. Рельеф Буурбая и района Пистэ к концу аккумуляционной стадии, о которой речь будет ниже, характеризовался мощным развитием покровных образований в основании коренных склонов долин и уплощенным дном последних.

Помимо субаэральных генетических типов в пределах изученной части Чуйской котловины существенную роль играют субквальные отложения — аллювиальные и болотные. К первым относятся обломочные продукты, выполняющие горные ущелья, главную же массу составляют

отложения реки Чу. Для верховой части котловины между устьем Буамского ущелья и холмом Буралдаем отнесение обломочных продуктов к речным образованиям является несколько условным: расположение их у устья крупного горного ущелья, уклон поверхности некоторых террас от реки, расхождение террас — все это говорит за то, что и в этом случае мы имеем дело с мощным конусом накопления горной реки в месте выхода ее в равнину. Однако тесная связь отложений верховой части котловины с отложениями расположенной ниже части долины Чу, непрерывное залегание по оси котловины на протяжении всего изученного района одной и той же галечной толщи, делает более удобным рассмотрение в совокупности продуктов аккумуляционной работы реки. Наблюдения у Семеновского моста близ устья Буамского ущелья (1) показывают, что мы имеем дело с серией перемежающихся слоев разнородных по крупности галечников, главная масса которых образована хорошо окатанной галькой, достигающей 20—30 см в поперечнике; наряду с этим в состав пород входят как отдельные валуны, диаметром до 2—3 м, так и мелкозернистая галька, гравий и песок. Пелитовые фракции незначительны и образуют, в частности, слабо развитый поверхностный суглинистогалечный горизонт. Вниз по течению реки происходит постепенное уменьшение размеров гальки, появляются песчаные прослойки. Близ Токмака гальки, имеющие 20—30 см в поперечнике, являются уже исключением; поверхностный глинистый покров приобретает большее значение, достигая мощности 2.0—2.5 м (фиг. 3, скважины 6—9), при чем часто наблюдается переслаивание глинистых разностей с песками и галечниками. Подстилающими породами служат галечники. Петрографический состав последних в районе Токмака характеризуется преобладанием гранитовых и метаморфических пород, к которым в верховой части котловины примешиваются конгломераты. Данные для определения истинной мощности серии речных отложений отсутствуют, но, во всяком случае, величины ее должны измеряться многими десятками метров; надо полагать, что мощность аллювия постепенно уменьшается от устья Буамского ущелья вниз по течению. В пределах верховой части изученного района Чу протекает в резко выраженном, узком каньоне, и работа ее сводится преимущественно к медленной вертикальной эрозии и переносу обломочного материала. Ниже пос. Быстрореченского современная долина расширяется, река распадается на ряд блуждающих рукавов, и в настоящее время здесь происходит, с одной стороны, накопление галечных отложений, с другой — боковой подмыв, имеющий во время паводков местами весьма интенсивный характер (фиг. 1).

Болотные отложения приурочены к причуйской низине, расположенной между Токмаком и западной границей района. Как показывает детальное изучение левобережья, породы этого типа имеют значительное развитие в истоках реки Красной, перемежаясь здесь с нормальными аллювиальными глинистыми и песчано-галечными осадками. Судя по сходству гидрогеологических условий и по некоторым беглым наблюдениям, отло-

жения болот должны иметь распространение как по левому берегу Чу, западнее границы обследованной площади, так и в пределах причуйской низины правого берега в бассейне р. Черной, вполне сходной по своему режиму с рекой Красной. Сопоставление описаний естественных обнажений и данных разведочных шурфов и скважин, заданных во время работ, позволяют дать нижеследующий разрез для левобережья Чу ниже Токмака.

1. Желтоватобурые глинистые или глинисто-песчаные породы, сильно пористые.
2. Черный или чернобурый торф с обильными мало измененными остатками корней и стеблей камыша; слой обычно водоносен.
3. Белесоватосерая глина, имеющая во влажном состоянии голубоватый или зеленоватый оттенок, с охристыми пятнами; весьма пластичная и вязкая, водоносная.
4. Желтоватосерый песок с галькой, книзу переходящий в галечник; порода водоносная.

Общая мощность трех верхних слоев достигает 3—4 м; нижний слой пройден скважинами и шурфами не более, чем на 2 м, и истинная мощность его остается неизвестной.

Первый и четвертый слой приведенного разреза представляют различные фации речных отложений, и в данном случае интересны лишь промежуточные слои. Второй дает типично выраженную болотную формацию, являющуюся результатом накопления растительных остатков в торфяниках, покрывающих и в настоящее время значительные площади в истоках р. Красной. Не менее характерен и подстилающий глеевый горизонт, имеющий белесоватую окраску с голубоватым оттенком, обусловленным закисными соединениями железа. Иногда глеевый горизонт отсутствует, и торф непосредственно налегает на пески и галечники; в этих случаях последние содержат большое количество малоизмененных остатков камыша.

В ряде разрезов можно наблюдать породы, которые следует отнести к типу переходному между болотными и аллювиальными отложениями, образующиеся в результате одновременного накопления растительных остатков в торфяниках и кластического материала, приносимого паводковыми водами. В этом случае имеются в виду, во-первых, темносерые глины, книзу приобретающие более светлую буроватую окраску, характерные обильным содержанием раковин наземных гастропод, реже — обломков костей и черепков глиняной посуды, и, во-вторых, богатые гумусом и остатками камыша пески, при чем для последних прослеживается постепенный переход к типичным аллювиальным пескам, лишенным гумуса.

Резюмируя приведенную выше характеристику антропогенных и современных отложений, выполняющих Чуйскую котловину в пределах изученного района, можно наметить следующую схему генетических типов:

| Группа | Генетический тип | Петрографический состав |
|--------------------------------|--|---|
| Отложения субаэраль- ные | I. Делювий горных склонов | а) Глинисто-щебенистые продукты разрушения коренных пород, переходящие местами в б) лессоподобные разности |
| | II. Отложения предгорных шлейфов: А. Древние устьевые выносы | а) Конгломераты и б) брекчи, содержащие в виде подчиненных прослоев и линз в) грубозернистые песчаники и г) мергелеподобные суглинки |
| | Б. Современные устьевые выносы | а) Разнородные по крупности, слабо сортированные галечники или б) щебенистый материал, в) пески и г) поверхностные глинистые слои |
| Отложения субакваль- ные | III. Современный пролювий | а) Пелитовые лессовидные разности |
| | I. Аллювий | а) Галечники б) Пески г) Глинистые породы |
| | II. Отложения болот | а) Торф б) Глеевый слой |
| | III. Тип, переходный между болотными и аллювиальными отложениями | а) Темносерые гастроподовые глины б) Гумусовые пески |

Переходя к вопросу о геоморфогенезе Чуйской котловины необходимо оговориться, что приводимые ниже положения носят в значительной мере предположительный характер. Имеющиеся материалы сами по себе не отличаются особой полнотой; изученный же район представляет лишь незначительную часть обширного генетически связанного пространства.

Проведенные работы не дают возможности судить о явлениях, приведших к образованию рассматриваемой межгорной котловины в ее основных чертах. По существующим в настоящее время взглядам, происхождение хребтов Тянь-шаня обязано пликативным процессам, возникавшим неоднократно в течение палеозойской эры и сопровождавшимся мощными интрузиями магматических масс. Мезозойское, палеогеновое и неогеновое время характеризуются дизъюнктивными дислокациями и вертикальными перемещениями массивов сформировавшейся горной системы.¹ Изучение земле-

¹ Д. И. Мушкетов. Основные вопросы тектоники Туркестана. Бюлл. Моск. о-ва испыт природы, отд. геологии, т. II, вып. 3, 1923—1924.

трясений, наблюдавшихся в ближайшие десятилетия, показывает, что движения последнего порядка не прекратились и до наших дней.¹

Процессы отложения продуктов разрушения горных хребтов, ведущие к накоплению кластического материала в основании склонов и на дне Чуйской котловины, обуславливают типичные формы рельефа предгорных шлейфов — устьевые конусы и покатые равнины, что не требует дополнительных пояснений. Внимание привлекает развитие террас как в пределах горных долин, так и в вершинных частях устьевых накоплений.

Выше было уже отмечено, что устья наиболее крупных ущелий, прорезающих северный склон Александровского хребта на протяжении обследованного района, характеризуются трехярусными склонами, благодаря наличию террас, возвышающихся над современным тальвегом соответственно на 60, 20 и 15 м. Отмечено было и постепенное уменьшение высоты склонов третьей террасы, прослеживающейся в пределах конусов выноса, и незаметный переход ее в простирающуюся к северу покатую степь. Эти наблюдения говорят о том, что нарушения продольного профиля рек, приведшие к врезанию последних в собственные выносы, должны были произойти вследствие поднятия области верховий рек, иначе говоря Александровского хребта. Нет оснований думать, что причины образования двух верхних террас носят иной характер. Те же явления объясняют значительную дислоцированность толщи светложелтых конгломератов и брекчий, генетически идентичных с отложениями современных выносов. Отсутствие в устьях мелких горных ущелий — Талды-булак, Бурана и других — террас, отвечающих двум верхним террасам крупных долин, и наличие лишь одной террасы, возвышающейся на 15 м и, повидимому, синхроничной третьей террасе Кизыл-су, Шамси и Кегеты, указывает на более молодой возраст небольших ущелий. Подтверждением служит слабое развитие их водооборных бассейнов.

Менее ясна история террас р. Чу, насчитывающихся в количестве шести близ устья Буамского ущелья. Не исключена возможность параллелизации некоторых террас с тремя рассмотренными террасами. Сопоставление же во времени последних с двумя террасами, свойственными рекам южного склона хребта Джиты-джул, является при недостаточности наблюдений еще более затруднительным. Однако, надо думать, что и здесь причины лежат в вертикальных поднятиях горного массива. Наличие лишь двух поднятий для Чу-Илийских гор, с меньшей амплитудой вертикального перемещения, чем для Александровского хребта, для которого имеется налицо не менее четырех антропогенных поднятий, делает понятным сильное развитие в первом случае поверхностных покровов и отсутствие резких форм рельефа.

Объясняя таким образом переуглубление горных ущелий и образование в вершинных частях конусов выноса каньонообразных долин, сглажи-

¹ К. И. Богданович, И. М. Карк, Б. Я. Корольков и Д. И. Мушкетов. Землетрясение в северных цепях Тянь-шаня 22 декабря 1910 г. Тр. Геол. ком., новая серия, в. 89, 1914.

вающихся с приближением к окраинным зонам предгорных шлейфов, тектоническим поднятием верховьев рек, необходимо, однако, отметить то обстоятельство, что степные покатые равнины в свою очередь уступообразно приподняты над причуйской низиной. На меридиане Токмака склон степной террасы вполне отчетлив, западнее высота его постепенно возрастает и с приближением к пос. Ивановскому достигает 15—20 м. Генетический характер этого уступа, с которым связаны многочисленные лога и ложбины, прорезающие краевую зону покатой степи, поддается двоякому толкованию. Во-первых, можно допустить опускание лежащей за пределами изученного района низовой части Чуйской котловины и вызванное этим углубление современной долины Чу, шедшее снизу вверх по течению. С другой стороны не исключена возможность увязки уступа покатой степи с пятой террасой Чу, развитой между устьем Буамского ущелья и пос. Белопикетским, и допущение поднятия верховой части котловины в целом; уменьшение высоты террасы в районе Токмака в таком случае может найти объяснение в последующем выполнении на этом протяжении долины крупнообломочным материалом. Следует иметь в виду также возможность бокового подмывания степной террасы блуждающими потоками Чу.¹

Рассмотрение района детальной съемки, охватившей причуйскую низину по левому берегу ниже Токмака, позволяет выделить здесь три террасы, сложенные аллювиальными и болотными отложениями (фиг. 3): верхняя терраса, на которой расположен Токмак, образующая западнее водораздел между Чу и системой Красной, пойма Чу и терраса системы Красной; можно было бы выделить еще и прерывисто выраженную пойму системы Красной. Верхняя терраса, являясь надпойменной, повидимому, соответствует шестой террасе Чу верховой части района. Выделение особой террасы для системы Красной обусловлено следующими соображениями: долинки Красной и ее притоков, Тукачева арыка, Емцова ключа и других, едва намечаясь у Токмака, постепенно углубляются и расширяются в западном направлении. В то же время при прослеживании вниз по течению склона верхней террасы к пойме Чу наблюдается постепенное уменьшение его высоты. Наглядное представление об этом дает сопоставление профилей II и III на фиг. 8. На меридиане угла 23 съемки Васильева поверхность террасы Красной превышает пойму Чу примерно на 4 м, тогда как в районе истоков Марфуткина ключа соотношение обратное, и терраса Красной ниже Чуйской поймы на 2.5 м. Не имея наблюдений по низовьям Красной и по Чу западнее головы Краснореченского канала, трудно судить о причинах этого явления; вероятнее всего наличие с одной стороны эрозионного характера долины Красной, а с другой аккумуляционных процессов, ведущих в районе Токмака к повышению русла Чу.

¹ В этом случае вопрос, очевидно, может быть решен путем изучения долины Чу ниже по течению.

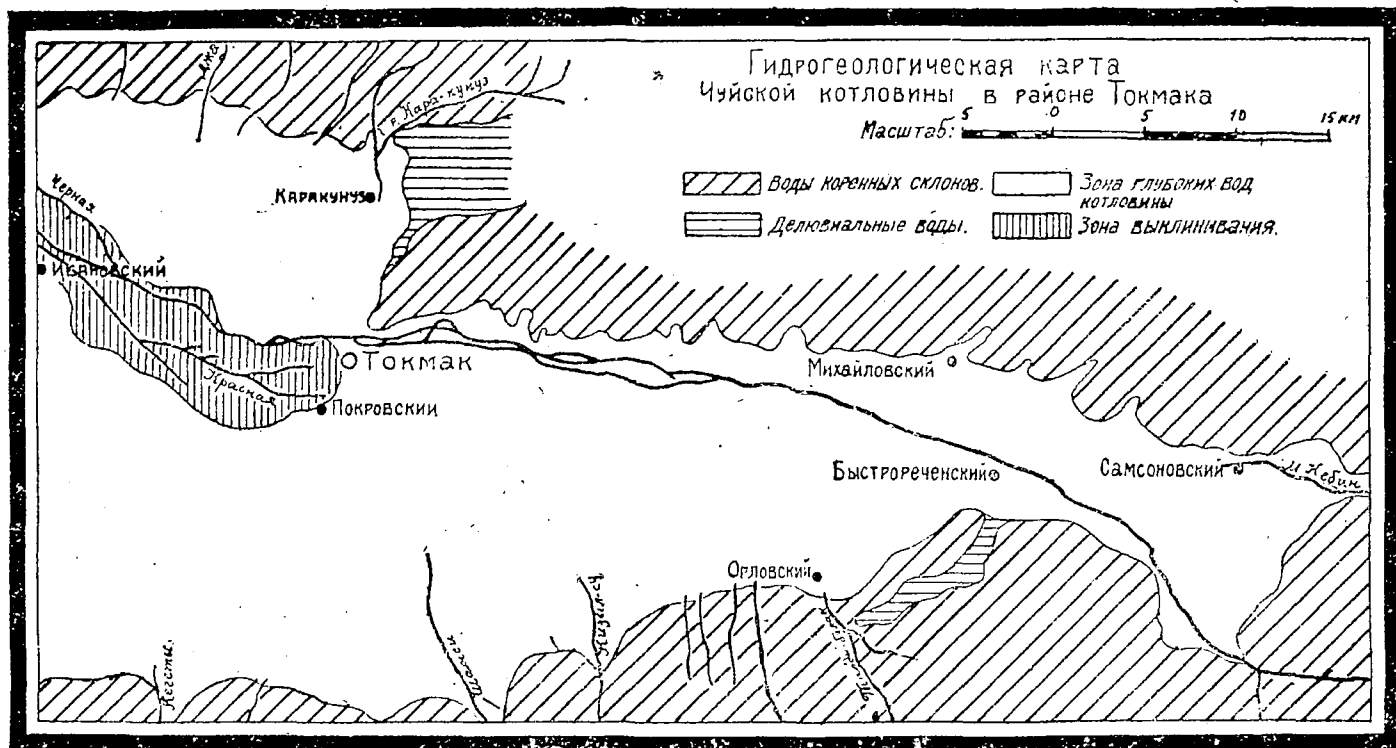
Современный рельеф района в пределах развития отложений антропогена характеризуется формами, как это видно из изложенного, выработавшимися в результате преобладающих эрозионных процессов, в истории которых намечается некоторая стадильность. Рельеф, однако, в настоящее время развивается в одном лишь направлении, при чем это не привело к обнажению коренных пород, слагающих ложе котловины. Следует, таким образом, думать, что периоду преобладания эрозионных процессов должен был предшествовать период преобладания процессов аккумуляционных, длившийся значительный промежуток времени.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

По имеющимся немногочисленным, правда, наблюдениям горные склоны, окаймляющие Чуйскую котловину, не отличаются богатством подземных вод. Наименее крупную роль играют воды коренных пород, появляющиеся местами на поверхности в виде трещинных источников; дебит таких выходов не превышает 1—2 л в секунду. Более серьезное значение имеют воды делювиальных покровов там, где последние достигают значительной мощности, выполняя долиноподобные понижения, врезанные в коренные массивы. И, наконец, наиболее часто встречающиеся источники обуславливаются выклиниванием русловых подземных потоков оврагов и ущелий, при чем расход их должен возрастать для более крупных горных долин. Однако в последних случаях не приходилось наблюдать аллювиальных источников, и, принимая существование подземных потоков, следует считать, что воды их полностью погружаются в рыхлые продукты устьевых накоплений. Считаюсь, таким образом, с относительной бедностью горных областей подземными водами, необходимо указать на серьезное значение, которое последние все же имеют в питании некоторых горных рек района в засушливое время.

Переходя к характеристике подземных вод Чуйской котловины, следует исходить из того положения, что местность слагается мощной толщей кластических образований, возникшей в результате сноса со склонов Александровского хребта и Чу-Илийских гор и отложений аллювия Чу. Представляя в массе почти исключительно крупнообломочный материал, современный покров создает чрезвычайно благоприятные условия для интенсивного просачивания как выпадающих на его площади атмосферных осадков, так и вод речных и оросительных; выше было уже отмечено вероятие непосредственной передачи аллювиальных потоков горных ущелий в породы, слагающие конусы выноса. Таким образом, если можно рассматривать долину Чу, как ложбину поверхностного стока котловины, то с наименьшим основанием позволительно истолковать коренной остов котловины в целом, как ложбину стока подземных вод, приуроченных к современным отложениям, выполняющим котловину (фиг. 4).

Для восточной части района отсутствуют какие бы то ни было указания о глубине залегания интересующих нас грунтовых вод. Обилие



Фиг. 4. Гидрогеологическая карта Чуйской котловины в районе Токмака.

поверхностных вод освобождает население от необходимости сооружения колодцев. Шурфы, заданные примерно в 10 км к востоку от Токмака на меридиане угла 51 съёмки Васильева и пройденные на глубину от 5 до 13 м, воды не обнаружили. Известна еще неудачная попытка сооружения колодца в районе усадьбы Дюра, расположенной приблизительно в 10 км к юговостоку от Токмака. В предыдущей главе принята была значительная мощность для отложений аллювия; все говорит за то, что и глубина залегания водоносных горизонтов должна измеряться несколькими десятками метров. Это вполне приложимо и в отношении вершинных зон предгорных шлейфов.

Совершенно иную картину в гидрогеологическом отношении дает низина, расположенная западнее Токмака по обоим берегам Чу, где происходит выклинивание грунтовых вод на поверхность; в результате наблюдается сильное заболачивание местности и образование поверхностных водотоков — систем рек Красной и Черной. Причины этого явления становятся ясными при рассмотрении отношения области выклинивания к продольному профилю Чу. Выше отмечен был резкий перелом последнего у Токмака: уклон, составлявший около 0.0080, резко уменьшается до 0.0033. Приняв, что зеркало грунтовых вод следует приблизительно поверхностному рельефу, необходимо допустить значительный уклон и тем самым большие скорости подземного потока выше Токмака. Далее происходит уменьшение уклона и скоростей течения грунтовых вод и одновременно мощности водоносных пород. Параллельно наблюдаются и изменения в механическом составе последних. Все это и приводит к переполнению подземного русла и интенсивному выклиниванию грунтовых вод в причуйской низине западнее Токмака (фиг. 5 и 6).

Изучение левобережья в районе истоков р. Красной показывает, что уже в Токмаке глубина залегания грунтовых вод незначительна и по Пишпекской улице во время высокого стояния составляет не более 2 м. По западной окраине города наблюдается появление источников и подтапливание пониженных участков. Западнее же меридиана угла 18 съёмки Васильева на значительной площади рассматриваемого района водоносные породы образуют поверхностные горизонты. Характер выходов грунтовых вод находится в непосредственной зависимости от рельефа и петрографического характера водоносных пород. Галечники и пески, слагая отвесные обрывы террас, питают пластовые выходы или, обнажаясь по дну водотоков, — восходящие струи. Водоносные глинистые и гумусовые породы способствуют образованию мочезин по склонам, в пределах же плоских террас вызывают появление заболоченных участков, питающих многочисленные ручьи. Своеобразный характер имеют так называемые кудуки (кудук по-киргизски — колодец) — шахтообразные, округлые в поперечном сечении водоемы, достигающие иногда глубины нескольких метров; дебит источников, изливающихся из таких окон, доходит иногда до нескольких литров в секунду. В некоторых случаях кудуки, вероятно,

искусственного происхождения, в иных случаях их можно толковать, как результат работы восходящих струй воды. Восходящий характер грунтовых вод, достаточно характерный для причуйской низины, объясняется тем,



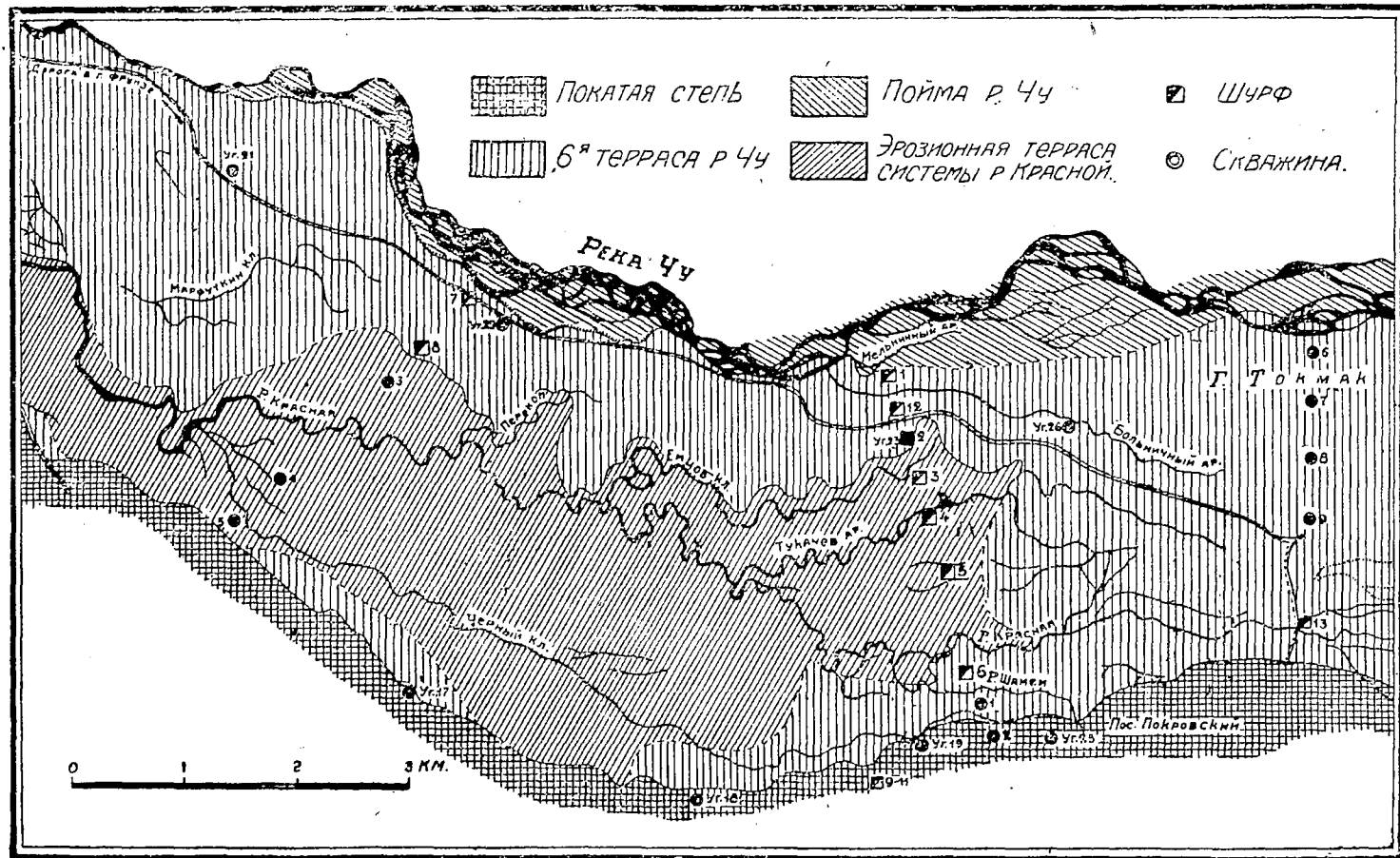
Фиг. 5. Река Красная у слияния с Тукачевым арьком.



Фиг. 6. Разработка торфа к западу от г. Тонмака.

что распространенные повсеместно торфподстилающие глины, торф и поверхностные глинистые породы играют роль малопроницаемого чехла, перекрывающего подстилающие их галечники, отличающиеся высокими коэффициентами фильтрации. Грунтовые воды, находя тем или иным способом свободные пути сквозь поверхностные слои, порождают восходящие струи. Это именно делает понятным самоизливание некоторых копаных колодцев Токмака в периоды резких поднятий уровня подземных вод. В данном случае, конечно, не может быть речи об артезианских водах.

В целях характеристики залегания грунтовых вод было заложено лишь несколько разведочных линий. Составленные по ним профили рисуют следующую картину: на меридиане Токмака (Пишпекской улицы) зеркало грунтовых вод, залегающих на небольшой глубине, характеризуется малым и равномерным уклоном с юга на север в направлении к р. Чу (фиг. 7 и фиг. 8, профиль I). Последняя, судя по данным произведенной нивелировки, должна играть дренирующую роль, что и подтверждается выклиниванием источников, наблюдающихся по левому берегу реки у Базарной площади. Вторая разведочная линия, совпадающая приблизительно с меридианом угла 23 съёмки Васильева, дает совершенно иной профиль для поверхности грунтовых вод, при чем здесь сказывается влияние рельефа, обладающего значительной расчлененностью (профиль II). Долина Чу сохраняет свою дренирующую роль, но в то же время значение приобретает и эрозионная долина системы Красной, занимающая широкое пространство от Емцова ключа до р. Красной и врезающаяся в верхнюю аллювиальную террасу на глубину 2.5 м. Поверхность грунтовых вод уступообразно понижается от степной террасы к участку верхней аллювиальной террасы, расположенному между склоном степной террасы и Красной; от верхней террасы — к эрозионной; третий уступ наблюдается к долине Чу. Ложбины поверхностных водотоков — Шамси, Красной, Тукачева ключа и других, имеющие глубину до 1—2 м, играют роль самостоятельных дрен, что вызывает образование более или менее симметричных депрессионных поверхностей. Это весьма наглядно для эрозионной террасы системы Красной. Зеркало грунтовых вод здесь весьма близко к поверхности, благодаря чему происходит подтапливание и заболачивание последней; однако это явление свойственно лишь плоским водоразделам, берега водотоков сухи, и лишь в основании береговых откосов наблюдаются источники и мочезины. Необходимо отметить еще между Емцовым ключом и долиной Чу водораздел грунтовых вод, очень слабо выраженный и отвечающий поверхностному водоразделу между бассейном Красной и Чу, образуемому вытягивающейся здесь верхней аллювиальной террасой. Третья разведочная линия дает вполне четко выраженную зависимость поверхности грунтовых вод от рельефа (профиль III). Выше было отмечено, что надпойменная аллювиальная терраса превышает здесь эрозионную террасу Красной на 5 м. Несколько меньшее превышение



Фиг. 7. Схема распространения террас левобережья реки Чу ниже г. Токмака.

имеет и водораздел грунтовых вод. Долины Чу и Красной сохраняют дренажную роль. Последняя характеризует попрежнему и ложбины Красной, Черного ключа и намечающуюся здесь и углубляющуюся западнее ложбину Марфуткина ключа. Своеобразные черты рельефа зеркала грунтовых вод находят объяснение в их восходящем характере. Необходимо отметить, что полученная схема далеко не вяжется с гидроизогипсами „Гидрологической карты происхождения р. Красной“.¹

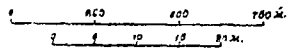
Опросные сведения говорят о том, что колебания уровня воды в колодцах Токмака и расположенного на краю степной террасы пос. Покровского достигают амплитуды 1.5—2 м. Минимум наблюдается зимой, когда некоторые неглубокие колодцы совсем перестают давать воду, при-быль воды становится заметной с мая, максимум приходится на август—сентябрь. Эти указания вполне подтверждаются ходом кривой расхода р. Красной. Местные жители отмечают тесную зависимость режима рассматриваемого водоносного слоя от многоводия Чу. Указывается, например, что источники, наблюдавшиеся в 1928 году по западной окраине Токмака, в частности по Больничному арыку, несколько последних лет воды не давали. Лет пять тому назад воды выклинивались и в более высоких местах, чем в 1928 году, так, например, вода колодца в доме № 34 по Каменной улице поднялась до поверхности земли и приобрела „самоизливающийся“ характер.

Замеры уровней воды в шурфах и скважинах, заданных при проведении исследований, были сделаны лишь во второй половине августа, в середине сентября и первых числах ноября. Полученные данные дают некоторые указания, которыми нельзя, конечно, пользоваться безоговорочно: к середине сентября наблюдалось общее повышение уровня грунтовых вод, не превосходившее 0.20—0.30 м. Исключение представляли шурфы, ближайšie к Чу (фиг. 7, шурфы 1, 12 и 8), давшие слабое понижение, что имеет связь, быть может, с уменьшением расхода Чу и усилением дренажной ее роли. Ноябрьские замеры отмечают по всем пунктам наблюдений падение уровня грунтовых вод, наиболее резко проявляющееся для второй разведочной линии, проходящей через Токмак, где амплитуда достигает 0.40 м.

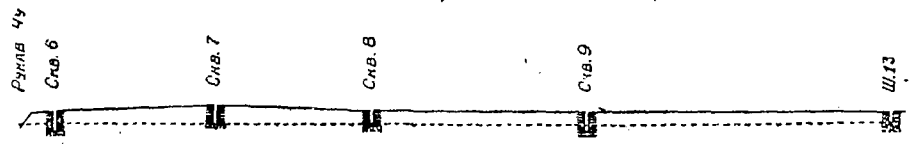
По содержанию солей (см. приводимую таблицу) грунтовые воды притокмакского района только несколько превосходят воды Чу (анализ 1) и должны быть отнесены к вполне пресным. Плотный остаток колеблется в пределах от 200 до 350 мг на л, при чем преобладающую роль играют углекислые соединения ($\text{HCO}'_3 + \text{CO}_3''$ содержится в количестве 100—230 мг). Тот же примерно состав характеризует поверхностные водотоки системы р. Красной, питаемые грунтовыми водами. Большой минерализованностью отличаются воды надпойменной аллювиальной и степной террас. В Токмаке, например, плотный остаток составляет 322—632 мг

¹ Приложение к журналу Технического комитета при отделе земельных улучшений, № 985, П., Б. г., лист V.

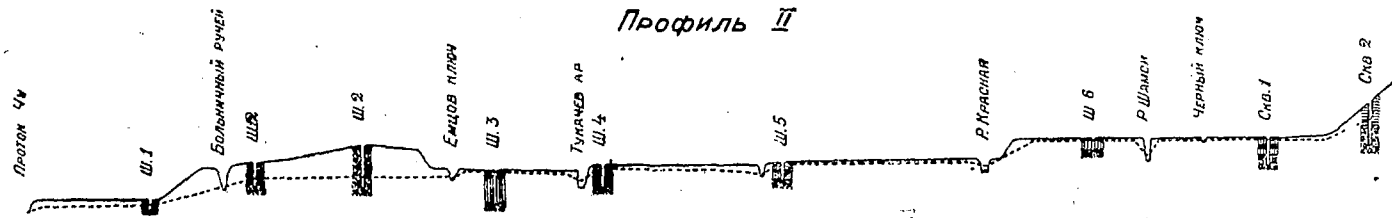
ГОРИЗОНТАЛЬНЫЙ МАСШТАБ
 ВЕРТИКАЛЬНЫЙ " "



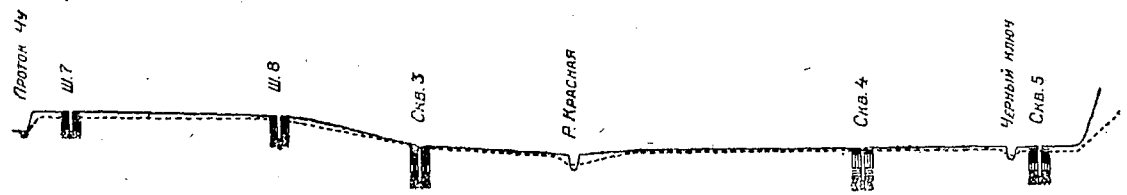
Профиль I



Профиль II



Профиль III



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

- Галечники и пески.
- Торфодистиллящие глины.
- Торф.
- Глины и песчано-глин. породы.
- Уровень воды.

Фиг. 8. Геологические профили по левобережью р. Чу ниже г. Токмака (по шурфам и скважинам 1928 г.).

Химический состав вод Притокмакского района по данным сокращенных химических анализов, произведенных лабораторией Ср.-Аз. Инст. Водн. хоз.

| №№ анализов | Места взятия образцов вод | Время взятия | Cl' | SO ₃ | HCO ₃ -+ CO ₃ | Пл. остаток при 105° С |
|-------------|--|-----------------|------------------------|-----------------|-------------------------------------|---------------------------|
| | | | В миллиграммах на литр | | | |
| | | 1928 IX | | | | |
| 1 | Р. Чу выше Токмака | 10 | 9.0 | 23.4 | 96.8 | 163.0 |
| 2 | Колодец у скважины 6 | 19 | 25.0 | 128.4 | 149.6 | 443.0 |
| 3 | " " " 7 | 19 | 36.0 | 112.5 | 404.8 | 632.0 |
| 4 | " " " 8 | 19 | 18.0 | 58.2 | 193.6 | 322.5 |
| 5 | " " " 9 | 19 | 17.0 | 60.4 | 193.6 | 324.0 |
| 6 | Шурф 13 | 19 | 19.0 | 96.2 | 246.4 | 417.0 |
| 7 | Больничный арык у дор. Токмак-Покровский | 14 | 12.0 | 36.6 | 114.4 | 208.0 |
| 8 | Тукачев арык у дор. Токмак-Покровский | 14 | 10.0 | 28.8 | 105.6 | 201.0 |
| 9 | Р. Красная у дор. Токмак-Покровский | 14 | 11.0 | 32.6 | 130.0 | 226.0 |
| 10 | Р. Песочная в пос. Покровском | 15 | 14.0 | 42.4 | 184.8 | 299.0 |
| 11 | Р. Шамси " " " | 15 | 13.5 | 53.0 | 202.4 | 356.0 |
| 12 | Приток Чу на 1 поперечнике | 14 | 11.0 | 32.0 | 123.2 | 210.0 |
| 13 | Мельничный арык у слияния с Чу | 14 | 13.5 | 54.0 | 140.8 | 258.0 |
| 14 | Шурф 1 | 15 | 15.0 | 72.0 | 140.8 | 316.0 |
| 15 | Источник на Больничном арыке | 15 | 12.0 | 40.2 | 123.2 | 230.0 |
| 16 | Шурф 12 | 15 | 27.0 | 80.2 | 281.6 | 572.0 |
| 17 | " 4 | 15 | 11.5 | 31.3 | 149.6 | 242.0 |
| 18 | " 5 | 15 | 11.0 | 32.6 | 123.2 | 220.0 |
| 19 | " 6 | 15 | 26.0 | 64.8 | 202.4 | 336.0 |
| 20 | Скважина 1 | 15 | 14.0 | 56.8 | 202.4 | 295.0 |
| 21 | Шурф 10 | 18 | 10.5 | 78.2 | 316.8 | 471.0 |
| 22 | Емцов ключ у слияния с Красной | 14 | 11.5 | 38.0 | 130.0 | 243.0 |

(Продолжение)

| №№ ана- лизы | Места взятия образцов воды | Время взятия | Cl | SO ₃ | HCO ₃ + CO ₃ | Пл. остаток при 105° С |
|--------------------|--|-----------------|------------------------|-----------------|------------------------------------|---------------------------|
| | | | В миллиграммах на литр | | | |
| | | 1923 IX | | | | |
| 23 | Р. Перекоп у слияния с Красной | 14 | 11.0 | 34.6 | 114.4 | 204.0 |
| 24 | Шурф 7 | 19 | 11.0 | 48.5 | 114.4 | 267.0 |
| 25 | „ 8 | 19 | 17.0 | 80.6 | 228.8 | 333.0 |
| 26 | Скважина 3 | 19 | 15.0 | 24.2 | 211.2 | 283.0 |
| 27 | „ 4 | 19 | 12.5 | 69.6 | 149.6 | 279.0 |
| 28 | Черный ключ у слияния с Красной | 18 | 15.0 | 60.0 | 220.0 | 341.0 |
| 29 | Марфуткин ключ у слияния с Красной | 14 | 12.0 | 28.2 | 123.2 | 203.0 |
| 30 | Р. Кизыл-су близ угла 51 | 18 | 10.0 | 32.0 | 149.6 | 239.0 |

на л (анализы 2—6). Для шурфа 10, заданного в логу, прорезающем степную террасу — 471 мг на л (анализ 21).

Переходя к вопросу об источниках питания грунтовых вод притокмакского района, необходимо принять достаточно простую предпосылку, сводящуюся к тому, что никакие эпизодические наблюдения не могут дать сколько-нибудь законченных и надежных суждений о явлениях, элементы которых распределяются не только в пространстве, но и во времени. На стр. 96 нами уже было высказано положение, согласно которому коренной остов Чуйской котловины понимается, как ложбина подземного стока для подземных вод, приуроченных к крупнообломочным современным отложениям. Легкая проницаемость последних должна обуславливать фильтрацию атмосферных осадков, вод поверхностных водотоков и оросительных. Сопоставление осеннего максимума стояния грунтовых вод притокмакского района с весенним максимумом выпадения атмосферных осадков не дает указаний на непосредственную связь этих явлений. Запаздывание в подъеме грунтовых вод наблюдается и по отношению с одной стороны к паводкам Чу и горных речек, с другой — к периоду интенсивного полива. Наиболее характерной чертой в режиме подземного потока Чуйской котловины, если судить по кривой колебаний дебита р. Красной, является постоянство его расхода. Питающие воды фильтруются по всей площади котловины более или менее равномерно, что в связи со сравнительно незначительными скоростями подземного течения регулирует расход выклинивающихся вод.

Несомненно, что грунтовые воды поступают в пределы притокмакской низины не только со стороны верховой части котловины, но также с юга со стороны Кизылсуйско-Кегетинской покатой степи. Об этом говорит значительная минерализация вод шурфов 13 и 10 и водотока Шамси в пос. Покровском (анализы 6; 21 и 11), а также уступ, образуемый зеркалом грунтовых вод покатой степи над водами низины. Наличные данные не позволяют, однако, провести хотя бы грубую количественную оценку роли того или другого источника питания. Естественно, что еще меньше оснований имеется для выяснения значения атмосферных осадков или оросительных вод.

Касаясь практического значения ресурсов подземных вод района не придется долго останавливаться на подземных водах склонов Чуйской котловины. Каптаж вод коренных пород или русловых потоков оврагов, сооружение водосборных галлерей в делювиальных отложениях (Буурбай и Пистэ) безусловно могут дать некоторые количества вод для полива небольших площадей, орошение которых поверхностными водами по высотным соотношениям не явилось бы целесообразным. Работы такого рода имеют, однако, чисто местное значение, хотя очевидно, что рациональное водоснабжение многих горных аулов и поселков со временем будет построено именно на этих водах.

Несоизмеримо большее значение играет подземный поток Чуйской котловины, выклинивающийся ниже Токмака. Это учтено для р. Красной, и воды ее питают сооруженный несколько лет тому назад Краснореченский канал, орошающий значительные площади за пределами обследованного района. В связи с существующим каналом и возможностью дальнейшего использования в целях забора новых количеств воды системы Красной изучение ее режима приобретает вполне реальный интерес. Этот вопрос не является, впрочем, самостоятельным и стоит в непосредственной связи с жизнью грунтовых вод притокмакского района.

Замеры Красной и Тукачева арыка у верхней границы зоны выклинивания близ дороги из Токмака в пос. Покровский показывают, что участие сбросных вод в питании Красной ничтожно. Питание поверхностными водами носит случайный характер и приурочено к прорывам вод Чу во время сильных паводков. Имеется, например, указание, что в 1906 году количество воды, поступавшей из Чу, составляло 14.57 куб. м в секунду (1.5 куб. с). Глубина потоков, проходящих по ложбинам Красной, Тукачева и Больничного во время таких прорывов, достигает, по словам местных жителей, 1 м. Нормальное питание Красной нужно отнести таким образом исключительно за счет грунтовых вод. Для выяснения же тех нарушений, какие могут в будущем произойти в расходе р. Красной в результате ирригационных работ, требуется точное знание режима грунтовых вод.

Вопрос о возможности уменьшения расхода р. Красной является в настоящее время весьма актуальным в связи с проектированием Чуйского

строительства, долженствующего в корне перестроить всю систему орошения Чуйской котловины. Обоснованный и практически надежный ответ возможен был бы после проведения хотя бы в течение двух или трех лет стационарного изучения режима грунтовых вод притокмакского района и параллельных гидрометрических наблюдений за поверхностными водами, а также опытных работ по определению фильтрации в выше-расположенных районах как поверхностных, так и поливных вод. Необходимо иметь ввиду, что в случае включения в задачу количественного учета вод, участвующих тем или иным путем в питании подземного потока Чуйской котловины, тем самым поднимается вопрос о необходимости гидрометрии подземных вод, пользующейся методами более сложными, чем гидрометрия поверхностных потоков. Практическое выполнение подобной программы потребует, следовательно, значительных материальных средств.

Выше дана была нами некоторая характеристика питания грунтовых вод. В связи с проблемой возможности уменьшения расхода Красной можно было бы добавить лишь одно соображение. С зоной выклинивания вод в настоящее время связаны процессы накопления болотных отложений — торфа и торфподстилающих глеевых глин. Широкое распространение этого генетического типа в пределах левобережной низины, подвергшейся детальному изучению, на площади не только долины Красной и поймы Чу, но также и надпойменной аллювиальной террасы указывает на то, что процессы торфообразования происходят более или менее равномерно на всем пространстве зоны выклинивания. Принимая среднюю мощность торфяного слоя, достигающую местами до 2 м, равной 0.75 м, и средний годовой прирост торфяной массы — 0.7 мм,¹ можно вычислить, что торфяники обладают свыше чем тысячелетним возрастом. Приведенный расчет является весьма осторожным, можно было бы, пользуясь существующими взглядами, принять для притокмакских торфяников и вдвое больший возраст. Точная хронология в данном случае несущественна. Важно то, что процессы накопления болотных отложений, связанные с подтапливанием грунтовыми водами, имели место задолго до орошения земель поселков Быстрореченского, Орловского и других. Нет оснований думать при этом, что в прежнее время выклинивание грунтовых вод происходило менее интенсивно, чем в наши дни, так как можно, пожалуй, говорить об уменьшении заболоченных площадей, но никак не об их увеличении.

Если все же допустить, что в дальнейшем произойдет уменьшение расхода Красной, ирригаторы смогут усилить питание ее системы путем рационального дренирования причуйской низины. В настоящее время, с одной стороны, значительная часть вод, выклинивающихся на рассматриваемом участке, стекает непосредственно в Чу, с другой стороны, отри-

¹ В. С. Доктуровский. Болота, строение и развитие их. Бендеры, 1915, стр. 47.

цательную роль в питании Красной, как это было отмечено при рассмотрении гидрогеологии района, играют отложения глин и торфа, перекрывающие повсеместно галечники, которые могли бы давать большие количества воды. Косвенным путем дренажные работы послужили бы также к получению пригодных для культуры пространств, на местах заболоченных в настоящее время.

Б. А. ГАВРУСЕВИЧ

К ГЕОХИМИИ КОНТАКТНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ

Летом 1929 года Тянь-шаньской экспедицией Академии Наук СССР, в лице Н. М. Прокопенко и Б. А. Гаврусевича, было совершено большое маршрутное пересечение Центрального Тянь-шаня по следующему пути:¹ отправление из г. Каракола (Пржевальска) по северному склону хребта Терской Ала-тау (южный берег озера Иссык-куль), ущелье и перевал Джуука, ледник Петрова, ущелье и перевалы Ак-бель, Иштык и Мюроджан, р. Ичке-су, ущелье Кайнар, ущелье и перевалы Кизыл-бель и Каракоз, р. Чонг-узенгегуш, ур. Коголя-чап, перевал Кубергенты, р. Каракол, верховья р. Нарына, ущелье и перевал Улан, долина реки Ат-баш, г. Нарын, долина р. Нарына, р. Алабуга, перевалы Макмал и Кугарт и г. Джалал-абад в Ферганской долине.

Во время этого пересечения нами были встречены в хребтах Терской Ала-тау и Чакыр-тау (Борколдой) пегматитовые образования незначительной мощности, с минералами указывающими на некоторое присутствие летучих компонентов в гранодиоритовой магме Центрального Тянь-Шаня.

Несмотря на то, что гранодиоритовые массивы составляют одну из главных частей большего числа хребтов Центрального Тянь-шаня, и казалось бы вполне естественным ожидать, что с этими массивами, прекрасно обнаженными на огромных пространствах, будут связаны пегматиты с различной минерализацией, как это мы имеем в других частях СССР, связанных с гранитной магмой, а в Средней Азии в Алайско-Туркестанских горах (верховья Соха, ущелья Ак-су, Кирк-булак и т. д.), тем не менее приходится констатировать, что гранодиоритовая магма вообще, и в Тянь-шане в частности, довольно бедна минерализаторами. О причинах этого явления мы будем говорить ниже.

В литературе имеются некоторые указания на пегматитовые жилы в этих местах. С. Richarz (15) в работе, посвященной петрографической

характеристике горных пород, собранных Keidel'em, в 1901 году в Центральном Тянь-шане, описывает пегматиты из долины Баян-кол в окрестности Хан-тенгри.

„Die grobkörnigen Pegmatite kommen in verschiedener Ausbildung vor, von denen zwei untersucht werden konnten. Die einen zeigen makroskopisch Orthoklas, mit grossen Biotitblättern. Die mikroskopische Untersuchung ergibt aber ganz dieselben Mineralien, wie sie im Granit vorkommen. Der Biotit ist fast ganz in Chlorit (Pennin) umgewandelt. Orthit ist besonderes häufig und in grossen Kristallen und Zwillingen entwickelt. Dazu kommt auch hier wieder faserig ausgebildeter Prehnit. Die anderen Pegmatite lassen mit blossem Auge grosse rothe Orthoklaskristalle, grosse weisse Quarz-Individuen und Orthit erkennen“ — пишет С. Richarz (15, ст. p. 197).

Аргентов (1), охвативший в своих исследованиях большие пространства Центрального Тянь-шаня в 1909—11 гг., указывает в долине Арпа в хребтах Ак-шийряк и Джаман-даван, сильную турмалинизацию гранита. „В некоторых местах турмалин совершенно вытесняет биотит и в таком случае граниты могут быть названы турмалиновыми“ (стр. 5). Н. Г. Кассин (3) в большой комплексной работе о геологических и гидрогеологических исследованиях в районе озера Иссык-куль, в 1914 году, отмечает присутствие топазов в контактной зоне в ущельи Улахол и пегматитовые жилы в Тегеране у перевала Дуана. Минералогический состав пегматита: микроклин, ортоклаз, олигоклаз, кварц, биотит, мусковит, сфен и циркон. Относительно последних двух минералов нам не ясно, находятся ли они в пегматите — микроскопически или макроскопически. Кроме того Н. Г. Кассин указывает на появление турмалина — шерла и граната в контактных зонах массива Оттук. Наконец Н. М. Прокопенко (6), производивший геологические исследования в Тянь-шане в последние годы, упоминает что в ущельи Ак-су, не доходя Алтын-Арасана (хребет Терской Ала-тау) развиты небольшие пегматитовые жилы, с письменной структурой и магнетитом. Таковы литературные данные.

Нами были обнаружены три места, где наблюдались пегматиты с минералами

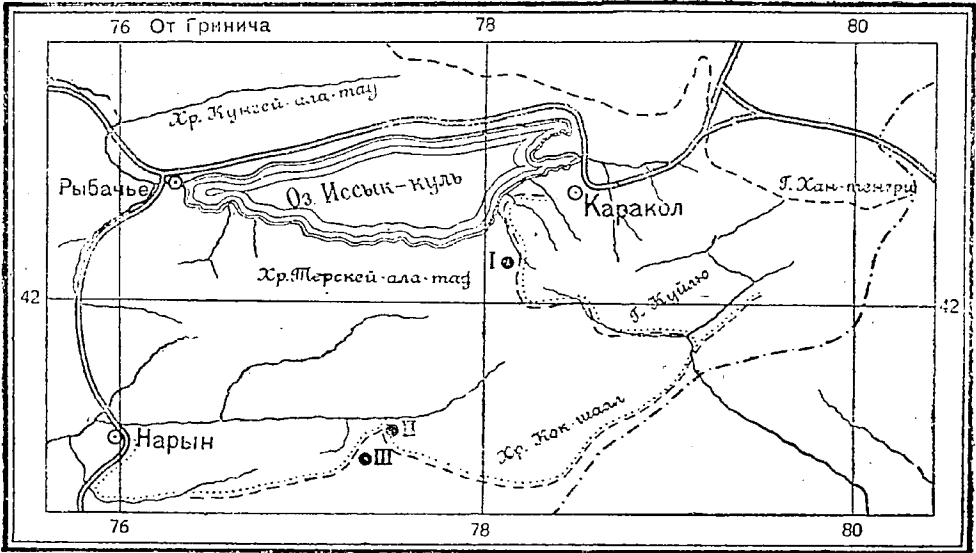
№ 1. Верховья Джуукинского ущелья, не доходя перевала через Терской Ала-тау. Тут среди дикого ущелья, всего засыпанного осыпями, благодаря интенсивному механическому выветриванию, у прекрасного горного озера с голубоватозеленой водой, находится контакт гранодиорита с метаморфизованными сланцами.

Гранодиорит обычного типа, серый, среднезернистый с порфиroidными выделениями белого полевого шпата. В нем наблюдаются ксенолиты темной мелкозернистой породы. Под микроскопом минералогический состав гранодиорита: микроклин-пертит, ортоклаз, плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка, титано-магнетит, циркон и серицит.

Микроклин, большими идиоморфными зернами, с хорошо выявленной решеткой и лейстами пертита.

Данные измерений на Федоровском столике:

$$P \begin{cases} n_g 77^\circ \\ - n_m 15^\circ \quad 2V = -78^\circ \quad n_g - n_p = 0.006 \text{ (метод Верека)} \\ n_p 83^\circ \end{cases}$$



Фиг. 1. Схематическая карта минерализации пегматитов гранодиоритовой магмы центрального Тянь-шаня. Пунктиром указан маршрут экспедиции.

Плагиоклаза немного больше чем К-полевых шпатов. Оптические данные на Федоровском столике дали:

$$B \begin{cases} n_g 79^\circ \\ - n_m 11^\circ \quad 2V = -84^\circ \quad \text{Закон (001) № 24} \\ n_p 87^\circ \end{cases}$$

методом Фуке, угол угасания $\perp MR = -4^\circ$, что говорит о 23% анортита $n > 1,54$. Таким образом плагиоклаз-олигоклаз. Ортоклаза очень мало. Он небольшими зернами.

Биотит большими пластинками с плеохроизмом: $n_g >$ — темнубурый $n_m >$ — светлокоричневый $n_p >$ — зеленый.

Кварц с волнистым угасанием. Роговая обманка встречается в шлифе редко, небольшими выделениями. Циркон с плеохронными оболочками включен в биотите. Серицит образуется как вторичный продукт разложения полевых шпатов.

Метаморфический сланец черный, плотной структуры. Минералогический состав под микроскопом: кварц, биотит и очень редко кордиерит.

Главную массу шлифа составляет кварц, который пронизывается пластинками биотита, ориентированными параллельными полосами. Кварц не имеет очертаний, без трещин и иногда с волнистым угасанием. Биотит идиоморфными пластинками с плеохроизмом:

$$n_g > \text{— темнобурый} > n_m \text{— светлобурый} > n_p \text{— светложелтый} > 1.54$$

В этом сланце очень редко встречается кордиерит. Сланец биотитовый. Кроме того в осыпи *in situ* нами была встречена зеленая амфиболитовая порода.

К большому сожалению, в поле нам не удалось установить взаимоотношений амфиболита к гранитам и сланцам. Повидимому она появилась в результате ассимиляции между гранитом и сланцами. Амфиболитовая порода с выделениями длинных призматических кристаллов зеленой роговой обманки. Под микроскопом следующий состав: роговая обманка, ортоклаз, кварц, пироксен, эпидот и рудный минерал (титано-магнетит?). Роговая обманка составляет основную массу шлифа. Угол спайности (110):(110) = 123°. Наблюдается сильная уралитизация и раздробленность. Часто двойниковая структура. Плеохроизм слабый. $n_g >$ — бурый; $> n_m$ — светлокоричневый, $> n_p$ — сероватожелтый. Угасание $n_g : c = 17^\circ$ — 21° . $n_g - n_p = 0.023$ (метод Верека). Оптически отрицательный.

Ортоклаз иногда в карлсбадских двойниках. Пироксена мало. Он зернами небольших размеров находится внутри роговой обманки. $n_g : c = 59^\circ$ — авгит, несомненно, что тут мы имеем частный случай реакционного ряда установленного N. Bowen'ом (11, 12), пироксен — роговая обманка.

Кроме того роговые обманки в этой породе частично эпидотизированы. Промежутки между описанными минералами заполняются кварцем аллотриоморфной формы.

Таким образом, экзоконтактное воздействие гранодиоритовой магмы при интрузии на окружающие породы, довольно простое. Мы имеем образование биотитового сланца, и некоторую миграцию химических элементов из метаморфизированной толщи.¹ Амфиболитовая порода является ассимиляционным продуктом.

Эндоконтактные явления гранодиоритовой магмы выразились в минерализации гранодиорита около контактной зоны, благодаря изменившимся физико-химическим и термодинамическим условиям. Гранодиоритовая магма в контакте внедряется в сланцы в виде небольшой мощности прожилок и апофиз аплитового характера, обогащенных белой слюдой. Зона контактных изменений гранодиорита достигает нескольких метров.

¹ О миграции химических элементов см. ниже.

В контактной зоне, имеющей аплитовый характер, намечаются более крупнозернистые участки в виде штоков, имеющие своего рода пегматовый характер. Вся контактная зона обогащена белой слюдой, турмалином и др. минералами. Аплит по облику напоминает грейзен, благодаря обогащению мусковитом, но микроскопические исследования не дали оснований говорить о грейзинизации гранодиорита. Рассмотрим теперь минералогию этих эндоконтактных образований.

Полевой шпат. Микроскопически полевой шпат молочнобелого и желтого цвета, размером до 5×5 см. Микроклин большими идиоморфными пластинками без пертита. Иногда двойники по Карлсбадскому закону. Угасания $\perp M = 5^\circ$. $p < 1.54$. Ортоклаза почти столько же как и микроклина. Оптический знак ортоклаза отрицательный. Угасание с плоскостью $P = 6^\circ$. $2V = -67^\circ$. Ортоклаз, как и микроклин, без пертита. Плагиоклаза больше чем калийных полевых шпатов. Плагноклаз прекрасно выражен полисинтетическими двойниками.

Определения на Федоровском столике дали:

$$B \begin{cases} p_z - 80^\circ \\ p_m - 10^\circ \\ p_p - 89^\circ \end{cases} \quad 2V = -81^\circ$$

Манебахский закон. Плагноклаз состава $ab_{74}ap_{26}$ — олигоклаз. Все полевые шпаты носят на себе следы гидролиза, давшего образования мусковита, который маленькими листочками пронизывает всю массу полевых шпатов. Кроме того под микроскопом наблюдается помутнение и частая серитизация полевых шпатов.

Кварц серого цвета, таких же размеров, как и полевые шпаты. Иногда в пустотах выделяются небольшие кристаллики, размером от 3—4 мм до 2 см, по оси Z. Грани этих кристалликов бывают покрыты сеткой из мелких игольчатых кристалликов турмалина-шерла, что придает кварцу очень оригинальный вид.

Слюда. В описываемых образованиях слюда трех видов: биотит, мусковит и очень мало жильбертита. Биотита незначительное количество, в виде небольших пластинок. По оптическим свойствам вполне аналогичен биотиту из гранита. Мусковита очень много. Размер пачек мусковита больше чем всех остальных минералов. Кроме того, под микроскопом, наблюдается огромное количество мелких листочков мусковита, пронизывающих полевые шпаты. Это говорит о сильном гидролизе полевых шпатов, благодаря присутствию большого количества H_2O в виде газа.

$n = 1.61$ (иммерсионным методом). Показатель преломления несколько высок для мусковита. Оптический характер главной зоны — положительный. Мусковит находится в аплитовой зоне, где он представляет более

позднее образование, чем образование самого аплита и в пегматитовой зоне. Жильбертита очень мало, мелкими листочками, и образование его относится к самым последним выделениям.

Турмалин — исключительно шерл, находится в довольно большом количестве. Встречаются призматические кристаллики до 5—10 мм по оси *z*. Призмы турмалина вырастают в полевой штат, и только его головки иногда выходят в кварц. Под микроскопом зеленоватосинего цвета с плеохроизмом и большим показателем преломления. Образование относится к довольно высокотемпературным фазам, около температуры равной 800° (А. Е. Ферсман 10). Интересно отметить некоторую геохимическую особенность, связанную с турмалином. В работе о гранитных пегматитах А. Е. Ферсман говорит о нем следующее: „особенно поразительна фиксация турмалином фазы D большого количества железа, благодаря чему шерл можно рассматривать как специальный поглотитель и очиститель от железа (стр. 358). Эта способность шерла происходит благодаря тому, что В имеет громадное стремление к соединению с Fe. В гранодиоритовой магме ущелья Джуука Fe было незначительное количество, и поэтому для образования турмалина-шерла В вытягивал железо из осадочной толщи. Для Fe тут намечается как бы замыкание первичного геохимического цикла.

Флюорит. Слабофиолетового цвета, иногда бесцветный с прекрасно выраженной спайностью по (100) и редко в зернах грани куба. Под микроскопом зерна флюорита неправильной зубчатой формы, изотропны, с большим показателем преломления. Внутри зерен окраска фиолетового цвета, к краям постепенно переходящая в бесцветную. Флюорит выделяется в виде маленьких прожилок или же заполняет пустоты. Образование флюорита относится к поздним, более низкотемпературным фазам, чем вышеописанные минералы. Момент образования, по видимому, соответствует границе между фазами С и Н (по геохимическим схемам акад. А. Е. Ферсмана), что говорит о температуре образования около 400 С.

Пирит небольшими кристалликами с гранями (100), 5—6 мм в поперечнике выделяется вместе с флюоритом, а иногда и внутри зерен флюорита. Кроме того пирит еще выделяется в маленьких пустотах в кварце. А. Е. Ферсман (10) относит его выделение к границе фаз С и D (температура = 600). Наши данные вполне с этим согласуются.

Гематит, небольшими выделениями, стального, серого цвета, в виде чешуйчатых скоплений, связан с кварцем. Кроме того выше по ущелью, у перевальной точки Джуука, гранодиоритовый массив более кислый и круинозернистый прорезывается большим количеством мелких кварцевых жил с гематитом, магнетитом и пиритом. Интересно отметить, что акад. А. Е. Ферсман (8) для восточной части острова Эльбы, указывает, что магнетит является псевдоморфозой по гематиту. Возможно, что и тут мы имеем аналогичное явление. Кроме того А. Е. Ферсманом там же указывается парагенезис для гематита; кварц, пирит, каолин. У нас отсут-

ствуует только каолин. Несомненно, что описываемые нами образования, имеют аналогичные генетические условия, как на острове Эльбе.

Лимонита очень мало, и он является продуктом окисления гематита, магнетита и пирита. Генетический процесс образования лимонита чисто гипергенный, не имеющий никакой связи с процессом образования описываемых нами минералов.

Микроскопически были также встречены следующие минералы: циркон, сфен, рутил, кальцит и кордиерит.

Таким образом минералогия этих образований довольно бедная.

На основании изучения парагенезиса этих минералов нами была составлена геохимико-генетическая схема (фиг. 2).

Описанные нами *sui*

generis пегматитовые выделения гранодиоритовой магмы в ущельи Джуука образовались в результате контактного соприкосновения гранодиоритовой магмы с осадочной толщей. Вследствие этого произошло, во-первых, изменение физикохимических условий кристаллизации гранодиоритовой магмы, как-то: понижения температуры и давления и некоторое изменение состава компонентов магмы. Это изменение физикохимических условий привело к тому, что в контактной зоне произошло быстрое застывание остаточного расплава гранодиорита в аплитовидную породу с участками пегматита, где концентрировались немногочисленные летучие компоненты гранодиоритовой магмы.

Благодаря контактными процессам из осадочной толщи в магматическую зону мигрировал Са, давший в аплите гораздо большее количество плагиоклаза, с более высоким содержанием молекулы анортита в плагиоклазе, по сравнению с гранодиоритом.

В образовании минералов эндоконтактной зоны мы намечаем два генетических этапа, относящихся к общему постмагматическому процессу, который в данном случае проявился только в виде этих двух этапов.

1) Высокотемпературный фазы В, С по А. Е. Ферсману, (10) эпигматический. В этом этапе образуются полевые шпаты, кварц, биотит, турмалин-шерл и мусковит. Для этого этапа характерными элементами являются В и Н₂О. Образование этого этапа можно отнести к пегматитам

| ФАЗЫ | ПАГМАТ | ЭПИМАГМАТ. ЭПИМ. ПЕГМАТ. | | | ПНЕВМАТОЛИТИЧЕСКАЯ ПЕГМАТОИДН. НАДКРИТИЧ. | | | ГИДРОТЕРМ | | ГИПЕРГ. |
|-------------|--------|-----------------------------|---|------|--|------|---|-----------|---|---------|
| | А | В | С | Д | Е | Г | Н | К | Л | |
| ПОЛЕВ. ШПАТ | 1100° | 800° | | 600° | | 500° | | 400° | | 100° |
| КВАРЦ | | | | | | | | | | |
| БИОТИТ | | | | | | | | | | |
| МУСКОВИТ | | | | | | | | | | |
| ТУРМ. ШЕРЛ | | | | | | | | | | |
| ПИРИТ | | | | | | | | | | |
| ФЛЮОРИТ | | | | | | | | | | |
| ГЕМАТИТ | | | | | | | | | | |
| МАГНЕТИТ | | | | | | | | | | |
| ЖИЛЬБЕРТИТ | | | | | | | | | | |

Фиг. 2. Геохимико-генетическая таблица пегматитов ущельи Джуука.

линии скрещения („Nebenlinie“) А. Е. Ферсмана (13), к типу плагиоклаз-шерл пегматитам.

2) Низкотемпературный — начало гидротермального конца фазы G и начало фазы H по А. Е. Ферсману (10). В этот этап идет образование флюорита, пирита и магнетита. Очень интересным и совершенно новым для пегматитов вообще, но в то же время характерным для Центрального Тянь-шаня, является выделение магнетита при низких температурах. Характерно также, что в этот этап выделяются рудные минералы железа, как в виде окислов, так и сульфидов. Этот этап является несомненно маленькой фазой пегматитового процесса чистой линии.

№ 2. Река Каракол. Хребет Чақыр-тау. В нижнем течении р. Каракол, на правой стороне ущелья, несколько выше устья р. Ачах-таш, интрузия изверженных пород в сланцы и известняки. Сверху вниз по течению схема обнажения такова. Сначала идут роговики согласно пластующиеся с мрамором. Мощность пластов до 5 см. Ниже инъекционные гнейсы („Ädergneis'ы“), которые постепенно переходят в черную рогово-обманковую породу ассимиляционного типа. Затем идет осыпь, и после нее роговики с простиранием $NO - 60 - 70^\circ$, стоящие на головах, и тальковые сланцы, в которых проходит жила черной изверженной породы мощностью 0.5 м. За сланцами идут белые с синеватыми полосками мраморы, затем сланцы и изверженные породы (повидимому эвтакситы), с переходными инъекционными и ассимиляционными зонами. В мраморе проходит турмалиновая жилка. Около контакта с ней мрамор делается плотным, несколько силифицируется и обогащается Fe (розоватобурая окраска). Сама кварцево-турмалиновая жила мощностью до 15 см состоит из кварца белого цвета, очень хрупкого, и турмалин-шерла, пронизывающего игловидными кристаллами всю массу кварца. Микроскопически в кварце наблюдаются иглы рутила. Несомненно, что первоначально эта жилка имела аплитовый характер. Затем под влиянием летучих компонентов, главным образом В и H_2O , произошло полное разложение полевого шпата и образование турмалина-шерла. Подобные образования описаны М. А. Усовым (7) из массивов Коджар и Уланкол в Джунгарии. М. Усов называет их пневматолитами. Н. Rosenbusch (18) включает такие образования в категорию „gangfolge“. По классификации А. Е. Ферсмана? (3) мы относим их к пневматолитам („Pegmatit mit Überschug an pneumatolytischen Stoffen) и № типа этих образований будет 14 („mit viel H_2O Starke und frühzeitige Hydrolyse der Feldspäte“).¹

№ 3. Слияние рр. Кок-джар и Улан. Хребет Чақыр-тау. Здесь находятся образования, которые можно назвать пегматитами в полном смысле. Схема обнажений тут такова. Хлоритовые сланцы, метаморфизованные песчаники и гнейсы образуют правое крыло антиклинальной складки с простиранием $-70^\circ - 0^\circ$. Согласно с ними проходят пегмати-

¹ См. А. Е. Ферсман (13), стр. 71.

товые жилы, до 2 м мощностью. В контакте с пегматитом иногда находится черная мелкозернистая, амфиболитовая порода.

Пегматиты беловаторозового цвета с хорошо выраженным зонарным строением. В зальбандах аплит, затем пегматитовый гранит с письменной структурой и середина жил заполняются серым кварцем, с небольшими пустотками, стенки которых разъедены. В пустотках свободно выделяются мелкие кристаллы эпидота, кварца и магнетита. Минералогия этих жил следующая.

Полевые шпаты в этих пегматитах, микроклин, ортоклаз и плагиоклаз. Полевые шпаты белого и розового цвета и размер их достигает 10×15 см. Интересно отметить, что наблюдается закономерное распределение окраски полевых шпатов с зонарностью пегматитов. Полевой шпат белого цвета связывается с аплитом и зоной больших выделений турмалина. Розовый полевой шпат связан с зоной письменного гранита (образование эвтектика). Под микроскопом наблюдается сильная деформация полевых шпатов — волнистое угасание, раздробленность и изогнутие двойниковых полос. Кроме того во время пегматитообразования полевые шпаты были подвергнуты гидролизу, о чем говорит огромное количество мелких пластинок белой слюды, сплошь пронизывающих полевые шпаты. Относительно моментов выделения тех или других полевых шпатов мы установили, что ортоклаз и плагиоклаз (последний, к сожалению, нельзя было определить на Федоровском столике, благодаря сильной деформации) выделяются раньше микроклина. Тут некоторое отличие от образований Джууки, где эти полевые шпаты выделяются одновременно.

Кварц светлосерого цвета, сохраняет во всех зонах свою окраску. Большие выделения кварца с пустотами находятся в центре пегматитовых жил. В пустотах иногда выделяются мелкие кристаллики кварца. Под микроскопом наблюдается, что кварц в центральных частях жил сильно деформирован, разбит трещинами и имеет волнистое угасание. Кроме того в этих же зонах кварц имеет сильно разъединенное очертание и очень много включений.

Эти включения являются вторичными, и их образование несомненно происходило так же, как описывает этот процесс в своей работе, специально посвященной вторичным включениям Г. Леммлейн (17):

„Die Bildung von Brüchen in pyrogenem Quarz und ihre nachträgliche Heilung unter Entstehung, von sekundären Flüssigkeitseinschlüssen stelle ich mir folgendermassen vor: in der intratellurischen Phase wurden Gasbläschen während des Wachstumsprozesses vom Quarzkristall mit Glass umschlossen. Nach der Effusion würde die Temperatur niedriger und somit trat die Erstarrung des Magmas ein; danach folgte bei der weiteren Erniedrigung der Temperatur gegen 575° die Inversion der hexagonalen Modifikation des β -Quarzes. Diese Umwandlung, die eine Veränderung des Raumgitters und des Volumens im gefolge hat, ist nach der Meinung von A. E. Fersman die Ursache der Gleitung und der Brüche in pyrogenen Quarzen. Wenn in der

Reiche der postvulkanischen Prozesse eine hydrothermale Phase folgt, werden die überall durchdringenden Lösungen in die Risse eindringen und diese heilen“ (с. 253).

Кроме того Г. Леммлейн (17) указывает, что: „In grossen Kristallen aus hydrothermalen oder Pegmatitgängen kommen oft geheilte Risse mit Einschlüssen vor, die nicht nach einem Prisma oder Rhomboeder, sondern nach einer beliebigen Fläche verlaufen, die keiner Wachstumsform des Quarzes nahe steht“ (с. 254).

В деформированных кристаллах кварца из пегматитов Мадагаскара А. Lacroix (16) наблюдал также множество расположенных рядами жидких включений и эти включения, а также деформацию он считал вторичным процессом.

Слюды в описываемых пегматитах находятся в очень небольшом количестве в виде биотита и джильбертита. Момент их образования соответствует тому, который дается акад. А. Е Ферсманом (10).

Турмалин-шерл находится в виде двух генераций. Первая генерация соответствует фазе В¹ и турмалин тут выделяется в виде мелких игольчатых кристалликов. Образование турмалинов второй генерации происходило в фазу С, где турмалин выделяется крупными кристаллами с размером по оси до 4—5 см и поперек до 2—3 см. Турмалин второй генерации заключен в кварце центральной части жил.

Гранаты коричневого цвета, выделениями 5 см (сплошной массой) без кристаллических граней, связаны с кварцем. Граниты, повидимому, — гессониты. На это указывает и парагенезис с эпидотом и хлоритом. Подобный парагенезис отмечает С. Hintze (14) для местности Alathal в Пьемонте и Г. Лебедевым (5) для Kemnitz'a в Силезии и Ахматовской копи на Урале.

Хлорит темнозеленого цвета, скоплениями мелких кристаллических пластинок, момент выделения соответствует приблизительно фазе С.

Роговая обманка черного цвета лучистыми скоплениями игольчатых кристалликов.

Под микроскопом наблюдается уралитизация, пятнистое угасание, изогнутые трещины спайности, раздробленность. Сильно выявленный плеохроизм. Ng — синеватозеленый > Nm — зеленый > Nr желтоватосерый, угол угасания Ng: С = 12°. Оптический знак главной зоны отрицательный —. В роговой обманке внутри находятся небольшие зерна пироксена, иногда с слабым плеохроизмом эпидота. Образование роговой обманки шло согласно реакционному ряду N. Bowen'a (11, 12).

Эпидот светлозеленого цвета маленькими призматическими кристалликами, или скоплениями таких кристалликов выделяется 1) вместе с гранатом и 2) в небольших, миаролитового типа, пустотках, в центральной части пегматитовой жилы, вместе с мелкими кристалликами сероватобелого кварца и магнетитом.

¹ См. А. Е. Ферсман (10).

Магнетит маленькими, хорошо образованными, октаэдрами (III). Сильно магнитный. Выделяется совершенно необычно для себя в миаролитовых пустотках, сверху кристалликов кварца и эпидота.

Момент выделения магнетита в пегматитовых жилах обычно происходит в магматическую или эпимагматическую фазу, и нигде в литературе нет указаний на образования магнетита в более поздние фазы, как это имеется в описываемых нами пегматитах хребта Чакыр-тау.

Железо-титанистый минерал плотного строения, стальносерого цвета прорезывает кварц жилками до 2 см мощностью. На магнитную стрелку не действует, но сильный электромагнит его притягивает. Качественные опробования, произведенные К. А. Ненадкевичем, дали Fe и Ti.

Черта слегка красноватая, что не дает нам основания считать этот минерал титанистым железняком. Более верным будет считать этот минерал псевдобрукитом или арканзитом (смесь титанистого железняка с псевдобрукитом).

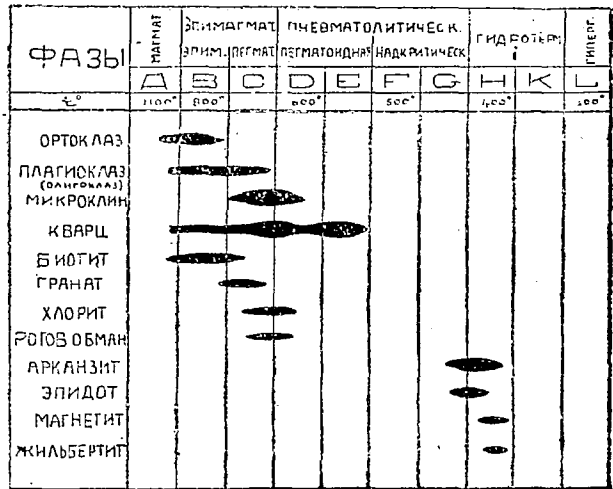
Этот минерал выделяется в фазу F или G, т. е. температура образования ниже 500°.

Микроскопически были встречены: сфен, циркон и пироксен.

На основании изучения парагенезиса минералов пегматитовых жил рр. Кокджара и Улана нами была составлена геохимическая таблица (фиг. 3).

Пегматиты рр. Кокджара и Улана являются типичными контактными образованиями гранодиоритовой магмы, ворвавшейся в осадочную толщу мощной послонной инъекцией. В этих пегматитах очень хорошо выражены процессы застывания чистой линии пегматитового расплава с влиянием боковых стенок, давшие в пегматитах контактные минералы: гранат и роговую обманку.

Для минералов этих пегматитов, также как и в ущельи Джуука, намечаются два генетических этапа: 1) высокотемпературный — фазы B, C и частично D, характерный выделениями B и образованием контактных минералов, вследствие миграции Ca и Mg из боковых стенок в пегматитовый расплав и 2) низкотемпературный — фазы H, J, K, характерный выделением кварца и рудных минералов. Этот этап напоминает собой процессы образования альпийских жил. Характерными элементами



Фиг. 3. Геохимико-генетическая таблица пегматитов ущ. Улан.

для пегматитов рр. Кокджар и Улан являются: В, Ti, Fe, Ca и Mg. Тут некоторое различие от минерализации ущелья Джууки, выражающееся в отсутствии F и S и присутствии Ti.

Таким образом состав контактных пегматитов Центрального Тянь-шаня выражается следующими химическими элементами: O, Si, Al, K, Na, Ca, Mg, Fe, B, F, S, Ti, H, Th и TR. Геохимическая роль этих элементов в общем незначительна, особенно летучих компонентов, кроме фтора. Роль некоторых чрезвычайно интересна, как, например, железа.

Разобьем указанные элементы на геохимические группы с характеристикой радиуса геона и типа атома.

1. Элементы остаточного, определяющие основные эвтектические линии O, Si, K, Na, Al.

2. Элементы прото и-мезокристаллизации по тем или иным причинам перешедшие из магмы в остаточный расплав, и кроме того частично мигрирующие из боковых стенок Ca, Mg и Fe.

3. Летучие компоненты и тяжелые металлы:

| | Радиус иона | Тип атома |
|----|-------------|-----------|
| B | 0.20 | 4q + 3 |
| F | 1.33 | 4q + 3 |
| S | 0.34 | 4q + 3 |
| H | 1.27 | 4q + 1 |
| Ti | 0.64 | 4q |

Таким образом преобладают элементы типа атома 4q + 3 и радиусы ионов средних чисел, хотя встречаются и маленьких радиусов ионы.

4. Элементы, рассеянные в магме и концентрирующиеся в пегматитовом расплаве:

| | Радиус иона |
|----|-------------|
| Th | 1.10 |
| TR | 0.99—1.22 |

Эта группа играет совершенно незначительную роль в гранодиоритовой магме Тянь-шаня и поэтому нельзя ожидать скоплений редкоземельных и ториевых минералов.

Геохимически характеризующими и выражающими геохимическую специфичность пегматитов Тянь-шаня являются элементы второй, третьей и четвертой групп. Рассмотрим геохимию каждого элемента указанных групп отдельно.

1. Кальций и магний выделяются только на протяжении фаз В, С и D. В эти фазы Ca входит в состав плагиоклаза Mg состав биотита. Появление роговой обманки в фазу С происходит благодаря миграции Ca и Mg из боковых стенок.

Железо. Его геохимическая роль в контактном процессе очень интересна. В первый этап образования пегматитов (фазы В, С и D)

железо входит в незначительном количестве в состав турмалина-шерла, биотита, хлорита и роговой обманки. Выделение железа в этих минералах обычное для пегматитов. Во второй этап — в гидротермальные фазы — железо выделяется в виде трех соединений Fe_3O_4 (магнетит), Fe_2O_3 (гематит) и FeS_2 (пирит). Характер этих выделений соответствует вполне характеру образования альпийских рудных жил. Возможны большие скопления железа в этом процессе в виде, как магнетита, так и гематита (тип месторождений может быть аналогичен месторождениям острова Эльбы и т. д.).

Интересно было бы под этим углом зрения посмотреть месторождения магнетита в Центральном Тянь-шане.

3. Бор. В пегматитах Тянь-шаня выделяется только в виде турмалина-шерла в фазы С и начало D. Выделение это незначительно, хотя вообще бор является повсеместно присутствующим в пегматитах Тянь-шаня и очень характерным элементом гранитной и гранодиоритовой магм Средней Азии.¹

4. Фтор является более интересным и более важным элементом чем бор. Его выделение идет в гидротермальные фазы, при чем, кроме пегматитов, он накапливается довольно мощными жилами флюорита в контактах. Флюорит прекрасного качества.

5. Сера, водород и титан играют совершенно незначительную роль.

6. Редкие земли и торий, как элементы рассеяния, играют маленькую роль, накапливаясь иногда в виде ортита в пегматитах.

Таким образом геохимический анализ пегматитов Центрального Тянь-шаня дает возможность указать, что поиски полезных ископаемых в продуктах постмагматических процессов гранодиоритовой магмы должны идти по линии изучения железа и флюорита (фтора) и эти полезные ископаемые наверно дадут большие скопления, возможные для промышленного использования.

На основании всего вышеизложенного, а также и литературных данных, мы приходим к следующим выводам о минерализации гранодиоритовой магмы Центрального Тянь-шаня, при чем некоторые из них являются общими выводами для гранодиоритовой магмы.

1. Пост-магматический процесс гранодиоритовой магмы в Центральном Тянь-шане, в частности пегматитовый, идет по тем же линиям и законам как и гранитный.

2. Минерализация гранодиоритовой магмы в Центральном Тянь-шане очень незначительна. Повидимому, вообще гранодиоритовая магма не может быть сильно минерализована. Причина этого явления несомненно лежит в тех физико-химических и петрогенетических условиях, благодаря которым шло образование гранодиоритовой магмы.

3. В гранодиоритовой магме Центрального Тянь-шаня можно заметить присутствие следующих элементов, часть которых является лету-

чими компонентами: В, F, S, Ti, H, Th и TR, но геохимическая роль этих элементов совершенно незначительна.

4. Самым распространенным из летучих компонентов гранодиоритовой магмы Центрального Тянь-шаня является соединение бора и выделение его минералов, приурочиваются к контактам, где создавались благоприятные для этого физикохимические и температурные условия, способствующие также миграции Fe из метаморфических тел, который вместе с В образовывали турмалин-шерлы. Бор является самым характерным летучим компонентом гранодиоритовой магмы.

5. Несколько меньшую роль играет F, при чем главным образом он выделяется в виде флюорита в контактах с гранитами и гранодиоритами в метаморфизированных толщах. Например мы наблюдали довольно мощную жилу белого флюорита в ущельи Джеты-огуз, в хребте Терской Ала-тау. Очень мало флюорита выделяется в пегматитовых образованиях гранодиоритовой магмы (напр. ущелье Джуука).

6. Небольшую и чисто локальную роль играет H_2O , гидролизировав полевые шпаты.

7. В образовании минералов пегматитовых жил гранодиоритовой магмы Центрального Тянь-шаня намечаются две генетические фазы: 1) высокотемпературная — фаза В и начало D по А. Е. Ферсману (10). Характерные минералы, породообразующие пегматит, полевые шпаты, слюды и кварц, турмалин-шерл и контактные минералы; 2) низкотемпературные фазы и H J и K, характерные рудными процессами — образованием окислов и сульфидов Fe и Ti. Аналогичны процессу образования рудных альпийских жил.

8. Мигрирующими элементами из осадочной толщи в гранитную являются Fe, Mg и в очень малой степени Ca.

9. Минерализация гранодиоритовой магмы Центрального Тянь-шаня приурочивается исключительно к контактам.

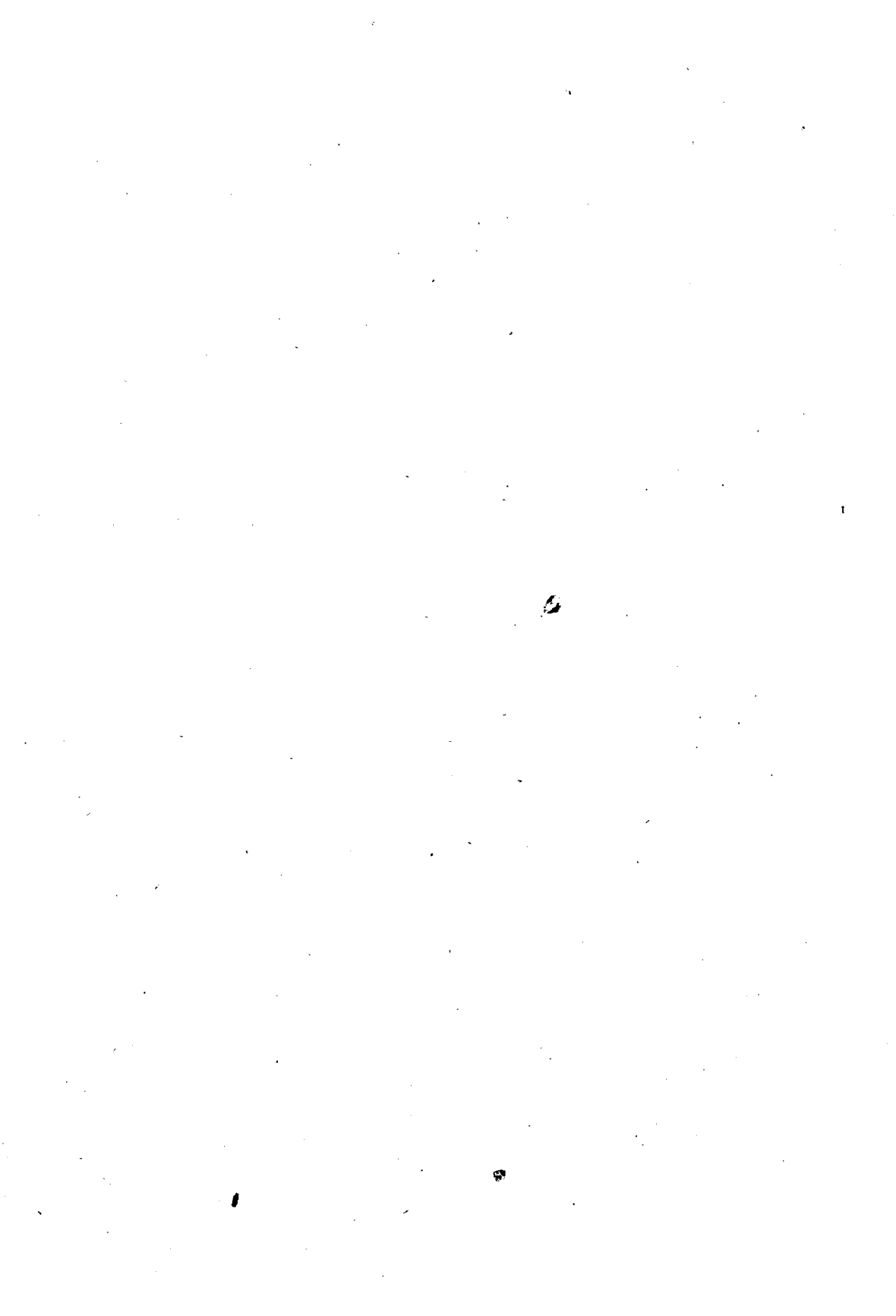
Сравнивая минерализацию гранодиоритовой магмы Центрального Тянь-шаня с минерализацией гранитной магмы в Западном Памире и Алае, которая изучалась в 1928 году А. Н. Лабунцовым (4) и мной в 1930 г.¹ можно отметить, что в Западном Памире и Алае тоже главным и характерным летучим компонентом является В, но кроме того большую геохимическую роль играют H_2O , В и Li.

Несомненно минерализация в Западном Памире и Алае значительно богаче, чем в Центральном Тянь-шане.

¹ См. Б. А. Гаврусевич (2).

Литература

1. Аргентов, К. И. О геологических исследованиях в Семиреченской области в 1909 г. (предварительный отчет). Горн. журн. 1911, I, стр. 5.
 2. Гаврусевич, Б. А. Материалы к минералогии гранитных пегматитов верховьев р. Ляпьяка. Тр. Памирск. эксп. АН в 1930 г., вып. 4.
 3. Кассин, Н. Г. Гидрогеологические исследования, произведенные в бассейне Иссык-куля (Семиречинск. обл. Пржевальск. у.). Изд. Отд. зем. улучш. Гидрогеологич. иссл. в степн. обл. П., 1915.
 4. Лабунцов, А. Н. Геолого-минералогические исследования на Западном Памире. Труды Памирск. эксп. АН в 1928 г. Л., 1930, стр. 9—21.
 5. Лебедев, Г. Учебник минералогии. П., 1907.
 6. Прокопенко, Н. М. Термальные источники среднего и восточного Тянь-шаня. Мат. Ком. эксп. Иссл. АН. 1930, в. 30.
 7. Усов, М. А. Пограничная Джунгария. Описание горных пород. Томск, 1911.
 8. Ферсман, А. Е. Материалы к минералогии о-ва Эльбы. М., 1909.
 10. Ферсман, А. Е. Пегматиты и их научное и практическое значение, т. I. Гранитн. пегматиты. Акад. Наук СССР, 1931.
 11. Bowen, H. The reaction principle in petrogenesis. J. of G. 1922, 30.
 12. Bowen, H. The behavior of Inclusions in igneous magmas. J. of G. 1922, 30.
 13. Fersmann, A. Ueber die geochemische-genetische Klassifikation der Granitpegmatite. Miner. und Petrogr. Mitt. Leipzig, 1931, B. 41, H. I.
 14. Hintze, C. Handbuch d. Mineralogie. 1897, B. 2, H. I.
 15. Keidel, X, und C. Richarz. Ein Profil des nördlichen Teil des Zentralien Tian-Schan, Abhandl. d. K. Bayerich. Acad. d. W. B. 23, S. 27—148.
 16. Lacroix, A. Sur les deformations subies par les cristaux de quartz des filons de Pitourles-en-Lordat (Ariège). Bl. Min. Franc. 1891, vl. 14.
 17. Lemlein, C. Sekundäre Flüssigkeitseinschlusse in Mineralien. Z. f. Kr. 1929, B. 71, H. 3.
 18. Rosenbusch, H. Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 1887.
-



Н. Г. КОНЦЕВИЧ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКАХ ХРЕБТА
ТЕРСКОЙ АЛА-ТАУ

Термы хребта Терской Ала-тау были известны издавна как обладающие целебными свойствами, в особенности те из них, которые расположены среди прекрасной альпийской природы, вблизи города Каракола. На некоторых из них возведены небольшие постройки и устроен примитивный каптаж.

Впервые все термы хребта Терской Ала-тау подробно описал и наметил их возможный генезис Н. М. Прокопенко в своей сводной работе „Термальные источники Среднего и Восточного Тянь-шаня“.¹ Желая изучить вопрос о промышленном значении газовых струй связанных с термами, Геолого-разведочное бюро газовых месторождений послало в 1931 г. в Каракольский район две партии.

Буровая партия производила работы по глубокому бурению на Аксуйских и Джеты-огузских источниках, поисковая партия занималась опробованием спонтанных газов всех известных источников и производила широкие геолого-поисковые работы на северных склонах хребта Терской Ала-тау и на южном берегу озера Иссык-куль. В связи с этим автору статьи удалось посетить все известные термы этого района, собрать пробы вод и газов, произвести наблюдения над режимом источников, сделать глазомерные съемки и, наконец, зафиксировать впервые некоторые группы термальных источников неизвестных до сих пор в литературе (Алтын-арасан-северный, Уч-кайнар, Арабель). В план работ поисковой партии не входило обследование курортов Ак-су и Джеты-огуз, на которых вела работы буровая партия, описания этих источников я не привожу.

В орографическом отношении район работ представляет горную область с юга ограниченную хребтом Терской Ала-тау, вытянутым в широтном направлении. К северу от осевой части он переходит в котловину озера Иссык-куль через ряд предгорий и продольных долин того же широтного направления, с низшими гипсометрическими отметками.

¹ Н. М. Прокопенко. Термальные источники среднего и восточного Тянь-шаня. Сб. Материалы по геологии и геохимии Тянь-шаня, ч. I, Мат. ком. эксп. исслед. Акад. Наук СССР, сер. Киргизская, вып. 30, 1930, стр. 3—108.

Многочисленные речки секут хребет перпендикулярно, в меридиональном направлении, вскрывая вкрест простирания горные породы, слагающие хребет.

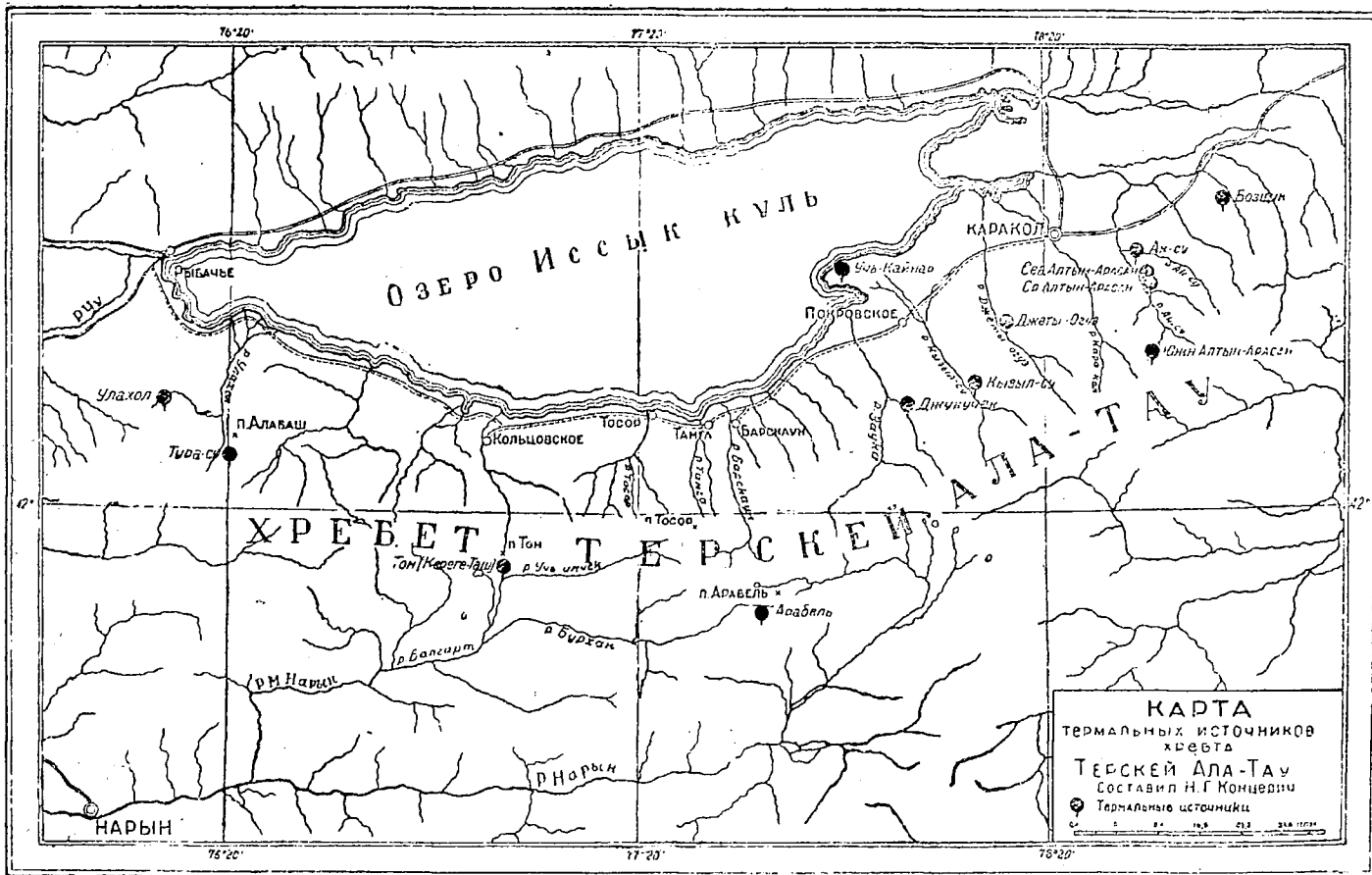
Геологические образования, изученные для Иссык-кульского района Н. Г. Кассиным¹ тянутся в общем параллельно направлению главного хребта и состоят из чередующихся полос изверженных и осадочных пород. В осевой части хребта распространены метаморфические сланцы, граниты и гранитогнейсы. К северу они сменяются осадочными породами, иногда заключающими интрузии гранитов. Ближе к озеру Иссык-куль получают развитие мезозойские, мало измененные породы, которые у озера покрываются рыхлыми соленосными и ледниковыми отложениями. Изверженные породы представлены, главным образом, гранитами, гранодиоритами, диоритами, аплитами, метаморфические — различными кристаллическими сланцами, осадочные — палеозойскими, мезозойскими, третичными и послетретичными отложениями.

Термальные источники вытекают из различных пород, в большинстве случаев из гранитов и гранодиоритов. Приуроченности терм к каким-нибудь определенным породам не замечено. Тектонические трещины, по которым совершается движение термальных вод геологически не прослежены и о их количестве, направлении и о приуроченности к ним отдельных групп терм в настоящий момент можно говорить только предположительно. Термальные источники не все газированы, так как выходы газа можно фиксировать только в том случае, когда последние проходят через воду или какую-нибудь другую жидкую среду. Для установления газопроявлений не газифицирующихся источников необходимы некоторые горные работы, позволяющие затопить водой большое пространство у грифонов. Исходя из этих соображений можно предположить для района наличие сухих выходов газа по тектоническим трещинам. Однако, таких сухих газовых струй нами не зафиксировано. Истечение газов в грифонах терм также невелико. Из 13 уже известных источников только у 8 констатированы газопроявления (Бозшук, Ак-су, Алтын-арасан-средний, Джеты-огуз, Кызыл-су, Джукучак, Уч-кайнар, Тон).

ОПИСАНИЕ ИСТОЧНИКОВ

Источники Бозшук (42°33' сев. шир., 78°47'38" вост. долг. от Гринича; рН, л. 12 двухверстной карты Туркестана; абс. выс. 2143 м) расположены в 36 км к В от города Каракола, на левой стороне долины р. Бозшук, в расстоянии около 0.5 км от берега реки. Проехать на источники из г. Каракола довольно легко — проселочной дорогой в телеге доехать до села Бозшук (бывш. с. Валериановское) и затем свернув в долину р. Бозшук по левой стороне долины на той же телеге добраться

¹ Н. Г. Кассин. Гидрогеологические исследования, произведенные в бассейне оз. Иссык-куль в 1914 г. Изд. отд. зем. улучш. Гидролог. исслед. в степных обл., 1915, № 5, 268 стр.



Фиг. 1. Карта терм хребта Терской Ала-тау.

до самих ключей. От с. Боззук до источников 7.5 км. На картах эти ключи не отмечены.

Источников всего четыре — они образуют две группы: в одной из них грифон № 1, в другой грифоны №№ 2, 3 и 4. Расстояние между группами ключей равно 280 м. Грифон № 1 выбивается из наносов, имеющих в долине р. Боззук широтное распространение и большую мощность, в непосредственной близости с коренными обнажениями гранитов. В наносах вырыта яма, где и собирается вода. Однако, этой природной ванной никто не пользуется. Грифоны №№ 2, 3 и 4 выходят ниже на той же левой стороне долины (они расположены по линии СВ 65°) на горизонтальной площадке длиной 40 м, шириной 8 м, на правой стороне ручья, впадающего в р. Боззук. Площадка примыкает к крутому склону, состоящему из желтоватой глины и мелкого песка с неокатанными валунами гранита. Вся площадка заболочена водами холодных источников, вытекающих на склоне, выше теплых ключей. У грифона № 2 вырыта в наносах большая яма, обложенная вокруг камнями. В этой яме (ванне) купаются киргизы. У грифонов №№ 3 и 4 устроены также ванны, но они не глубоки и воды их имеют невысокую температуру — ими не пользуются. Невысокая температура грифонов Боззук объясняется разбавлением их холодными водами, циркулирующими в наносах (табл. 1).

Все грифоны Боззук слабо газированы; в источниках №№ 2, 3 и 4 редкие пузырьки газа выделяются периодически, через 3—5 минут. Ключ № 1 пульсирует по всей площади ванны почти непрерывно, то в одном, то в другом месте поднимается группа пузырей.

В месте выхода источников обе стороны долины р. Боззук сложены роговообманково-биотитовыми гранитами. Граниты тянутся вверх по течению р. Боззук примерно на 5 км, после чего прерываются кварцитами. Граниты меняют свой состав и ближе к кварцитам заслуживают уже название гранодиоритов и кварцевых диоритов, с уклоном в сторону кварцевых монзонитов. В 0.5 км ниже по течению реки граниты заканчиваются контактируя с известняками. Пласт известняка мощностью 20 м поставлен на голову, что особенно хорошо видно на правой стороне р. Боззук. Пласт имеет простирание ЮЗ 243—245°. В 112 м ниже по течению реки выступает пласт песчаника мощностью 50 м, падающий к ЮВ 156° ∠ 71°. С левой стороны долины известняк был встречен в 3 км от берега реки, но имел другие элементы залегания: падение его здесь к ЮЗ 230° ∠ 25°. Таким образом пласты известняка правой и левой стороны р. Боззук на расстоянии 3 км меняют элементы залегания, располагаясь почти перпендикулярно друг к другу, очевидно здесь имеет место разлом. Возраст известняка по аналогии с Ак-су, вероятно, карбонный. Выходы термальных источников Боззук, повидимому, связаны с трещинами разлома.

Дебит воды источников Боззук следующий: грифон № 12.1 л/с, № 20.3 л/с и № 40.02 л/с. Суммарный дебит воды 4 грифонов равный 3.22 л/с (278 208 л в сутки) является преуменьшенным по отношению

к действительному. К термам примешиваются холодные грунтовые воды, поэтому измерения дебита воды произведены для более или менее обособленных теплых грифонов.

Температура источников Боздук¹

Таблица 1

| №№ источников | 1 9 3 1 г. | | | | | | |
|----------------------|------------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|
| | 7 авг. | 8 авг. | 9 авг. | 10 авг. | 11 авг. | 12 авг. | 13 авг. |
| t° воздуха | 13.5 | 17.0 | 9.8 | 12.4 | 12.6 | 11.6 | 10.2 |
| Ключ № 1 | 27.8 | 27.0 | 25.5 | 26.0 | 26.2 | 26.0 | 25.8 |
| „ № 2 | 27.2 | 25.2 | 26.2 | 27.2 | 27.6 | 27.4 | 26.5 |
| „ № 3 | 28.0 | 26.5 | 26.8 | 26.5 | 26.4 | 27.0 | 26.7 |
| „ № 4 | 28.0 | 25.8 | 26.4 | 25.8 | 26.0 | 26.1 | 25.0 |
| t° воздуха | 22.2 | 21.5 | 19.5 | — | 23.0 | 22.5 | 17.0 |
| Ключ № 1 | 29.8 | 29.4 | 29.0 | — | 28.5 | 27.5 | 27.3 |
| „ № 2 | 29.2 | 28.2 | 28.2 | — | 28.5 | 28.6 | 28.5 |
| „ № 3 | 29.5 | 29.5 | 29.4 | — | 28.9 | 29.1 | 29.1 |
| „ № 4 | 29.3 | 29.0 | 29.0 | — | 27.8 | 27.2 | 29.0 |
| t° воздуха | 14.6 | 14.2 | 11.4 | 16.2 | 17.0 | 14.6 | — |
| Ключ № 1 | 28.2 | 27.2 | 26.6 | 28.2 | 27.0 | 26.4 | — |
| „ № 2 | 25.2 | 26.0 | 27.5 | 29.0 | 28.1 | 27.5 | — |
| „ № 3 | 27.4 | 26.5 | 29.6 | 29.7 | 29.2 | 28.1 | — |
| „ № 4 | 27.4 | 26.2 | 28.0 | 25.4 | 28.7 | 26.5 | — |

Температура воды всех ключей повышается на 1—2° в полдень постепенно падая к вечеру. Вода источников Боздук на вкус пресная, прозрачная, без запаха.

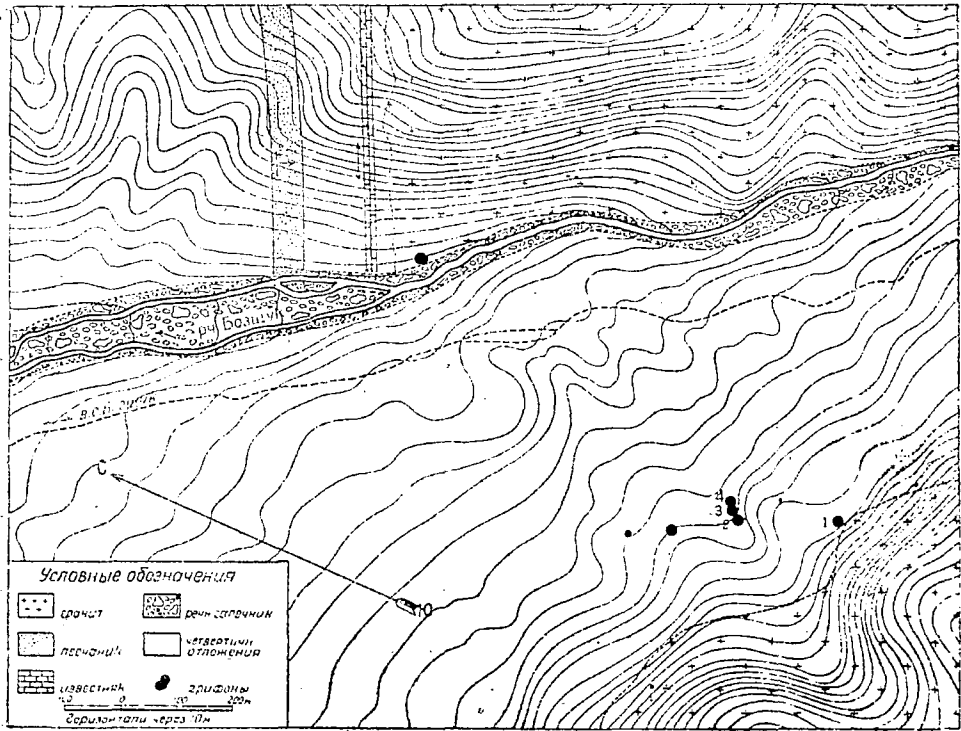
¹ Измерения температуры воды источников производились всегда в одном и том же месте грифонов при помощи родникового термометра, изготовленного заводом „Метирп-бор“ с делением до 0.1° С, сверенным с нормальным термометром Главной Геофизической обсерватории в Ленинграде. Дебит воды измерялся наполнением 10 л сосуда; время учитывалось по секундомеру Мозера. В дальнейшем все температурные данные в тексте приведены по С.

Источники Алтын-арасан. Под названием „Алтын-арасан“ (Золотые ключи) нужно понимать три отдельные группы термальных источников, расположенные в разных местах долины левой составляющей р. Ак-су. Две группы этих источников описаны Н. М. Прокопенко под названием Алтын-арасан и Алтын-арасан-южный. Третья группа источников, открытая в результате работ поисковой партии в 1931 г. и расположенная ниже по течению р. Ак-су была названа нами Алтын-арасан-северный, с тем расчетом, чтобы за южной группой источников сохранить название, данное ей Н. М. Прокопенко.

Источники Алтын-арасан-северный ($42^{\circ}23'15''$ сев. шир., $78^{\circ}35'28''$ вост. долг. от Гринича; рН, л. 12 двухверстной карты Туркестана; абс. выс. 2335 м) расположены в 20—23 км на ЮВ от г. Каракола, на правой стороне р. Ак-су, в 10—15 м от ее берега, в том месте, где река до этого свободно протекавшая по широкой троговой долине врезывается узким ущельем в граниты и палеозойские кристаллические известковые сланцы.

Добраться до источников со стороны Ак-суйского курорта можно по выючной тропе, перейдя через невысокий перевал в долину левой составляющей р. Ак-су. Здесь тропинка вьется по правой стороне, высоко над рекой, то возле отвесных обрывов, то среди великолепного леса, покрывающего оба склона ущелья. Розовый гранит, темнозеленые, вековые тянь-шанские ели, белая, пеннистая, шумящая лента реки делают это ущелье величественно красивым.

Горячие ключи (8 грифонов) выбиваются на поверхность на протяжении 250 м по линии имеющей азимут СЗ 310° , на крутом склоне правого берега, частью из трещин в граните (№№ 1, 7, 8), частью из аллювия, состоящего из валунов гранита и кристаллических известковых сланцев (№№ 2, 3, 4, 5, 6). Левый берег представляет отвесные утесы высотой около 90—100 м, сложенные раговообманковыми гранитами красного цвета, который они приобретают благодаря красным порфиroidным выделениям ортоклаза. В некоторых местах массива можно заметить отдельные участки, где большее развитие получает хлоритизированная роговая обманка и тогда такие участки имеют зеленоватокрасную окраску. Ниже по течению реки, почти против источников, роговообманковые граниты обедняются цветной составной частью, постепенно переходя в лейкократовые разности (серый гранит). Еще ниже по течению р. Ак-су гранит снова становится розовокрасным. В таком виде он прослеживается до курорта Ак-су. В обнажении гранитов, против источников, нами замечены три вертикальных трещины, расположенные параллельно на расстоянии 30 м друг от друга. Простираение их СЗ 305° . Они секут обнажение сверху донизу. На правом берегу у самого русла реки можно видеть коренные обнажения тех же гранитов. Выше их прикрывают светлосерые известковосиликатные роговики. Контакт их с гранитами прикрыт наносами.



Фиг. 2. План расположения источников Бозжук.



Фиг. 3. Бозжук, грифон № 2.

Грифоны №№ 2, 3, 4, 5, 6 выбиваются из аллювия. Они обложены невысокой стеной из камней, вследствие чего они образуют бассейны все время наполненные проточной водой. Наиболее вместительный бассейн (1×2 м) имеет грифон № 2, в нем изредка купаются киргизы.

Грифон № 7 расположен в 220 м выше по течению р. Ак-су от № 6 на правом берегу в небольшом гроте гранитного обнажения. Вода выходит из гранита по трещине, имеющей простирание СЗ 315°∠45. Стенки трещины покрыты налетом белой соли, на вкус горькосоленой. В нише ощущается запах сероводорода. Это наиболее мощный по дебиту воды грифон.

Таблица 2

Температура и дебит воды источников Алтын-арасан-северный

| №№ источников | 1 9 3 1 г. | | | | | | | | Дебит воды в л/с |
|------------------------------|------------|-----------|-----------|------------|------------|------------|------------|------------|------------------------|
| | 7 июля | 8 июля | 9 июля | 10 июля | 11 июля | 12 июля | 13 июля | 14 июля | |
| t° воздуха | 17.2 | 14.0 | 11.2 | 15.0 | 15.2 | 16.3 | 17.7 | 18.6 | — |
| Ключ № 1 | — | 27.8 | 27.6 | 29.2 | 27.6 | 28.0 | 29.2 | 28.4 | 0.1 |
| „ № 2 | 35.8 | 34.8 | 35.2 | 35.4 | 36.0 | 36.6 | 36.5 | 36.4 | 0.6 |
| „ № 3 | 36.2 | 36.2 | 36.0 | 36.6 | 36.0 | 36.2 | 36.8 | 36.5 | 0.5 |
| „ № 4 | 36.2 | 37.0 | 35.0 | 36.0 | 36.1 | 36.2 | 36.5 | 36.6 | 0.5 |
| „ № 5 | 36.3 | 37.0 | 35.8 | 35.6 | 35.8 | 36.0 | 36.2 | 36.2 | 0.9 |
| „ № 6 | 35.2 | 34.4 | 35.6 | 34.8 | 35.2 | 35.5 | 35.5 | 35.2 | 0.5 |
| „ № 7 ¹ | — | — | — | — | — | 41.5 | 40.8 | 41.2 | 1.2 |
| „ № 8 | — | — | — | — | — | 40.5 | 39.6 | 40.0 | 0.8 |
| | | | | | | | | | 5.1 |

Ключ № 8 расположен выше по течению р. Ак-су, в 12 м от ключа № 7, и выходит из гранита. Оба они несмотря на хороший приток воды и высокую температуру не привлекают ничьего внимания, так как их трудно розыскать и неудобно около них устроить бассейны для купания. Грифон № 1 выходит из трещин в граните и расположен ниже по течению от ключа № 2, в расстоянии 5 м, он незначителен. Между грифонами

¹ Грифон № 7 выходит из трещины в граните и расположен в неглубоком гроте. От него вниз по течению рч. Ак-су номера грифонов убывают. У ключа № 2 устроена из камней ванна.

№ 6 и 7 находится много мелких источников с незначительным дебитом воды. Один из них сочится из трещины гранита и имеет t° воды 32.5° , другие просачиваются ближе к речке на нешироком поросшем травой берегу, заболачивая последний. Температура воды их от 23.8° до 35.8° при t° воздуха 16.8° . Выше по течению р. Ак-су также встречаются мелкие источники, вытекающие из гранита. Они непостоянны и часто иссякают. Температура воды их от 29.8° до 32.4° . На самом берегу реки, против ключа № 1, из гранита выходят три источника с t° воды от 28.6° до 32.4° (табл. 2).



Фиг. 4. Алтын-арасан-северный, ключи №№ 4 и 5.

Суммарный дебит воды, измеренный для восьми грифонов, оказался равным 5.1 л/с (440 640 л в сутки), однако, эта цифра будет для всей группы источников преуменьшенной, так как в нее не вошло количество теплой воды просачивающейся из аллювия и из трещин в граните между грифонами № 6 и № 7 и у берега реки, против грифона № 1. Мы не очень ошибемся если эту цифру увеличим на 10—15%.

Вода всех источников пресна, без запаха, у грифонов ощущается легкий запах сероводорода. Ни один из источников не газирован, только в источнике № 2 можно наблюдать редкие выделения пузырьков газа с промежутками покоя в 5—10 минут.

Источники Алтын-арасан-средний ($42^{\circ}22'50''$ сев. шир., $78^{\circ}36'18''$ вост. долг., от Гринича; ряд Н, л. 12 двухверстной карты Туркестана; абс. выс. 2400 м) расположены в 1.2 км от источников Алтын-арасан-северный выше по течению р. Аксу, на ее правом берегу.

Вьючная тропа из курорта Ак-су, которая привела нас к Алтын-арасан-северному идет дальше уже по значительно расширенному ущелью и выйдя из небольшого леса круто спускается вниз. Здесь нашему взору раскрывается великолепная панорама широкой, троговой, ледниковой долины с зазубренными контурами гор с обеих сторон и со снежными пиками в верховьях реки. Долина эта не защищена от холодных ветров, дующих с ледников и поэтому здесь температура воздуха заметно ниже чем у северной группы. Особенно резко чувствуется эта разница с наступлением сумерек, когда со стороны ледников всегда веет холодом. Наиболее высокая температура воздуха отмечена нами 1 июля в 18 ч. 30 м равна 17.8° , к утру температура падает до $0-1^{\circ}$. Здесь не редки дожди и град.

Горячие источники расположены на правой стороне реки, на протяжении 105 м по линии имеющей направление СЗ 330° . Ключи в количестве 10 грифонов выбиваются из аллювия речной террасы, среди больших валунов гранита. Грифон № 1 расположен в 5 м от берега. Ключ обложен камнями и несколько углублен. Из дна этого источника и выходит ток горячей воды. Ванна имеет площадь 4 кв. м, из нее выделяются периодически пузырьки газа с промежутками покоя 5—30 сек. Грифон № 2 выбивается на поверхность между валунами из вертикальной стенки на высоте 15 см от дна источника. Ванна представляет большой бассейн с площадью около 20 кв. м. Это самая большая ванна на этой группе ключей. В источнике можно наблюдать редкие пузырьки газа, появляющиеся через большие промежутки времени.

Эти два источника пользуются славой у киргиз: им приписывают особые целебные свойства, так, например, ванна № 1 считается излечивающей женские болезни, поэтому она обычно наполнена киргизскими женщинами, которые, однако, пользуются ею и как прачечной. Мужчины предпочитают купаться в более вместительной ванне № 2.

Грифоны №№ 3, 4 и 5, расположенные друг к другу на расстоянии 0.5 м, находятся в 71 м выше по течению от ключа № 2. Огромные валуны, из-под которых они выбиваются, мешают произвести расчистку и соединить их воды в один бассейн. Все же у каждого из грифонов была устроена небольшая ванна и прорыты канавки для стока воды в реку. До этого воды растекались по берегу, заболачивая его. В 20 м от них выходит холодный ключ. Газопроявлений в этих ключах не констатировано. Грифоны №№ 6, 7, 8, 9 и 10 находятся еще выше по течению реки. Они незначительны, за исключением ключа № 9, который обладает самым большим дебитом воды (1.4 л/с). У этого грифона нами устроена обширная ванна из камней. Ключ № 10, самый крайний, имеет небольшую ванну, сложенную из камней. Киргизы из него берут воду для приготовления пицци. Грифон не газирован.

Температура вод источников подвержена суточным колебаниям. В общем можно заметить небольшое повышение (на $2-3^{\circ}$) температуры

к 12 час. 30 м. дня и падение ее к вечеру. Исключение составляет грифон № 10, температура воды которого первые пять дней наблюдений оставалась постоянной (28.4°), поднявшись затем в дальнейшем на 0.6°. При-



Фиг. 5. План расположения источников Алтын-арасан.



Фиг. 6. Верховье р. Ак-су у Алтын-арасана.

чину суточного колебания температуры нужно приписывать холодным водам наносов, разбавляющим теплые струи источников и подверженным колебаниям в зависимости от температуры воздуха (табл. 3).

Таблица 3

Температура источников Алтын-арасан-средний

| №№ источников | 1931 г. | | | | | | | | | |
|----------------------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|
| | 1 июля | 2 июля | 3 июля | 4 июля | 5 июля | 6 июля | 7 июля | 8 июля | 9 июля | 10 июля |
| t° воздуха | 4.1 | 4.6 | 6.4 | 7.0 | 10.0 | 9.8 | 10.0 | 13.5 | 9.5 | 11.0 |
| Ключ № 1 | 35.9 | 37.6 | 37.6 | 38.0 | 38.4 | 38.2 | 38.0 | 38.6 | 37.8 | 38.0 |
| „ № 2 | 42.2 | 43.8 | 43.8 | 44.1 | 44.0 | 46.2 | 45.8 | 45.8 | 46.4 | 45.4 |
| „ № 3 | — | 30.0 | 27.6 | 28.0 | 28.8 | 29.8 | 28.4 | 29.6 | 29.4 | 28.8 |
| „ № 4 | — | — | — | — | 33.2 | 28.1 | 29.0 | 28.0 | 28.8 | 28.6 |
| „ № 5 | — | — | — | — | — | 29.2 | 28.6 | 28.4 | 28.8 | 29.4 |
| „ № 6 | — | — | — | — | — | 32.9 | 31.8 | 32.8 | 33.0 | 32.8 |
| „ № 7 | 34.8 | 39.4 | 39.0 | 38.4 | 37.5 | 37.2 | 37.2 | 36.0 | 33.8 | 37.2 |
| „ № 8 | 31.6 | 34.6 | — | 39.8 | 39.2 | 39.4 | 37.8 | 37.6 | — | 37.8 |
| „ № 9 | 36.2 | 36.2 | 35.0 | 34.0 | 34.0 | 34.4 | 34.8 | 35.0 | 33.0 | 35.8 |
| „ № 10 | 28.4 | 28.4 | 28.4 | 28.4 | 28.4 | 29.0 | 29.0 | 29.0 | 29.0 | 29.0 |
| t° воздуха | 17.4 | 17.3 | 16.9 | 13.7 | 14.9 | 15.0 | 12.8 | 12.0 | 15.2 | 16.9 |
| Ключ № 1 | 38.3 | 39.0 | 38.6 | 38.0 | 38.5 | 38.1 | 37.2 | 38.4 | 39.8 | 39.0 |
| „ № 2 | 45.1 | 45.4 | 46.4 | 45.5 | 46.4 | 46.0 | 45.6 | 45.8 | 45.0 | 46.2 |
| „ № 3 | — | 30.6 | 30.4 | 28.4 | 30.1 | 29.4 | 28.2 | 30.0 | 30.2 | 29.4 |
| „ № 4 | — | — | — | — | 33.2 | 27.7 | 27.8 | 29.4 | 28.4 | 30.0 |
| „ № 5 | — | — | — | — | — | 28.0 | 28.6 | 30.0 | 28.4 | 30.2 |
| „ № 6 | — | — | — | — | — | 33.3 | 32.0 | 34.0 | 33.0 | 33.6 |
| „ № 7 | 37.0 | 39.0 | 38.8 | 39.4 | 38.0 | 38.0 | 36.6 | 38.0 | 37.0 | 36.4 |
| „ № 8 | 36.6 | — | — | — | — | 37.7 | 37.5 | 38.0 | 37.5 | 37.2 |
| „ № 9 | 36.0 | — | 34.6 | — | 34.0 | 37.2 | 35.2 | — | 37.0 | 35.0 |
| „ № 10 | 28.4 | 28.4 | 28.4 | 28.4 | 28.6 | 29.0 | 29.0 | 29.0 | 29.0 | 29.0 |

Продолжение

| №№ источников | 1 9 3 1 г. | | | | | | | | | |
|----------------------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|
| | 1 ИЮЛЯ | 2 ИЮЛЯ | 3 ИЮЛЯ | 4 ИЮЛЯ | 5 ИЮЛЯ | 6 ИЮЛЯ | 7 ИЮЛЯ | 8 ИЮЛЯ | 9 ИЮЛЯ | 10 ИЮЛЯ |
| t° воздуха | 17.8 | 15.3 | 11.9 | 15.8 | 16.2 | 14.0 | 13.2 | 14.3 | — | 15.5 |
| Ключ № 1 | 37.8 | 39.4 | 38.0 | 38.4 | 38.2 | 39.0 | 37.0 | 38.2 | — | 38.3 |
| „ № 2 | 44.1 | 44.9 | 44.6 | 43.8 | — | 47.0 | 45.0 | 48.8 | — | 46.0 |
| „ № 3 | — | 30.6 | 28.0 | 28.8 | 29.5 | 28.5 | 28.5 | 29.8 | — | 29.4 |
| „ № 4 | — | — | — | — | 34.6 | 27.4 | 27.6 | 27.8 | — | 29.6 |
| „ № 5 | — | — | — | — | — | 28.8 | 29.2 | 28.8 | — | 30.0 |
| „ № 6 | — | — | — | — | — | 31.6 | 32.2 | 33.0 | — | 32.8 |
| „ № 7 | 35.3 | 38.8 | 38.4 | 37.4 | 37.0 | 37.8 | 36.1 | 37.3 | — | 36.8 |
| „ № 8 | 34.0 | — | — | — | — | 37.8 | 37.4 | 37.2 | — | 37.6 |
| „ № 9 | 35.7 | 37.0 | 34.2 | 35.0 | 35.0 | 35.5 | 34.6 | 39.8 | — | 34.8 |
| „ № 10 | 28.4 | 28.4 | 28.4 | 28.4 | 29.4 | 29.0 | 29.0 | 29.2 | — | 29.0 |

18 час. 30 мин.

Долина в месте выхода горячих источников имеет ширину 400 м. Склоны ее сложены красными мелкозернистыми роговообманково-биотитовыми гранитами, прикрытыми ледниковыми отложениями. Таким образом грифоны средней и северной группы расположены в области развития гранитов. Как это видно на северной группе (грифон № 7), выход на поверхность горячих вод совершается по трещине в граните, имеющей простирание северозападное $315 \angle 45^\circ$. Очевидно, что выходы вод приурочены к некоторым перемещениям по линии северозападной $310^\circ-330^\circ$, что в общем отвечает линейному расположению грифонов этих двух групп.

Дебит воды источников Алтын-арасан-средний, выраженный в секундохитрах, следующий: ключ № 1 0.25, № 2 1.30, № 3 0.20, № 6 0.1, № 7 0.3, № 8 0.1, № 9 1.4, № 10 0.3. Суммарный дебит этих грифонов равен 3.95 л/с (321 280 л в сутки). Дебит ключей №№ 4 и 5 крайне незначителен и поэтому он не измерялся. Вода источников прозрачна, на вкус пресная, без запаха.

Источники Алтын-арасан-южный ($42^\circ 17'$ сев. шир., $78^\circ 40'$ вост. долг. от Гринича; ряд Н., л. 9 десятиверстной карты Туркестана) расположены в 10—12 км от ключей Алтын-арасан-средний выше по течению Ак-су. На картах эти источники не отмечены.

Вьючная тропа, перейдя через быстрый правый приток р. Ак-су недалеко от средней группы источников, все время идет по правой стороне троговой долины по берегу реки до слияния двух истоков левой составляющей р. Ак-су. Здесь надо перебраться вброд через р. Ак-су на левый берег. Дальше тропа идет по левой стороне левого истока и круто поднимаясь вверх приводит нас к горячим источникам, расположенным у верхнего водопада истока. От Алтын-арасан-среднего можно доехать верхом до Алтын-арасан-южного в течение четырех часов.

Горячие источники (7 выходов) выбиваются из трещин в зеленых хлоритовых сланцах, на правой стороне ущелья. Ванна № 1 наполняется водой, вытекающей из трех трещин в отвесной скале. Ванна (1 × 2 м) устроена из камней на небольшом выступе скалы. Температура воды, вытекающей из трещин: 47.0°, 49.0°, 47.5°. Дебит воды порядка 0.25 л/с. Источник № 2 находится на одной горизонтали с ванной в 6 м выше по течению ручья. Вытекая из двух трещин, расположенных на расстоянии 0.5 м друг от друга, вода попадает в одну яму, температура воды в которой 49.0°. Дебит воды порядка 0.15 л/с. Источник № 3 расположен у самого водопада, он выходит из вертикальной трещины (азимут ее простирания СВ 75°) и имеет температуру воды равную 32.0°. Ниже ванны № 1, на высоте 3 м над уровнем речки, из трещин сочатся четыре источника. Они теплые с очень незначительным дебитом воды. Вода всех источников прозрачна, пресна, с неприятным привкусом сероводорода. Ни один из источников не газирован.

Источники Кызыл-су (42°13'23" сев. шир., 78°10'5" вост. долг., от Гринича; ряд О, л. 13 двухверстной карты Туркестана; абс. выс. 2390 м) находятся в долине р. Б. Кызыл-су, в 25 км к ЮВ от с. Покровского.

Раньше на эти ключи можно было проехать в телеге, так как существовали еще мосты, переброшенные через р. Кызыл-су в разных местах. В настоящее время в телеге можно совершить только первую половину дороги по левому берегу, остальную часть пути можно проехать вьючной тропой левой стороной долины р. Кызыл-су. По пути, ближе к источникам встречаются ровные поляны, окруженные густым лесом, являющиеся местами, где можно было бы возвести курортные постройки.

Горячие источники (4 грифона) выбиваются из скалы биотито-роговообманкового гранодиорита, на правом берегу р. Б. Кызыл-су, немного ниже места впадения рч. Джили-су. Источники вытекают по линии СВ 85°. Два из них №№ 2 и 4 накрыты срубками и выходят на поверхность из природных ванн (углублений) в сером гранодиорите, из трещин расположенных на дне этих грифонов. Нумерация ключей принята нами с В на З.

Трещина в гранодиоритах ключа № 2 вертикальна, азимут простирания ее СВ 21°, она сечет дно ванны посередине и имеет длину около 2 м, в некоторых местах она зияет и тогда из нее выделяются пузырьки газа через неравные промежутки времени. Ванна имеет площадь равную

8—9 кв. м. Ванна № 4 по площади меньше № 2; выход воды и газа совершается по вертикальной трещине, имеющей простирание СВ 70°.

Грифоны №№ 1 и 3 были найдены нами выходящими из аллювия: № 1 в 2 м к В от № 2, № 3 между 2 и 4 грифонами. Они очень незначительны, хотя и в них заметны выделения пузырьков газа. Температура воды этих грифонов указана в табл. 4.

Вода источников прозрачна, слегка голубовата, пресна, с сильным неприятным привкусом сероводорода. Запах сероводорода чувствуется и в воздухе вблизи ванны.

Источники приурочены, очевидно к местной тектонической вертикальной трещине, имеющей общее СВ простирание. В 50 м ниже ключей, на левой стороне реки, у моста, в серых гранодиоритах нами были измерены трещины отдельности. Азимут линии их падения: 1) СВ \angle 53°, 2) СЗ $320^\circ \angle$ 22°, 3) ЮВ $135^\circ \angle$ 72°, 4) ЮВ $138^\circ \angle$ 45°, 5) ЮВ $138^\circ \angle$ 76. По трещине 2) выбивается холодный ключ с t° воды 6°, остальные трещины сухие.



Фиг. 7. Источники Кызыл-су

Правый склон долины р. Кызыл-су у

ключей сложен лейкократовым гранитом, который контактирует с амфиболитами на правом берегу рч. Джили-су. Контакт носит инъекционный характер и захватывает площадь шириною около 0.5 км. Аплит внедрился в амфиболитовые сланцы. На некоторых участках трудно разобрать границу отделяющую одну породу от другой. Выше по течению р. Кызыл-су залегают тонкозернистые темнозеленые гранулиты, которые тянутся вверх приблизительно на 3 км и прерываются красным гранитом. По всему массиву они секутся жилками аплита.

Ключи часто посещаются киргизами и жителями с. Покровского,

которые особенно охотно купаются в более удобной и вместительной ванне № 2.

Дебит воды следующий: ключ № 1—0.3 л/с, № 2—0.6 л/с, № 4—0.3 л/с. Суммарный дебит трех перечисленных грифонов равен 0.93 л/с (80352 л в сутки).

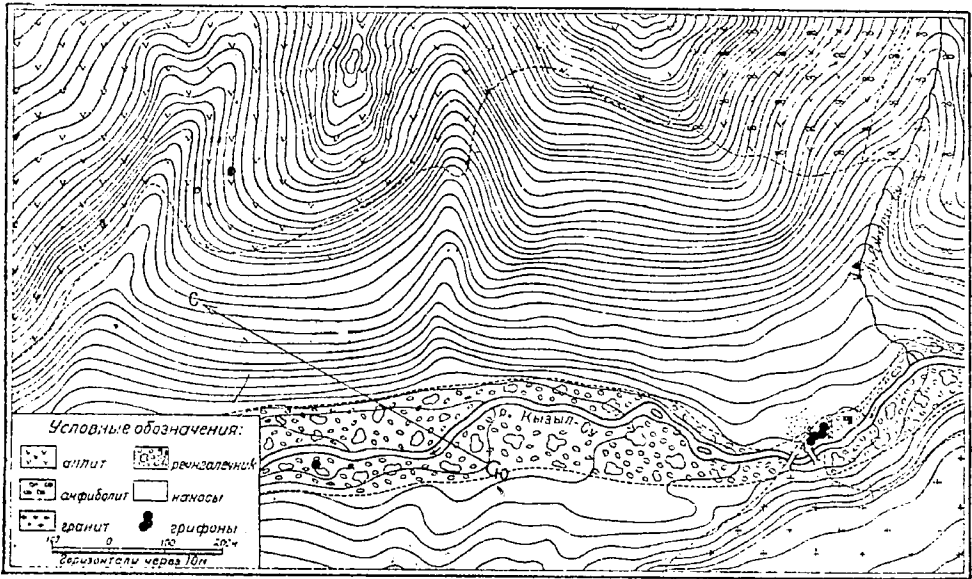
Таблица 4

Температура воды источников Кызыл-су

| №№ источников | 1931 г. | | | | | | | | | |
|----------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|----------|----------|----------|--|
| | 4 сент. | 5 сент. | 6 сент. | 7 сент. | 8 сент. | 9 сент. | 10 сент. | 11 сент. | 12 сент. | |
| t° воздуха | 6.0 | 1.5 | 2.5 | 4.5 | 4.5 | 3.5 | 2.5 | 10.5 | 9.5 | |
| Ключ № 1 | 33.5 | 35.0 | 31.5 | 31.5 | 30.2 | 32.5 | 33.5 | 33.5 | 32.6 | |
| „ № 2 | 41.5 | 42.3 | 41.8 | 41.6 | 40.5 | 40.0 | 40.0 | 40.5 | 40.0 | |
| „ № 3 | — | — | — | — | — | 33.4 | 34.5 | 32.5 | 35.5 | |
| „ № 4 | 40.3 | 40.3 | 40.8 | 40.0 | 38.0 | 38.0 | 38.2 | 38.5 | 36.5 | |
| t° воздуха | 14.0 | 16.0 | 19.5 | 15.0 | 15.3 | 18.0 | 19.5 | 19.5 | — | |
| Ключ № 1 | 35.1 | 35.2 | 32.5 | 31.2 | 30.8 | 31.3 | 33.0 | 33.5 | — | |
| „ № 2 | 42.2 | 42.5 | 40.3 | 41.5 | 40.0 | 40.5 | 41.5 | 39.8 | — | |
| „ № 3 | — | — | — | — | — | 35.5 | 33.5 | 32.0 | — | |
| „ № 4 | 40.5 | 40.3 | 39.5 | 40.5 | 38.4 | 39.5 | 38.0 | 38.0 | — | |
| t° воздуха | 8.0 | 19.0 | 7.8 | 10.0 | 3.0 | 4.0 | 3.5 | 11.5 | 12.0 | |
| Ключ № 1 | 33.5 | 34.5 | 32.0 | 30.0 | 32.5 | 33.5 | 32.6 | 33.5 | 32.3 | |
| „ № 2 | 42.7 | 42.5 | 41.2 | 40.2 | 39.0 | 39.5 | 41.6 | 39.9 | 41.2 | |
| „ № 3 | — | — | — | — | 32.0 | 34.8 | 32.5 | 32.0 | 31.5 | |
| „ № 4 | 41.0 | 41.0 | 40.0 | 39.5 | — | 39.0 | 38.6 | 39.3 | 39.5 | |

Источники Уч-кайнар (42°26'32" сев. шир., 77°52'33" вост. долг. от Гринича; ряд Н, л. 13 двухверстной карты Туркестана; абс. выс. 1570 м) были открыты сотрудником поисковой партии Е. Н. Марковой при производстве работ на берегу озера Иссык-куль и названы ею Уч-кайнарскими, по имени косы, на которой они расположены.

Источники находятся на северной стороне косы, вдающейся в озеро Иссык-куль в урочище Кара-булун. Ключи расположены в 200 м от берега озера. Теплые источники (2 грифона) выбиваются из аркозовых песков в 5—6 м от подножья озерной террасы, имеющей здесь высоту 40 м. Терраса сложена из песчанистых, лессовидных глин с мелкими гальками серого и розового гранита. Ключи выходят на расстоянии 10 м, по линии имеющей азимут СЗ 329°. Источник № 1 (восходящий), расположенный ближе к террасе, дает начало ручью шириною до 2 м, в русле которого в 10 м ниже выбивается ключ № 2, хорошо заметный потому, что восходящий ток вод все время подбрасывает в нем песок. Оба ключа



Фиг. 8. План расположения источников Кызыл-су.

газированы, пузырьки газа выделяются периодически через неравные промежутки времени (5—50 сек.). По составу газ Уч-кайнарских теплых ключей тождественен с составом газовых струй терм хребта Терской

Таблица 5

Температура и дебит Уч-кайнарских ключей

| Название источников | 20 сент. 1931 г. 11 час. дня | | 23 сент. 1931 г. 12 час. дня | | 20 окт. 1931 г. 11 час. утра | | Дебит воды в л/с |
|---------------------|---------------------------------|------------|---------------------------------|------------|---------------------------------|------------|---------------------|
| | t° воды | t° воздуха | t° воды | t° воздуха | t° воды | t° воздуха | |
| Ключ № 1 | 21.5 | } 14.0 | 21.2 | } 17.5 | 22.1 | } 10.5 | 1.25 |
| „ № 2 | 20.0 | | 20.5 | | 20.2 | | |

Ала-тау. Это почти чистая азотная струя, с небольшим содержанием редких газов. Ее генетическая связь с изверженным массивом не вызывает сомнений. Выходящие здесь газы только должны найти себе путь через серию отложений (ханхайская свита, третичные, современные), прикрывающих в приозерной части района предгорья Терской Ала-тау, в отличие от источников выходящих непосредственно из гранитных обнажений. Связь вод и газовых струй очевидно осуществлялась еще по пути их в гранитах, по аналогии с другими газифицированными термами массива. Здесь же в осадочной серии они поднимаются, вероятно, по некоторой тектонической линии, наличие которой мы должны предполагать в силу существования восходящих здесь термальных струй. Очевидно термальные источники этого типа могут иметь распространение и севернее, т. е. по дну озера Иссык-куль.

Вода источников прозрачна, на вкус пресна, без запаха. Ручейки от источников проходят около 80 м, после чего нацело поглощаются песком берега. Суммарный дебит вод Уч-кайнарских источников, определенный глазомерно, примерно равен 2.75 л/с (237 600 л в сутки).

Источники Джукучак ($42^{\circ}11'2''$ сев. шир., $78^{\circ}5''$ вост. долг. от Гринича; ряд О, л. 13 двухверстной карты Туркестана; абс. выс. 2155 м) расположены в долине р. Джукучак, в 17 км к ЮВ от Тарханы.

Горячие источники (2 грифона) выбиваются на поверхность из трещин кварцеводиоритового массива, на правом берегу р. Джукучак. Ущелье здесь имеет типичный эрозионный характер, в месте выхода ключей оно не шире 50 м. Стены ущелья отвесны. Левый берег несколько шире правого и покрыт еловым лесом.

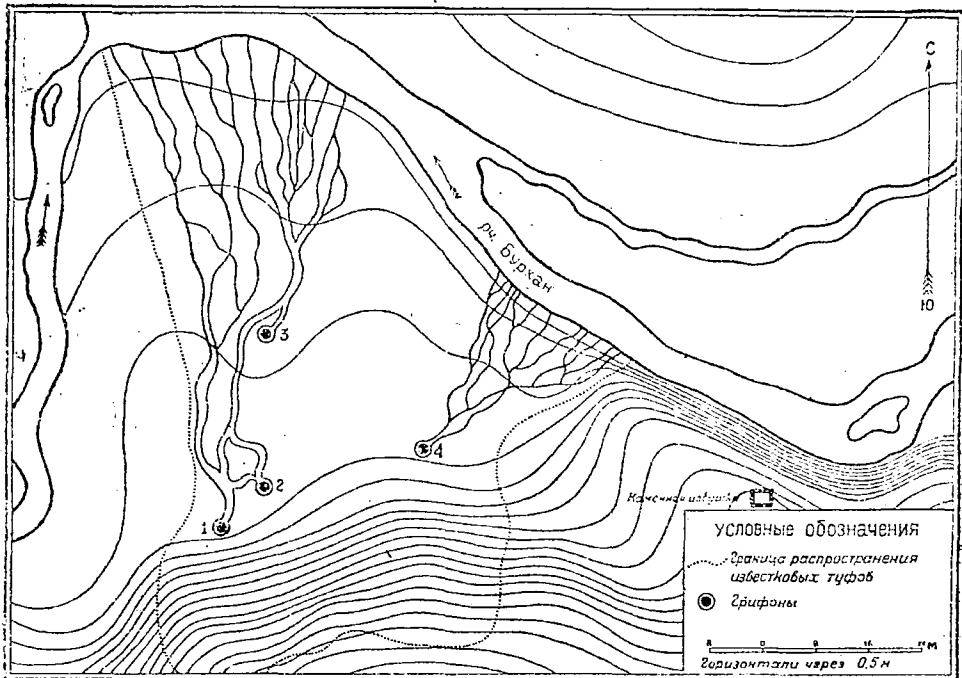
Ключи вытекают на расстоянии 20 м друг от друга, на дне речной долины, у отвесных скал. Восточный ключ (№ 1) имеет ванну, сложенную из камней, заметны остатки деревянного сруба. Ванна наполняется горячей водой из двух трещин отдельности, расположенных на расстоянии одного метра друг от друга. Азимут их линии падения: 1) ЮВ $166^{\circ} \angle 71^{\circ}$, 2) ЮВ $165^{\circ} \angle 71^{\circ}$. Третья трещина, расположенная в 1.5 м от вышеуказанных, имеет линию падения ЮВ $164^{\circ} \angle 70^{\circ}$. Она суха, вода из нее не вытекает. Из трещины (линия падения ЮВ $166^{\circ} \angle 71^{\circ}$) вместе с горячей водой выделяются пузырьки газа через промежутки времени от 1 до 5 сек.

Западный грифон № 2 выбивается в 20 м ниже по течению из трещины на контакте двух пород: микродиорита (мощностью 2 м с порфировидными вкрапленниками розового полевого шпата; линия падения В $90^{\circ} \angle 78^{\circ}$) и кварцевого диорита. В месте контакта проходит тектоническая трещина, по которой и совершается выход горячей воды. Грифон слабо газирован и имеет крайне ничтожный дебит. Вода источников прозрачна, с неприятным довольно сильным привкусом сероводорода.

Температура источников следующая: ключ № 1 (восточный) $33.0-33.8^{\circ}$, № 2 (западный) $31.5-31.6^{\circ}$. Суммарный дебит обоих грифонов 0.25 л/с (21 600 л в сутки).

Источники Тонские (Кереге-таш) ($41^{\circ}51'54''$ сев. шир., $77^{\circ}1'48''$ вост. долг. от Гринича; ряд П, л. 15 двухверстной карты Тукестана; абс. выс. 2985 м) находятся на правой стороне рч. Джили-су, в 12 км выше места ее впадения в р. Болгарт.

На ключи попасть довольно трудно, так как они расположены на южном склоне хребта Терской Ала-тау. Со стороны Иссык-куля путь к ним лежит через трудно проходимые перевалы. Можно воспользоваться



Фиг. 9. План расположения источников Арабель.

или перевалом Тон (абс. выс. 3909 м) или перевалом Тосор (абс. выс. 3896 м), после которого по удобной долине рч. Ашуным-тюбе можно добраться до ключей.

Горячие источники (2 грифона) выбиваются на поверхность из гранитной скалы, выдающейся мыском в рч. Джили-су, на правом берегу последней. Грифон № 1 (t° воды его 43.2° , при t° воздуха 16°) имеет природную ванну в гранитах (1.5×2 м), обложенную вокруг камнями и прикрытую крышей. Дно ванны сечется трещиной (линия падения ее $СЗ 344^{\circ} \angle 55^{\circ}$), которая прослеживается на 0.75 м. Из этой трещины и вытекает горячая вода. Выход воды заметен еще в западном углу ванны. Грифон газирован; на всем протяжении трещины из разных мест ее периодически выделяются пузырьки газа. Дебит воды 0.25 л/с.

Грифон № 2 (t° его воды 45.5° , при t° воздуха 16°) расположен ниже по течению речки в 5 м от ключа № 1. Горячая вода выбивается из вер-

тикальной трещины в граните (линия ее падения СВ $38^\circ \angle 89^\circ$); параллельно ей в расстоянии 0.5 м проходит другая трещина с теми же элементами залегания. Обе они секут обнажение гранитов перпендикулярно к реке. Эти трещины прослеживаются на 4 м, а затем они уходят под наносы. Выход воды приурочен к первой трещине. Грифон крайне слабо газирован. Дебит воды незначительный. На гранитном выступе есть еще трещины (линия их падения СВ $85^\circ \angle 85^\circ$ и СЗ $272^\circ \angle 42^\circ$), из которых слабо сочится вода. Растекаясь по скале она отлагает значительный порошкообразный осадок, слегка соленый на вкус. Воды источников прозрачны, пресны, с резким привкусом сероводорода. Запах сероводорода ощущается также и в воздухе вблизи источников.

Долина у места выхода Тонских ключей широка, корытообразна и совершенно лишена растительности. Источники используются киргизами для купания. Вблизи них выстроена вместительная каменная избушка.

Источники Арабель ($41^\circ 48' 27''$ сев. шир., $77^\circ 37' 46''$ вост. долг. от Гринича; ряд П, л. 15 двухверстной карты Туркестана; абс. выс. 3487 м) открыты нами осенью 1931 г. при посещении Тонских ключей и названы по имени Арабельского перевала, недалеко от которого они находятся. На картах эти ключи не отмечены.

Проехать на источники со стороны озера Иссык-куль удобнее всего из с. Барскоун. Вьючая тропа по долине р. Барскоун приводит к перевалу того же названия (абс. выс. 3747 м) и идя дальше по берегу горного озера Яшиль-куль поворачивает к ЮЗ и следует по обширному горному плато к перевалу Арабель (абс. выс. 3811 м), после которого спускается в долину р. Бурхан. Источники расположены в верховьи р. Бурхан (левый приток р. Болгарт) в 5.5 км к ЮЗ от перевала Арабель. Долина р. Бурхан в этом месте не широка (не больше 100 м) с крутыми склонами, лишенными растительного покрова.

Источники (4 грифона) выбиваются на поверхность сильными восходящими струями. Они расположены в 50—60 м от берега речки на высоте 3.5—5 м над ее уровнем у конца конечной морены, вынесенной в долину р. Бурхан ледником из поперечного ущелья. Конечная морена целиком состоит из плитчатых обломков сильно метаморфизованных мергелистых сланцев, которые залегают выше в коренном обнажении, образуя ложе ледника. На правой стороне р. Бурхан, против источников те же коренные обнажения мергелистых сланцев. Ледник не доходит до реки на 1—1.2 км, оканчиваясь на высоте около 400 м над уровнем реки. Ручей, берущий начало из ледника впадает в р. Бурхан несколько ниже источников, где он имеет температуру 3.5° .

Грифон № 4 (восточный) углублен и обложен камнями, очевидно им пользуются для купанья. Все остальные грифоны не имеют никаких устройств. Источники отлагают травертины, мощность которых достигает 2 м.

Таблица 6

Температура и дебит воды Арабельских источников

| Название источников | Время замера | Температура воздуха | Температура воды | Примерный дебит воды в л/с |
|---------------------------------|------------------------------|---------------------|------------------|----------------------------|
| Ключ № 1 ¹ | 15 час. 3 окт. 1931 г. | 15.0 | 13.8 | 15.0 |
| „ № 2 | | | 18.0 | 10.0 |
| „ № 3 | | | 17.5 | 2.0 |
| „ № 4 | | | 19.5 | 10.0 |

Коренными породами надо считать глинисто-мергелистые сланцы, которые одни имеют распространение в районе источников. Ширина туфовой площадки около 50 м. Анализ известковых туфов приведен в таблице 8. Ни один из грифонов не газирован. Из грифона № 4 взята проба воды, которая, к сожалению, при перевозке погибла. Суммарный дебит воды Арабельских источников определенный глазомерно равен 37 л/с (3196800 л в сутки). Вода источников прозрачна, с голубоватым оттенком; на вкус он пресная, слегка сладковатая, без запаха.

Источники Тура-су (42° 5'47'' сев. шир., 76° 21'22'' вост. долг. от Гринича; ряд О, л. 16 двухверстной карты Туркестана) расположены в долине правой (восточной), составляющей р. Тура-су, на правом обращенном на север склоне, в 10 км от слияния Тура-су и р. Улахол.

Источники выходят на поверхность недалеко от конечной морены ледника на протяжении 0.6 км по линии, имеющей простирание СВ 15°, двумя более или менее обособленными группами. Южная группа источников состоит из многочисленных выходов теплой воды, разбросанных по склону то выше, то ниже. Выходы эти местами ничтожны и едва просачиваются из аллювия, заболочивая склон, местами более мощны и представлены тремя хорошо выраженными грифонами. У ключа № 2 устроена из камней ванна (площадь ее 4-5 кв. м), куда и стекают воды источника. Рядом, но ниже по склону устроена вторая ванна, куда стекает вода из первой ванны. Вода этого грифона выбивается мощной струей и, растекаясь по склону долины, отлагает известковые туфы, мощностью до 2—3 м.

Выше по течению в 20 м от ключа № 2 выбивается источник № 1, менее мощный по дебиту воды чем грифон № 2. Ниже по течению реки от № 2 и ниже по склону расположен грифон № 3 — самый мощный по дебиту воды среди южной группы источников. Грифоны №№ 1 и 2 отла-

¹ Номера грифонов возникают с запада на восток.

гают известковые туфы. Все три грифона образовали широкую вытянутую вдоль склона туфовую террасу. Ни один из грифонов не газирован.

Таблица 7

Температура и дебит источников Тура-су

| Название источников | 13 окт. 1931 г. | t° воздуха | t° воды | Дебит воды в л/с |
|---------------------|--------------------|------------|---------|---------------------|
| Южная группа | | | | |
| Ключ № 1 | 12 ч. — м. | 4.0 | 18.8 | 0.3 |
| „ № 2 | 12 „ 10 „ | 2.5 | 19.8 | 2.4 |
| „ № 3 | 12 „ 20 „ | 5.0 | 19.5 | 3.2 |
| Северная группа | | | | |
| Ключ № 1 | } 13ч. | 5.0 | 20.5 | 1.0 |
| „ № 2 | | | 19.6 | 5.0 |
| „ № 3 | | | 19.8 | 1.3 |
| „ № 4 | | | 19.5 | — |
| „ № 5 | | | 19.3 | — |
| „ № 6 | | | 17.0 | — |
| „ № 7 | | | 17.3 | 0.5 |

Северная группа источников лежит на 500—550 м ниже по течению реки от южной группы. Вода местами едва просачивается, местами видны более хорошо выраженные грифоны. Всего здесь 7 ключей. Источники отлагают известковые туфы, мощность которых достигает 5 м. Туфовая терраса тянется параллельно склону на 80—100 м. Ни один из грифонов не газирован. Между северной и южной группами ключей из склона долины выходят многочисленные мелкие ключики с температурой воды 12.5°, 13.0° и 14.5°. Воды всех источников прозрачны, на вкус пресны, без запаха. Источники относятся к индифферентным термам.

Источники Улахол (42°6' сев. шир., 76°13'29" вост. долг. от Гринича; ряд О, л. 17 двухверстной карты Туркестана; абс. выс. 2646 м) расположены в долине р. Улахол, в расстоянии 1—1.2 км от места впадения в нее р. Талды. Долина рч. Улахол у выхода источников не широка (50—60 м), с довольно пологими склонами, лишенными растительности.

Таблица 8

Химические анализы известковых туфов источников Арабель,
Кара-су и Улахол

(Аналитик Е. А. Свержинская)

| Состав | 1 ¹ | 2 ² | 3 ³ |
|--|----------------|----------------|----------------|
| SiO ₂ | 0.72 | 0.26 | 0.38 |
| Al ₂ O ₃ | 0.48 | 0.18 | 0.14 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.21 | 0.14 | 0.21 |
| CaO | 53.94 | 54.03 | 54.11 |
| MgO | 0.90 | 0.80 | 0.61 |
| SO ₃ | — | — | — |
| CO ₂ | 43.37 | 43.33 | 43.19 |
| H ₂ O + орг. | 0.46 | 1.09 | 1.19 |
| H ₂ O гигр. | 0.32 | 0.55 | 0.33 |
| Сумма . . . | 100.43 | 100.38 | 100.26 |

Источники (5 грифонов) расположены по обоим берегам реки. Три из них на левой стороне зарегистрированы под №№ 1, 2, 3 и два на правой под №№ 4, 5. Источник № 1 имеет грифон цилиндрической формы, расположенный вертикально в туфовой площадке. На дне этого цилиндра заметно отверстие 20—25 см, из которого и подымается вверх вода. Источник № 2 выходит из небольших отверстий (0.5—2 см) в травертинах на площади равной 2 кв м и, растекаясь по площадке, затем образует ручеек, который впадает в грифон № 1. Дебит воды, измеренный для источника № 1 является суммарным для грифонов №№ 1 и 2. Источник № 3 наиболее мощный по дебиту расположен ближе к берегу реки, он также выбивается из известковых туфов. Источник № 4 вытекает из берега (на правой стороне), его воды сразу впадают в реку. Источник № 5 просачивается у скалы на площади равной 4 кв м и заболачивает место, ниже у реки он все же образует небольшой ручеек. Кроме этих грифонов существуют еще отдельные сочащиеся места в нижней части туфовой террасы, почти у самой воды реки. Ни один из грифонов не газирован. Вода источников прозрачная, пресная на вкус, слегка сладковатая, прес без запаха. Температура воды колеблется 7.5—8° С.

¹ Арабель.

² Тура-су.

³ Улахол.

Температура и дебит источников Улахол

| Название источников | 14 окт. 1931 г. | t° воздуха | t° воды | Дебит воды в л/с |
|---------------------|--------------------|------------|---------|---------------------|
| Ключ № 1 | 11 ч. дня | 7.5 | 15.5 | } 7.7 |
| „ № 2 | 11 „ „ | 7.5 | 13.9 | |
| „ № 3 | 12 „ „ | 8.0 | 13.6 | 15.3 |
| „ № 4 | 12 „ „ | 8.0 | 12.5 | — |
| „ № 5 | 12 „ „ | 8.0 | 12.5 | — |

Источники отлагают травертины, образуя террасу по обе стороны реки, длиною около 150 м и шириною 40—50 м. Мощность туфового покрова 5 м. Река Улахол имеет ширину 3—4 м и выше источников имеет характер небольшой речки. Врезываясь в туфовую террасу ширина ее заметно уменьшается, в ее русло стекают обильные воды источников и сама река отлагает травертины. В реке известковые туфы цементируют не только отдельные валуны, но также и все русло. Получается довольно своеобразный вид порожиистой речки, несущей свои воды по дну, состоящему из известковых туфов. Это явление замечается до слияния р. Улахол с рч. Талды, т. е. на протяжении 1—1.5 км. Как только вода р. Улахол разбавляется водами рч. Талды отложение известковых туфов прекращается.

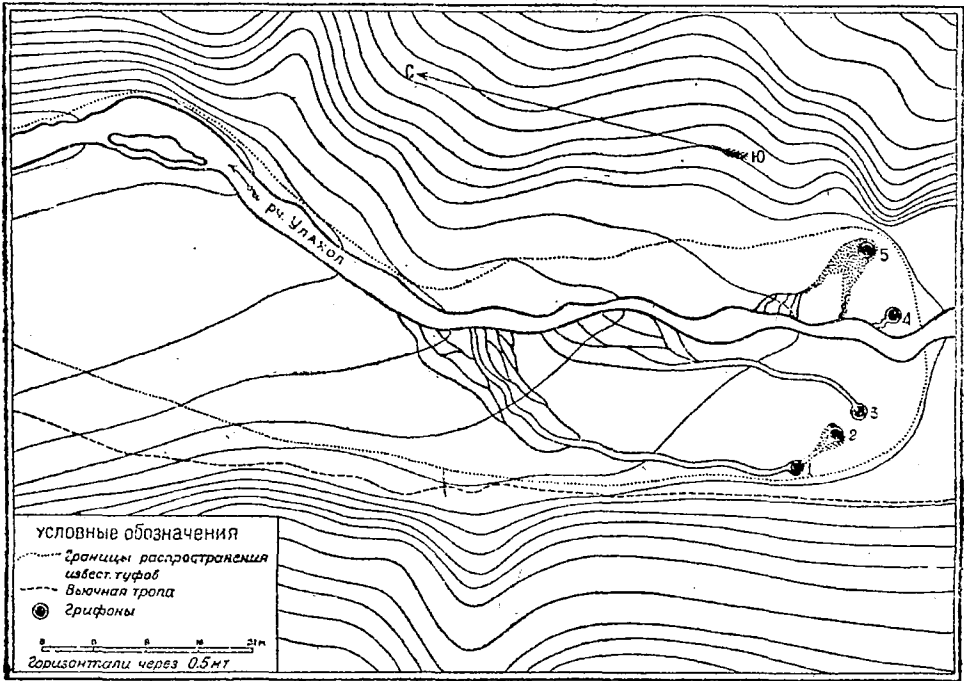
На правой стороне р. Улахол у источника № 5 обнажаются темно-серые, мраморизованные известняки, плотные с заметной слоистостью. Под микроскопом видны агрегаты кристаллов кальцита (микроструктура мрамора), заметно чередование полос разной крупности зерна. К этим мраморизованным известнякам и надо отнести выходы теплых источников. Невысокая температура источников объясняется разбавлением их грунтовыми водами. Источники Улахол аналогичны ключам Тура-су и Арабельским.

Суммарный дебит воды источников Улахол равный 23 л/с (1 987 200 л в сутки) будет не полным, так как в эту цифру не вошел дебит грифонов №№ 4 и 5 и сочащихся мест в нижней части туфовой площадки.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Температура воды. Все источники описываемые нами как термы имеют температуру колеблющуюся от 12.5° (Улахол) до 49° (Алтын-арасан южный). Те источники, которые выходят на поверхность непосредственно

из коренных пород имеют температуру выше, чем источники выходящие из наносов, так как во втором случае температура их понижается за счет разбавления холодными водами поверхностного происхождения. Не на всех источниках мы имели возможность произвести систематические продолжительные наблюдения над температурой, поэтому данные о суточных колебаниях мы имеем только для некоторых групп терм, они приведены при описаниях источников. Для уверенности при суждениях о колебании темпе-



Фиг. 10. План расположения источников Улаох.

ратуры, измерения у источников производились родниковым термометром с делениями шкалы до 0.1°C , сверенным предварительно с нормальным термометром Главной Геофизической обсерватории в Ленинграде. Измерение температуры воды всегда производилось в одном и том же месте источника.

Дебит воды. По количеству выносимой воды источники разделяются резко на две группы. В первую с большим дебитом следует отнести источники низкотемпературные, отлагающие травертины (Арабель, Улаох, Тура-су), во вторую с меньшим дебитом источники газированные. Дебит первых колеблется от 13.7 до 37.0 л/с., в то время как вторые обладают дебитом выражающимся цифрами 0.93—5.0 л/с. К сожалению, некоторые источники, которые могут быть использованы для постройки курортов (Бозжук, Алтын-арасан-северный и средний, Кызыл-су) обладают малым, хотя и вполне достаточным для эксплуатации дебитом воды. Ключи же первой группы в курортном отношении интереса не представляют. Изме-

рения дебита источников Уч-кайнар, Тура-су, Арабель и Тон производились глазомерно; для остальных приближенным методом по времени наполнения мерного сосуда емкостью в 10 л, при чем производилось пять повторных измерений, из которых и бралось среднее значение.

Химический состав воды. Для суждения о химической природе вод источников в нашем распоряжении имеются семь новых анализов, произведенных А. А. Резниковым и Е. Муликовской в Центральной лаборатории ЦНИГРИ в Ленинграде в 1932 г., три анализа В. А. Новикова и один анализ И. И. Покровского. Последние четыре анализа приведены в работе Н. М. Прокопенко, откуда мы их и заимствовали. В первых семи анализах, вследствие экономии средств сумма щелочей (K + Na) определялась из разности отрицательных и положительных эквивалентов. Однако несмотря на это анализы заслуживают доверия, мы имели возможность сравнивать их с точными анализами В. А. Новикова, произведенными в 1927 г. Все они перечислены нами в эквивалентную форму по методу Пальмера.¹ При этом выяснилось, что старый анализ И. И. Покровского для источников Тон неполный и очевидно не точный.

По классификации Пальмера, воды посещенных источников делятся на две группы: воды I класса и воды III класса. К первой группе относятся источники Ак-су, Алтын-арасан-средний, Кызыл-су, Уч-кайнар, Джукучак, ко второй Бозшук, Джеты-огуз, Тура-су, Улахол. Воды источников I класса приурочены к изверженным породам, воды III класса к известнякам. Все источники обладают малой минерализацией (0.33 — 0.96 г на литр), за исключением вод Джеты-огуза (12.35 г на литр).

Химический состав спонтанных газов. При производстве работ из газифицирующих источников взяты были пробы спонтанного газа, это производилось там, где дебит газа был достаточным для наполнения двухлитровой бутылки в сравнительно небольшой срок. Не все пробы, однако, удалось проанализировать, так как многие из них благополучно привезенные в Ленинград затеряны в лаборатории МНИ В. А. Соколова. Поэтому пришлось воспользоваться также анализами газа, приведенными в работе Н. М. Прокопенко.²

Спонтанные газы, выделяемые термами представляют почти чистые азотные струи. Они содержат N_2 93.1 — 100% и небольшое количество углекислоты, сероводорода, кислорода (иногда метана) и в несколько повышенном количестве благородные газы. Последнее обстоятельство и общий состав газа заставляют предполагать о больших глубинах, с которых эти газы поднимаются по тектоническим трещинам вместе с термальными водами источников из непонятного еще нам очага. Постоянная ли эта связь вод и газов, является ли азот газовых струй тем остатком от воздуха, который мог быть захвачен водами при циркуляции (кислород воздуха

¹ Н. Н. Славянов, Эквивалентная форма выражения химических анализов воды и ее применение. Геол. ком., Мат. по общ. и прикл. геологии, вып. 97, 1929, Л., 68 стр.

² Ibid.

ушел на окислительные процессы), или эта связь имеет временный характер и существует в течение небольшого промежутка времени, или здесь осуществляется и то и другое явление — ответить сейчас на этот вопрос трудно, тем более, что те анализы, которыми мы располагаем не дают указаний на отношения между отдельными составными частями редких газов.

Перспективы дальнейшей эксплуатации источников в бальнеологических целях, представляются нам следующими.

В наиболее выгодных природных условиях находятся источники, расположенные в Каракольском районе. Они по своим физикохимическим особенностям и представляют наибольший интерес как объекты для курортного строительства. Это будут источники Бозшук, Алтын-арасан-северный, Алтын-арасан-средний, Ак-су, Жеты-огуз и Кызыл-су. В настоящее время только две из этих групп используются в бальнео-терапевтическом отношении (Ак-су, Жеты-огуз). На них существуют курорты, обслуживающие как местное население, так и приезжих больных из других районов Средней Азии. Другие источники (Бозшук, Алтын-арасан-средний и северный, Кызыл-су) используются для лечения и купания преимущественно местным коренным населением киргизами в крайне упрощенной обстановке. На этих ключах существуют примитивные приспособления позволяющие пользоваться ключами как ваннами. Над некоторыми термами устроены деревянные срубы, покрытые крышей (Кызыл-су). Источники Каракольского района несомненно представляют большой практический интерес, они с достаточно хорошим дебитом воды, который безусловно можно увеличить хорошо произведенным каптажем, имеют сравнительно высокую температуру воды, расположены в красивых горных ущельях среди прекрасного елового леса и к ним очень не трудно проложить проезжие дороги.

Остальные известные в районе источники Алтын-арасан-южный, Джукучак, Уч-кайнар Тон (Кереге-таш), Арабель, Тура-су, Улахол лишены всякого практического интереса, они расположены в трудно доступных местах, в совершенно безлесных горных долинах.

При производстве работ по расширению имеющихся уже курортов и при создании новых необходимо обратить внимание прежде всего на курорты Ак-су и Жеты-огуз, источники Кызыл-су и в особенности Алтын-арасан-северный и средний. Эти последние ключи, расположенные недалеко от курорта Ак-су, и таят в себе несравненно большие возможности чем первые два. Здесь прежде всего много свободного места, где можно раскинуть целый городок домов и построек. Две группы источников (18 терм) обладают уже и сейчас значительным дебитом вод, которые, конечно, можно повысить каптажем.

За этими тремя источниками будет обеспечено место курортов государственного значения, если разрешится проблема путей сообщения для Иссык-кульского района. Железная дорога, которая соединит город Фрунзе с Рыбачьим, безусловно оживит и вызовет к жизни прекрасные будущие курорты, таящиеся в долинах рек хребта Терской Ала-тау.

Таблица химических анализов тер-

| № по пор. | Название источников | Сухой остаток | Жесткость в немецких градусах | Сумма катионов и анионов | K' | Na' | Ca'' | Mg'' | мальных вод хребта Терской-Ала-тау на литр | | | | | | | |
|-----------|---|-------------------|-------------------------------|--------------------------|--------|--------|---------|--------|--|--------------------|--------------------|---------------------|---------------------|------------------|---|---|
| | | | | | | | | | Cl' | SO ₄ '' | HCO ₃ ' | HSiO ₃ ' | SiO ₃ '' | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃ | Время производства анализа |
| 1 | Боздук, грифон № 2 . | 1.168 | 12.8 | — | 0.3376 | 0.0773 | 0.0045 | 0.5804 | 0.0288 | 0.118 | — | — | 0.0212 | 0.0010 | 1932 | Е. Муликовская. Ленинград, центр. лаб. ЦНИГРИ |
| 2 | Ак-су, ванна № 2 . | 0.3288 | — | 0.3304 | 0.0083 | 0.0957 | 0.00057 | 0.0657 | 0.0774 | 0.0457 | — | 0.0269 | 0.0147 | 0.0048 | 1927 | |
| 3 | Алтын-арасан—средний | 0.3920 при 105° С | — | — | 0.0125 | 0.0867 | 0.0004 | 0.0800 | 0.0531 | 0.0854 | — | — | 0.0420 | 0.0064 | 1927 | В. А. Новиков |
| 4 | Джеты-огуз, ванна № 3 | 13.2000 | — | 12.3574 | 0.1645 | 2.5514 | 0.0065 | 7.0920 | 0.5851 | 0.0244 | — | — | 0.0290 | 0.0100 | 1927 | |
| 5 | Кымыл-су, грифон № 2 | 0.460 | 2.6 | — | 0.1328 | 0.0168 | 0.001 | 0.1108 | 0.0683 | 0.067 | 0.0834 | — | — | 0.0009 | 1932 | А. А. Резников. Ленинград, центр. лаб. ЦНИГРИ |
| 6 | Уч-кайнар, грифон № 1 | 0.360 | 2.35 | — | 0.1046 | 0.0112 | 0.0035 | 0.0782 | 0.0814 | 0.092 | — | — | 0.025 | 0.0008 | 1932 | |
| 7 | Джукучак, большой грифон | 0.330 | 4.3 | — | 0.0763 | 0.023 | 0.004 | 0.0425 | 0.0888 | 0.061 | 0.060 | — | — | 0.0007 | 1932 | И. И. Покровский |
| 8 | Тон (Кереге-таш) | 1.2052 | — | 0.9907 | — | 0.3049 | — | 0.5340 | 0.0876 | — | — | 0.0349 | — | — | 1909 | |
| 9 | Тура-су (южн. группа), грифон № 2 | 0.365 | 15.2 | — | 0.0191 | 0.0752 | 0.020 | 0.0178 | 0.0452 | 0.0292 | — | — | 0.035 | 0.0009 | 1932 | А. А. Резников, Ленинград, центр. лаб. ЦНИГРИ |
| 10 | Улахол, грифон № 3 | 0.730 | 31.9 | — | 0.0382 | 0.163 | 0.0393 | 0.0524 | 0.1185 | 0.555 | — | — | 0.0250 | 0.0010 | 1932 | |

Таблица 11

Пересчеты анализов воды в эквивалентную форму по Пальмеру.
Боздук, ванна № 2

| — | Mgr | RV | % | + | Mgr | RV | % |
|------------------------|---------------------|----------------|------------------|----------------|-------|-------|-------|
| Cl | 580.4 | 16.37 | 43.28 | K + Na | 337.6 | 14.68 | 38.82 |
| SO ₄ | 28.8 | 0.60 | 1.58 | Ca | 77.3 | 3.86 | 10.20 |
| HCO ₃ | 118.0 | 1.94 | 5.14 | Mg | 4.5 | 0.37 | 0.98 |
| S ₁ | 727.2 | 18.91 | 50.00 | S ₂ | 419.4 | 18.91 | 50.00 |
| Сильных кислот . 44.86 | Щелочей . . . 38.82 | Соленость | | Щелочность | | | |
| Слабых кислот . 5.14 | Щел. земель . 11.18 | I . . . 77.64 | I — | | | | |
| Поправка — | Поправка — | II . . . 12.08 | II 10.28 | | | | |
| Сумма . 50.00 | Сумма . 50.00 | III . . . — | III — | | | | |

Вода III класса

Таблица 10

мальных вод хребта Терской-Ала-тау на литр

| Cl' | SO ₄ '' | HCO ₃ ' | HSiO ₃ ' | SiO ₃ '' | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃ | Время производства анализа | Аналитик |
|--------|--------------------|--------------------|---------------------|---------------------|------------------|---|----------------------------|---|
| 0.5804 | 0.0288 | 0.118 | — | — | 0.0212 | 0.0010 | 1932 | Е. Муликовская. Ленинград, центр. лаб. ЦНИГРИ |
| 0.0657 | 0.0774 | 0.0457 | — | 0.0269 | 0.0147 | 0.0048 | 1927 | |
| 0.0800 | 0.0531 | 0.0854 | — | — | 0.0420 | 0.0064 | 1927 | В. А. Новиков |
| 7.0920 | 0.5851 | 0.0244 | — | — | 0.0290 | 0.0100 | 1927 | |
| 0.1108 | 0.0683 | 0.067 | 0.0834 | — | — | 0.0009 | 1932 | А. А. Резников. Ленинград, центр. лаб. ЦНИГРИ |
| 0.0782 | 0.0814 | 0.092 | — | — | 0.025 | 0.0008 | 1932 | |
| 0.0425 | 0.0888 | 0.061 | 0.060 | — | — | 0.0007 | 1932 | И. И. Покровский |
| 0.5340 | 0.0876 | — | — | 0.0349 | — | — | 1909 | |
| 0.0178 | 0.0452 | 0.0292 | — | — | 0.035 | 0.0009 | 1932 | А. А. Резников, Ленинград, центр. лаб. ЦНИГРИ |
| 0.0524 | 0.1185 | 0.555 | — | — | 0.0250 | 0.0010 | 1932 | |

Таблица 12

Ак-су, ванна № 2

| — | Mgr | RV | % | + | Mgr | RV | % |
|------------------------|-----------------------|---------------|------------------|----------------|--------|------|-------|
| Cl | 65.70 | 1.85 | 18.82 | K | 8.30 | 0.21 | 2.14 |
| SO ₄ | 77.40 | 1.61 | 16.38 | Na | 95.70 | 4.16 | 42.32 |
| HCO ₃ | 45.70 | 0.75 | 7.63 | Ca | 10.10 | 0.50 | 5.09 |
| SiO ₃ | 26.90 | 0.70 | 7.12 | Mg | 0.57 | 0.05 | 0.51 |
| S ₁ | 215.70 | 4.91 | 49.95 | S ₂ | 114.67 | 4.92 | 50.06 |
| Сильных кислот . 35.20 | Щелочей . . . 44.46 | Соленость | | Щелочность | | | |
| Слабых кислот . 14.75 | Щел. земель . . 5.60 | I . . . 70.40 | I 18.52 | | | | |
| Поправка +0.05 | Поправка 0.06 | II . . . — | II 10.98 | | | | |
| Сумма . 50.00 | Сумма . 50.00 | III . . . — | III — | | | | |

Вода I класса

Таблица 13

Алтын-арасан-средний

| — | Mgr | RV | % | + | Mgr | RV | % |
|-------------------------|--------|----------------------|-------|----------------|--------|------------------|-------|
| Cl | 80.00 | 2.26 | 23.58 | K | 12.50 | 0.32 | 3.34 |
| SO ₄ | 53.10 | 1.10 | 11.47 | Na | 86.70 | 3.77 | 39.31 |
| HCO ₃ | 85.40 | 1.40 | 14.60 | Ca | 14.20 | 0.71 | 7.40 |
| | | | | Mg | 0.40 | 0.03 | 0.31 |
| S ₁ | 218.50 | 4.76 | 49.65 | S ₂ | 113.80 | 4.83 | 50.36 |
| Сильных кислот . 35.05 | | Щелочей . . . 42.65 | | Соленость | | Щелочность | |
| Слабых кислот . . 14.60 | | Щел. земель . . 7.71 | | I . . . 70.10 | | I 15.20 | |
| Поправка . . . + 0.35 | | Поправка . . . 0.36 | | II . . . — | | II 14.00 | |
| Сумма . . 50.00 | | Сумма . 50.00 | | III . . . — | | III — | |

Вода I класса

Таблица 14

Джеты-огуз, ванна № 3

| — | Mgr | RV | % | + | Mgr | RV | % |
|------------------------|---------|-----------------------|-------|----------------|---------|-----------------|-------|
| Cl | 7092.00 | 199.99 | 47.10 | K | 164.50 | 4.21 | 0.99 |
| SO ₄ | 585.10 | 12.17 | 2.86 | Na | 2551.40 | 110.99 | 26.13 |
| HCO ₃ | 24.40 | 0.40 | 0.09 | Ca | 1933.50 | 96.48 | 22.71 |
| | | | | Mg | 6.50 | 0.53 | 0.12 |
| S ₁ | 7701.50 | 212.56 | 50.05 | S ₂ | 4655.90 | 212.21 | 49.95 |
| Сильных кислот . 49.96 | | Щелочей . . . 27.12 | | Соленость | | Щелочность | |
| Слабых кислот . . 0.09 | | Щел. земель . . 22.83 | | I . . . 54.30 | | I — | |
| Поправка . . . — 0.05 | | Поправка . . + 0.05 | | II . . . 45.52 | | II 0.18 | |
| Сумма . . 50.00 | | Сумма . 50.00 | | III . . . — | | III — | |

Вода III класса близка к IV классу

Таблица 15

Кызыл-су, грифон № 2

| — | Mgr | RV | % | + | Mgr | RV | % |
|-------------------------|--------|------|-------|----------------------|-----------------|------|------------------|
| Cl | 110.80 | 3.13 | 23.25 | K + Na | 132.80 | 5.81 | 43.16 |
| SO ₄ | 68.30 | 1.42 | 10.55 | Ca | 16.80 | 0.84 | 6.24 |
| HCO ₃ | 67.00 | 1.10 | 8.17 | Mg | 1.00 | 0.08 | 0.59 |
| HSiO ₃ | 83.40 | 1.08 | 8.02 | | | | |
| S ₁ | 329.5 | 6.73 | 49.99 | S ₂ | 150.6 | 6.73 | 49.99 |
| Сильных кислот . 33.80 | | | | Щелочей . . . 43.16 | | | |
| Слабых кислот . . 16.19 | | | | Щел. земель . . 6.83 | Соленость | | Щелочность |
| Поправка — | | | | Поправка — | I 67.60 | | I 18.72 |
| Сумма . 49.99 | | | | Сумма . 49.99 | II — | | II 13.66 |
| | | | | | III — | | III — |

Вода I класса

Таблица 16

Уч-кайнар, грифон № 1

| — | Mgr | RV | % | + | Mgr | RV | % |
|-------------------------|-------|------|-------|---------------------|-----------------|------|------------------|
| Cl | 78.20 | 2.20 | 20.41 | K + Na | 104.60 | 4.55 | 42.21 |
| SO ₄ | 81.40 | 1.69 | 15.68 | Ca | 11.20 | 0.56 | 5.19 |
| HCO ₃ | 92.00 | 1.50 | 13.91 | Mg | 3.50 | 0.28 | 2.60 |
| S ₁ | 251.6 | 5.39 | 50.00 | S ₂ | 119.3 | 5.39 | 50.00 |
| Сильных кислот . 36.09 | | | | Щелочей . . . 42.21 | | | |
| Слабых кислот . . 13.91 | | | | Щел. земель . 7.79 | Соленость | | Щелочность |
| Поправка — | | | | Поправка — | I 72.18 | | I 12.24 |
| Сумма . 50.000 | | | | Сумма . 50.00 | II — | | II 15.58 |
| | | | | | III — | | III — |

Вода I класса

Улахол, грифон № 3

| — | Mgr | RV | % | + | Mgr | RV | % |
|------------------------|--------|-------|-------|-----------------------|----------------|-------|----------------|
| Cl | 52.40 | 1.48 | 5.67 | K + Na | 38.20 | 1.66 | 6.36 |
| SO ₄ | 118.50 | 2.47 | 9.46 | Ca | 163.00 | 8.16 | 31.26 |
| HCO ₃ | 555.00 | 9.10 | 34.87 | Mg | 39.30 | 3.23 | 12.38 |
| S ₁ | 725.90 | 13.05 | 50.00 | S ₂ | 240.50 | 13.05 | 50.00 |
| Сильных кислот . 15.13 | | | | Щелочей . . . 6.36 | | | |
| Слабых кислот . 34.87 | | | | Щел. земель . . 43.64 | Соленость | | Щелочность |
| Поправка — | | | | Поправка — | I . . . 12.72 | | I . . . — |
| | | | | | II . . . 17.54 | | II . . . 69.74 |
| Сумма . 50.00 | | | | Сумма . 50.00 | III . . . — | | III . . . — |

Вода III класса

Химические анализы спонтанных газов термальных источников хр. Терской Ала-тау

| № по пор. | Название источников | Время взятия пробы газа | Температура воды | Состав газа в процентах по объему | | | | | | | | |
|-----------|--|-------------------------|------------------|-----------------------------------|-----------------|----------------|----|-----------------|----------------|------------------------------|--------------|---------|
| | | | | H ₂ S | CO ₂ | O ₂ | CO | CH ₄ | H ₂ | N ₂ + редкие газы | Ar + Kr + Xe | He + Ne |
| 1 | Бозшук, грифон № 1 | 6 VIII 1931 | 27.6 | — | 0.9 | 6.0 | — | — | — | 93.1 | 1.32 | + |
| 2 | Ак-су, скважина № 1 | 29 XI 1931 | — | — | — | 0.1 | — | — | — | 99.9 | 1.403 | + |
| 3 | Алтын-арасан средний, грифон № 1 | 15 VII 1931 | 37.9 | — | 0.5 | 4.2 | — | — | — | 95.2 | 1.29 | + |
| 4 | Джеты-огуз, ванна № 2 | 18 VII 1926 | 43.5 | — | 0.8 | 4.0 | — | 1.7 | — | 93.5 | — | + |
| 5 | Кызыл-су, грифон № 2 | 17 VII 1926 | 41.6 | — | 0.6 | 0.2 | — | 0.4 | — | 98.7 | — | + |
| 6 | Уч-кайнар, грифон № 1 | 20 X 1931 | 22.1 | — | 0.1 | 0.8 | — | — | — | 99.1 | 1.186 | + |
| 7 | Тон (Керегеташ) | 15 VII 1929 | 45.0 | 0.4 | 0.5 | 0.4 | — | 1.5 | — | 97.2 | — | + |

НАРКОМВОЗДУШНОГО ТРАНСПОРТА



Цена 4 руб. 50 коп.

H

1347
№ 2/3

