

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ГЕОЛОГИИ И ГРУНТОВЕДЕНИЮ
ОТДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени М. В. ЛОМОНОСОВА

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СССР

В ВОСЬМИ ТОМАХ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР Е. М. СЕРГЕЕВ, Г. А. ГОЛОДКОВСКАЯ
(зам. главного редактора), И. В. ПОПОВ (зам. главного редак-
тора), В. Г. ЧАПОВСКИЙ (зам. главного редактора), М. В. ЧУ-
РИНОВ (зам. главного редактора), К. И. АНТОНЕНКО, А. Е. БА-
ВИНЕЦ, Г. К. БОНДАРИК, И. М. БУАЧИДЗЕ, И. В. ГАРМОНОВ,
С. А. ГУРЬЕВ, С. Л. ДИКОВСКАЯ, В. И. ДМИТРОВСКИЙ,
С. В. ДРОЗДОВ, Д. Г. ЗИЛИНГ, Г. С. ЗОЛОТАРЕВ,
Н. В. КОЛОМЕНСКИЙ, И. С. КОМАРОВ, В. А. КУДРЯВЦЕВ,
В. Д. ЛОМТАДЗЕ, Р. П. ТЕУШ, Х. Т. ТУЛЯГАНОВ,
Н. Н. ХОДЖИБАЕВ

Издательство Московского
университета
1978

НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «УЗБЕКГИДРОГЕОЛОГИЯ»
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
СЕДЬМОЙ
СРЕДНЯЯ АЗИЯ

ПОД РЕДАКЦИЕЙ Х. Т. ТУЛЯГАНОВА,
Р. П. ТЕУШ, Н. Н. ХОДЖИБАЕВА

Издательство Московского
университета
1978

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

**Инженерная геология СССР. В 8-ми томах. Т. 7.
Средняя Азия. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978.**

352 с., илл. Библиогр., табл.

Монография содержит сведения о геологическом строении, свойствах горных пород, геологических процессах, подземных водах и рельефе Средней Азии, охарактеризованы инженерно-геологические условия этого региона.

Специальный раздел посвящен опыту строительства и описанию изменений инженерно-геологических условий под влиянием деятельности человека. Материал, представленный в разделе, заслуживает наибольшего интереса и отличается новизной.

И 20806—131
077(02)—78 подвист.

© Издательство Московского университета, 1978 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

При работе по составлению 7 тома монографии «Инженерная геология СССР» авторы стремились удовлетворить растущую потребность народного хозяйства Средней Азии в обзорных инженерно-геологических материалах, необходимых для планирования, проектирования и размещения объектов гражданского, промышленного и сельскохозяйственного строительства, а также для более правильного выбора направления инженерно-геологических исследований.

Том состоит из двух частей. Первая характеризует инженерно-геологические условия западной равнинной части Средней Азии — Туранской плиты, вторая — горно-складчатой области Средней Азии.

Работа выполнена сотрудниками ГИДРОИНГЕО объединения Узбекгидрогеология, Управления геологии при Совете Министров Туркменской ССР, Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР, Управления геологии при Совете Министров Киргизской ССР. Кроме того, в работе участвовали сотрудники Казахского гидрогеологического управления, Института сейсмологии Академии наук Узбекской ССР, Института геологии Академии наук Туркменской ССР, Туркменского политехнического института, Института геологии Таджикской ССР, Института сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук Таджикской ССР, Таджикского государственного университета, института Таджикгипроводхоза, Таджикского филиала института Фундаментпроект, Московского государственного университета, Института геологии Академии наук Киргизской ССР, Института геологии Академии наук Казахской ССР, Казахского политехнического института, Ташкентского политехнического института, Среднеазиатского филиала института ГИДЭП. В оформлении тома, сборе и обработке обширного фактического материала принимали участие П. П. Ким, Л. М. Евдокимова, Т. М. Калабугина, И. И. Назаренко.

При составлении монографии получен ряд полезных советов от чл.-кор. АН СССР Е. М. Сергеева, докт. геол.-мин. наук Г. А. Голодковской, докт. геол.-мин. наук М. В. Чуринова, канд. геол.-мин. наук Д. Г. Зилинга и С. Л. Диковской. Большую помощь в редактировании тома оказали рецензенты — канд. геол.-мин. наук И. М. Цыпина и доцент МГРИ Е. Г. Чаповский, которым авторы выражают свою глубокую благодарность.

ВВЕДЕНИЕ

Средняя Азия занимает $\frac{1}{9}$ часть территории Советского Союза. Граница ее проходит от Каспийского моря на западе до Китая на востоке и от Арало-Иртышского водораздела на севере до границы с Ираном и Афганистаном на юге. Здесь находятся высочайшие горы, глубокие межгорные впадины и безводные пустыни.

По характеру рельефа Средняя Азия делится на две части: западную, с преобладанием низменных равнин и плато, на юго-западе простирается хр. Копетдаг, и восточную, занятую горными сооружениями Тянь-Шаня и Памиро-Алая (рис. 1).

Климат рассматриваемой территории резко континентальный. Основные его черты: большие колебания температур зимой и летом, днем и ночью, общая сухость воздуха, обилие солнечного света и относительно небольшое количество осадков.

Гидрографическая сеть, за исключением горных территорий, очень бедная. Самые крупные реки — Амударья, образованная слиянием Пянджа и Вахша, Сырдарья, которая несет воды своих истоков — Нарына и Карадарьи, ее притоки — Чирчик и Ахангаран, реки Теджен, Мургаб, Зеравшан, Чу.

Наиболее крупные озера — Аральское море и Иссык-Куль. Мелкие озера встречаются на равнинах, у морских побережий, на горных склонах и высокогорных областях (рис. 2).

Речная сеть Средней Азии не может обеспечить водой огромные массивы пустынных земель. Освоение их стало возможно после сооружения за годы Советской власти ирригационных каналов и водохранилищ.

По площади и количеству горных ледников Средняя Азия занимает одно из первых мест на земном шаре, несмотря на сухость климата. Общая площадь оледенения здесь равна 17 000 км², а число ледников превышает 4000.

Большие массивы фирмы и крупные очаги оледенения сосредоточены в районах пиков: Революции, Коммунизма (рис. 3), Гармо, Ленина (рис. 4), Курумды, Победы, Хан-Тенгри, Акшийрак и в районе перевала Матча.

За годы Советской власти Средняя Азия стала мощным индустриально-сельскохозяйственным и экономическим районом юго-востока страны. Это главная хлопковая база Советского Союза, где вырабатывается около 90% хлопка, в том числе основная часть тонковолокнистых сортов. Богаты недра среднеазиатских республик — добываются цветные металлы, нефть, газ, уголь, и др. Развита цветная металлургия, химическая промышленность, сельскохозяйственное машиностроение,

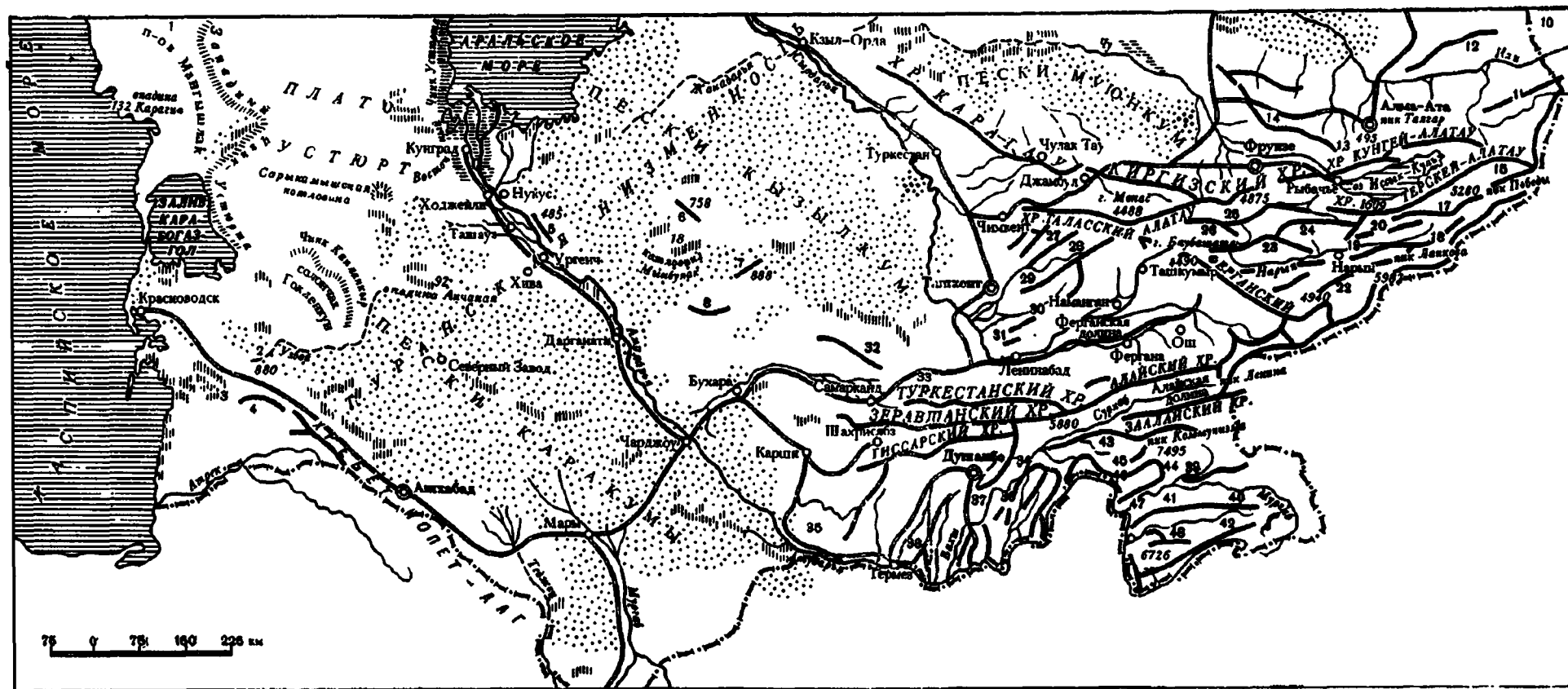


Рис. 1. Орографическая схема Средней Азии.

1 — хр. Каратау, 2 — хр. Большой Балхан, 3 — хр. Малый Балхан, 4 — хр. Копетдаг, 5 — хр. Султануздаг, 6 — горы Букантау, 7 — горы Тамдытау, 8 — горы Кульджуктау, 9 — хр. Борохоро, 10 — хр. Кетмень, 11 — горы Кояндытау, 12 — хр. Занлийский Алатау, 14 — Чу-Илийские горы, 15 — хр. Сарыджаз, 17 — хр. Акшийрак, 18 — хр. Борколдой, 19 — хр. Нарынтау, 20 — хр. Джетым, 21 — Киргизский хребет, 22 — хр. Атбаша, 23 — хр. Молдотау, 24 — хр. Сенкельтау, 25 — хр. Джумголтау,

26 — хр. Сусамыртау, 27 — Угамский хребет, 28 — Пскемский хребет, 29 — Чаткальский хребет, 30 — Кураминский хребет, 31 — хр. Моголтау, 32 — хр. Нуратау, 33 — горы Мальгузар, 34 — Каратегинский хребет, 35 — горы Байсантау, 36 — Вахский хребет, 37 — горы Октау, 38 — хр. Бабатаг, 39 — хр. Музкол, 40 — Северо-Амгурский хребет, 41 — Рушанский хребет, 42 — Южно-Аличурский хр., 43 — хр. Петра Первого, 44 — хребет Академии наук, 45 — Дарвазский хребет, 46 — Ванчский хребет, 47 — Ягулемский хребет, 48 — Шугнанский хребет

станкостроение, пищевая промышленность и легкая, особенно текстильная, сильно развившаяся за последние годы. Здесь производится значительная часть шелка-сырца и шелковичных коконов, растительного масла, сухофруктов, риса, мяса, шерсти, кожи, особенно каракуля.

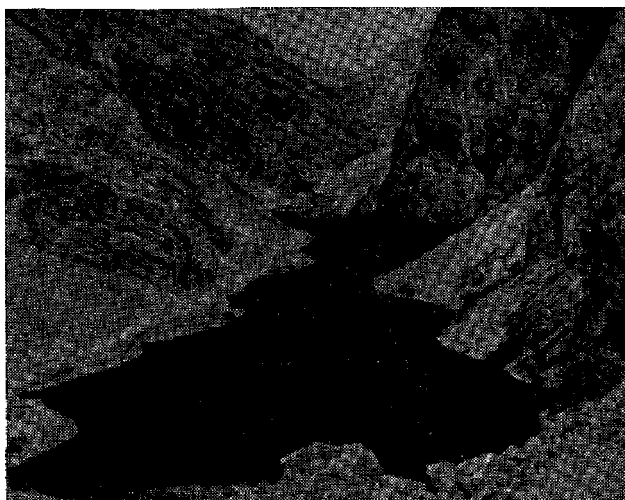


Рис. 2. Черное озеро (Соя) — одно из «семи красавиц» в долине р. Шинг

Важное значение имеет единство ирригационных систем среднеазиатских республик. Воды самых крупных рек (Амударьи и Сырдарьи)



Рис. 3. Фирновые поля на правом берегу р. Сурхоб. Фото В. И. Преснухина

используются народным хозяйством всех республик, в том числе и Казахстаном. Большое значение в экономике имеет создание единой энергосистемы, использующей огромные водные ресурсы горных районов, а также газовые и нефтяные ресурсы равнинных частей Средней Азии.

Водные ресурсы Средней Азии используются для орошения недостаточно. В перспективе возможно увеличение орошаемой площади в три раза. В настоящее время уже проведены большие работы по освоению Голодной степи, Каршинской степи, южных районов Туркмении, тяготеющих к Туркменскому каналу, и многих других.

В десятой пятилетке намечается ввести в действие на полную мощность Нурекскую ГЭС и начать строительство Рогунской ГЭС на р. Вахш. Предполагается значительно расширить площадь орошаемых земель (на 607 тыс. га) и обводнить 6,6 млн. га пастбищ, развернуть работы по освоению Дангаринской, Джизакской степей, продолжить строительство Каракумского канала и освоение земель в его зоне.

История инженерно-геологических исследований

До революции инженерно-геологические исследования в Средней Азии не проводились.

Период 1917—1945 гг. характеризуется слабым развитием инженерно-геологических исследований, которые в это время отставали от геологических и гидрогеологических, выполнялись на отдельных разрозненных участках преимущественно проектно-изыскательскими институтами.

Наиболее актуальной проблемой того времени являлось изучение лессовых пород. В Фергане под руководством профессора О. К. Ланге была дана оценка инженерно-геологических условий с целью реконструкции ирригационных систем и строительства гидротехнических водных узлов.

В конце 30-х — начале 40-х годов под руководством Г. И. Архангельского завершены инженерно-геологические исследования для обоснования проектов строительства крупных оросительных каналов: Большого Ферганского, Южно-Ферганского, Северо-Ферганского, Северо-Ташкентского, Каракумского.

В послевоенный период происходит постепенное усиление инженерно-геологической службы. В первые годы после Великой Отечественной войны инженерно-геологические исследования выполнялись под руководством небольших объектов. Только в 50-х годах началось планомерное изучение инженерно-геологических условий Средней Азии.

Региональные съемочные исследования в Узбекистане были сосредоточены в Голодной степи, в районах городов Ташкента, Янги-Ера, Джизака, Ангрена, Чирчика и по долинам рек Чаткал, Чирчик и Сырдарья. В результате получены материалы для проектного за-



Рис. 4. Один из ледников в районе массива пика Корженевского на Памире, спускающийся к долине р. Муксу

дания первой очереди орошения и освоения целинных земель Голодной степи (ГИДРОИНГЕО, Узбекский гидрогеологический трест, Средазгипроводхоз).

С 1951 по 1954 г. в связи с проектированием Главного Туркменского канала и проведением мелиоративных мероприятий в низовьях Амударьи на орошаемых площадях и перспективных для орошения участках Узбекской гидрогеологической экспедицией была проведена комплексная крупномасштабная инженерно-геологическая и гидрогеологическая съемка. В эти же годы закартированы районы намечавшегося переустройства и развития орошения в зоне влияния Тахиаташской плотины в Кара-Калпакской АССР; получено инженерно-геологическое обоснование под строительство Большого Чардаринского водохранилища на Сырдарье.

В 1953—1954 гг. в связи с освоением целинных земель под орошаемое земледелие, а также в Голодной степи закартированы районы в южной части Ширабад-Сурхандарьинской депрессии.

Площадная инженерно-геологическая оценка Бухарского оазиса, северо-восточной части Голодной степи, низовий Ахангарана, Центральной Ферганы выполнена в 1955 г.

В Таджикистане в 50-х годах подготовлены инженерно-геологические обоснования под жилые массивы в городах Душанбе, Ленинабаде, Курган-Тюбе, Кулябе и др.; под переустройство ирригационной сети в Яванской, Обикликской, Кызылсу-Яхсуйской, Бешкентской долинах и на Кумсангирском, Уртабозском и Рохатинском плато.

В Туркмении региональные инженерно-геологические исследования в 1950—1960 гг. связаны с обоснованием ирригационного строительства на вновь осваиваемых землях и осуществлением мелиоративных мероприятий на массивах существующего орошения в низовьях Амударьи и в дельте Мургаба. Охарактеризованы инженерно-геологические условия предгорной равнины Копетдага с целью освоения этого района под орошаемые массивы в пределах долин рек Амударьи и Теджена.

В Киргизии в это время инженерно-геологические работы входили в состав комплексных среднемасштабных гидрогеологических съемок и заключались в составлении схематических инженерно-геологических карт и карт инженерно-геологического районирования.

Период 1960—1970 гг. и позднее характеризуется дальнейшим планомерным изучением инженерно-геологических условий обширных районов Средней Азии. Во всех республиках в значительном объеме выполняются комплексные гидрогеологические и инженерно-геологические среднес- и крупномасштабные съемки. Так, в Узбекистане, в 1961—1963 гг. такие работы проводились на площади первой очереди орошения Каршинской степи. С 1965 по 1972 г. Узбекский гидрогеологический трест проводил плановую комплексную гидрогеологическую и инженерно-геологическую среднемасштабную съемку в пределах всего Хорезмского оазиса. Большое внимание при этом уделено здесь вопросу изучения засоленности почвогрунтов.

В 1966—1970 гг. и позднее Узгипроводхоз и Узбекский гидрогеологический трест провели работы в Ташкентской области с целью обоснования генеральной схемы освоения и орошения этой территории.

В Туркмении наиболее крупные региональные исследования выполнены для обоснования мелиоративных мероприятий на массивах орошения в зоне влияния Каракумского канала.

В Киргизии под руководством Н. В. Безобразовой и О. К. Ланге выполнены многочисленные инженерно-геологические исследования для обоснования мелиоративных мероприятий и орошения в пределах Чуй-

ской долины, в западной части Таласской впадины и в Ферганской впадине, на землях в районе влияния Кировского водохранилища и Большого Таласского капала; в Бешкентской долине, в районе Иссык-Кульской котловины и бассейне Сырдарьи, в районах городов Рыбачье, Ош.

Исследования под гражданско-промышленное строительство и сельскохозяйственное освоение. Основной объем инженерно-геологических исследований выполнен в комплексном решении под создание различных союзов, производственных баз, жилых поселков и обоснование проектов ирригационно-мелиоративного освоения земель в районе этих объектов. Работы выполнялись преимущественно разноместными научно-исследовательскими институтами.

В Узбекистане наиболее изучены в этом направлении Приташкентская и Ферганская впадины. Изыскания в основном проводили Узгоспроект и ГПУ-4 в 1956—1959 гг.

В 1968 г. Узбекским гидрогеологическим трестом при участии ГИДРОИНГЕО на территории Ташкента для обоснования восстановления и генеральной реконструкции города после землетрясения была проведена крупномасштабная комплексная гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемка. Подобные работы в последующие годы с целью микросейсмрайонирования проведены Институтом сейсмологии АН УзССР по городам Чирчик, Янгйюль, Ангрен.

В Туркмении инженерно-геологические исследования промышленного и гражданского назначения выполнялись на территориях городов: Ашхабада, Кара-Кала, Мары, Ташауза, Чарджоу, Красноводска, Теджена, Куля-Ургенча, Тахта-Базара. Большинство исследований проведены в 1963—1964 гг. Туркменским геологическим управлением и Туркменгипроводхозом. Особенно многочисленные и разносторонние исследования с сейсмическим микрорайонированием были выполнены в 1948—1950 гг. в районе г. Ашхабада, в связи с его восстановлением после катастрофического землетрясения 1948 г. Под руководством А. Н. Вахтановой (1963—1965) проведено микросейсмическое районирование территории городов: Ашхабада, Небит-Дага, Челекена. Инженерно-геологические исследования для обоснования проектирования и строительства объектов нефтяной промышленности в Туркмении выполнялись Гипро-спецпромстроем в основном на западе республики.

Исследования под объекты гидротехнического назначения. Значительные успехи в этой области достигнуты институтами: САОГИДЭП, Средазгипроводхлопк и Гипроводхоз.

В Узбекистане начиная с 1953 г. САОГИДЭП под руководством В. З. Четвет проводит изыскания на р. Чирчик и ее составляющих под строительство Чарвакского гидроузла и другие объекты. В 1955—1956 гг. Узбекский гидрогеологический трест под руководством В. В. Толоконникова провел изыскания в районе Большого Чардаринского водохранилища на р. Сырдарье.

1956—1958 гг. Узгипроводхозом выполнен комплекс инженерно-геологических исследований по Ферганскому озеру—водохранилищу, Кургантепинскому водохранилищу; Ассакинской ГЭС № 4 в Андижанской области; комплексу водохранилищ в Сурхандарьинской области. В пределах долины р. Кашкадарьи крупные исследования выполнены под строительство Чимкурганского водохранилища. В 1957 г. Средазгипроводхлопк разработал технический проект Южно-Сурханского водохранилища. Инженерно-геологическое обоснование Келифского гидроузла на р. Амударье (ТЭД) подготовлено САОГИДЭПом в 1960 г., а в

1960—1965 гг. выполнены изыскания под отдельные сооружения Атбашинской ГЭС на р. Атбаши; под Пачкамарскую плотину на р. Гузардарье. В последующие годы основной объем изысканий под объекты гидротехнического назначения выполнен Узгипроводхозом под сравнительно мелкие водохранилища и селехранилища на горных реках в пределах Ферганской котловины и юго-западных отрогов Гиссаро-Зеравшанских гор. В 1967 г. выдано инженерно-геологическое обоснование одного из вариантов строительства водохранилища в нижнем течении р. Сох, а в 1968 г. — два проектных задания Гавасайского и Гирвансайского водохранилищ в Наманганской области; проектное задание Калкаминского водохранилища на р. Кумдарье. В 1969 г. решен вопрос создания Чадакского водохранилища, а в 1970 г. изучены условия возведения плотин и создания селехранилищ на реках Лянгар и Кызылсу.

В восточных районах Туркменской республики выполнялись исследования для обоснования гидротехнического строительства на реках Мургаб и Амударья. Под руководством Р. А. Старцева подготовлена рабочая гипотеза энергетического использования среднего течения р. Амударьи. В 1948 г. изыскания выполнялись под мелкие гидротехнические сооружения на Амударье, Мургабе, Теджене и в значительном объеме для обоснования строительства Сары-Язинского водохранилища на Мургабе, второго Туркменского водохранилища по трассе 1-й очереди Каракумского канала, Гиндукушских дамб на Мургабе, противопаводковых дамб обвалования в Ташаузской и Чарджоуской областях, межколхозных коллекторов Чарджоуской области, отводящих каналов Колхоз-Бантской ГЭС и других небольших объектов; Сары-Язинского, Хаузханского, Комсомольского водохранилищ; на участке регулирующего сооружения в проливе Кара-Богаз-Гола; под водозаборные сооружения на Каспийском море у Красноводска.

Линейные изыскания. В Узбекистане проектно-исследовательские институты до 1960 г. выполнили инженерно-геологические изыскания под строительство многочисленных объектов: ЛЭП, каналов, газопроводов; трубопроводов, дорог и других объектов линейного назначения. В течение 60—70-х годов объем линейных изысканий резко возрос. Гипроспецгаз и Средазгипроводхоз в это время подготовили инженерно-геологическое обоснование под строительство газопровода Бухара — Урал и Аму-Бухарского машинного канала значительной протяженности. Наиболее крупные изыскания по трассам каналов проведены на Центральном Ферганском канале, Большом Наманганском канале им. Ленина, Саятском, Кую-Мазар-Шахрудском и др.

В 1967 г. в Ташкенте Ташгипротранс начал крупные инженерно-геологические изыскания под первую линию метрополитена протяженностью более 20 км, а в 1970 г. подготовил технический проект на электрификацию Ташкентского железнодорожного узла.

В Туркмении линейные изыскания пачаты Туркменским геологическим управлением (в 40-х годах) по трассе Каракумского канала, в районе междуречья Амударья — Мургаб.

С 1951 по 1955 г. завершены крупные инженерно-геологические работы по трассе Главного Туркменского канала (несколько вариантов). Под руководством Е. М. Сергеева выполнены работы по инженерно-геологической оценке свойств Каракумских песков и отложений такыров Западной Туркмении.

В Киргизии исследования проводились с 1931 г. под строительство автомобильных, железных дорог, водопроводов и трасс ЛЭП.

Изучение свойств грунтов. Изучение лессов и лессовых пород в Узбекистане занимались многие ученые во главе с Г. А. Мав-

ляновым. В Туркмении инженерно-геологические свойства лессовых пород изучены в пределах предгорий Западного Копетдага и по долине р. Амударьи. Разработаны данные о закреплении лессовидных пород различными методами при использовании их в ирригационном, гидротехническом, дорожном и аэродромном строительстве.

Специализированными исследованиями геологических и инженерно-геологических процессов и явлений в Узбекистане занимались Узбекский гидрогеологический трест, экспедиции научно-производственного объединения Узбекгидрогеология и ГИДРОИНГЕО.

Изучение оползней начато с 1953 г. в пределах Чаткало-Кураминского хребта, продолжено в других оползнеопасных зонах. Оно заключается в региональных оползневых среднемасштабных съемках с применением расчетных методов на отдельных створах, моделирования и расчетов устойчивости склонов, откосов, карьеров различными методами, а также стационарных инструментальных, визуальных и аэровизуальных наблюдений на типовых или наиболее оползнеопасных участках вблизи населенных пунктов, по дорогам или в районах горнорудных объектов.

В 1952—1955 гг. большое количество инженерно-геологических исследований проведено для изучения оползней в горнорудных районах юга Киргизии.

В Таджикистане специализированное изучение оползней начато лишь в 1964 г. С 1971 г. в бассейне р. Зеравшана под руководством Г. С. Золотарева выполняются инженерно-геологические исследования в пределах обвально-оползневых и селеопасных участков в связи с возможным перекрытием рек.

В 1967 г. в ГИДРОИНГЕО разработана схема противоселевых мероприятий и классификация селей по механическому составу потоков. Селеопасные районы Копетдага и Большого Балхана изучены в 1969 г. Обобщающая работа по изучению селей в Киргизии по состоянию на 1/1 1969 г. выполнена Киргизской гидрогеологической экспедицией. Дано районирование территории Киргизии по степени селеопасности в масштабе 1:1 500 000.

Карстовые и суффозионно-карстовые явления и процессы изучены в 1951—1952 гг. по долине р. Амударьи, а в 1970 г. по бассейнам рек Чаткала и Чирчика.

Выявление и обследование высокогорных озер Средней Азии с точки зрения возможности их катастрофического прорыва осуществлено с 1966 по 1972 г.

Вопросами многолетней мерзлоты и оледенения Тянь-Шаня занимается с 1956 г. Тянь-Шаньская высокогорная физико-географическая станция АН Киргизской ССР.

В 60-х годах начаты спелеологические исследования в сравнительно доступных горных районах Средней Азии.

Процессы трещинообразования, связанные с неотектоникой, получили непосредственное изучение в райцентре Тамды (Кызылкум) в 1964—1967 гг.

Изучением сейсмических явлений занимается Институт сейсмологии АН УзССР в г. Ташкенте, в Таджикской ССР Институт сейсмического строительства и сейсмологии Академии наук Таджикской ССР, в других республиках Средней Азии — институты геологии Академии наук. Обобщения результатов сейсмических наблюдений (за 1911—1957 гг.) приведены в «Атласе землетрясений СССР» и на карте сейсмораионирования Средней Азии. В Туркмении исследованы различные типы укрепления

откосов оросительных каналов, дамб и земляных плотин применительно к сейсмическим условиям.

Региональные обобщения и научно-исследовательские проработки в области инженерной геологии Средней Азии выполнены: по Узбекской ССР — О. К. Ланге, Н. В. Безобразовой, Г. И. Архангельским, В. Л. Дмитриевым, Н. П. Васильковским, Н. М. Решеткиным, Н. А. Кенесариным, Г. А. Мавляновым, Х. Т. Тулягановым, В. М. Толстуновым, М. Е. Коротковым, В. В. Толоконниковым, В. З. Чечет, П. Н. Подкопаевым, Б. Я. Нейман, С. А. Селяметовым, Л. А. Рейер, Б. Л. Зегельман, А. В. Гладей, П. М. Карповым, К. Я. Опрышко, М. П. Кузьминовым, Ф. И. Вороповым, Н. Н. Ходжибаевым, М. Ш. Шерматовым, М. Р. Умаровой, Э. В. Мавляновым, Р. Ф. Кирсановой, А. В. Пахомовой, П. М. Свешниковым, Р. П. Теуш, С. Е. Козорез, М. З. Назаровым, Э. В. Кадыровым, А. М. Худайбергеновым, Р. А. Ниязовым, И. А. Петрухиной, М. Г. Ходжаевым, В. И. Мартемьяновым, Г. Л. Круковским, Ф. Ф. Коррель, А. Нурматовым, М. С. Сидиковым, О. Е. Зубковой, В. Г. Гафуровым, В. К. Юнусовым, М. Мираслановым, А. А. Голосовой, Н. И. Кузнецовым; О. К. Ийжеватовой, Б. Б. Бурхановым, К. П. Пулатовым, А. Количко, Л. А. Скоробогатовой, Д. З. Либинсон, И. Р. Фузайловым, К. Б. Бердалиевым и многими другими; по Киргизской ССР — О. А. Архангельской, Н. В. Акуловой, Д. Н. Яковлевой, В. С. Тютюкиным, М. Т. Бурак, Н. Г. Григоренко, Р. А. Кейзером, М. А. Талиповым, В. И. Капустиным, Н. П. Карповой, Ш. А. Кыдыровым, Л. М. Киргизовой, К. Х. Исмаилахуновой, Л. П. Горбуновым, П. Г. Турбиной, К. И. Лагутиной, Р. Д. Забировым, С. Э. Айрапетьянц, К. У. Поповой, К. Ш. Шатемировой и другими; по Таджикской ССР — А. П. Сеславинным, Е. Н. Сквалецким, А. А. Мусаэляном, Х. М. Мирзабоевым, И. Хасановым, Г. А. Мавляновым, С. М. Юсуповой, О. А. Романовым, А. П. Зубаревым, М. М. Исмаиловым, В. И. Преснухиным и другими; по Туркменской ССР — В. Л. Дубровкиным, Б. Ф. Костиным, К. Н. Йомудским, Р. А. Старцевым, И. Ф. Карякиным, А. В. Лебедевым, П. С. Манеевым, В. А. Матвеевым, А. А. Петровым, А. И. Шапиро, Е. В. Шашковым, Н. К. Гиринским, Л. Ф. Ильиным, С. С. Коробкиным, И. А. Котельниковым, В. Н. Куниным, М. Ф. Котовым, А. А. Федотовым, С. К. Фальковским, Г. Я. Рябчинским, П. М. Скоркиным, М. С. Салминым, Н. В. Татеевым, Г. Б. Батовским, Г. А. Акгаевым, И. Я. Давыдовым, О. Г. Горбуновой, В. П. Дорошенко и др.

Результаты разносторонних исследований изложены в монографических описаниях и сводках по геологии, гидрогеологии и инженерной геологии; использованы при составлении разномасштабных карт СССР и Средней Азии и положены в основу составления данной работы.

РАЗДЕЛ I

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ИСТОРИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

ГЛАВА I

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПЛИТЫ В ДООЛИГОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОВРЕМЕННЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Туранская плита занимает обширную территорию в западной части Средней Азии.

Складчатый фундамент (рис. 5) залегает на значительной глубине, местами до 5 км (Мургабская впадина), и только в районе горного Мангышлака, Туаркыра, Приаралья выходит на дневную поверхность в виде небольших выступов. Сложен он отложениями палеозоя, представленными филлитовидными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами и гранитами, выделенными в терригенную формацию средней степени метаморфизма и интрузивные формации.

В течение всей палеозойской эры территория Туранской плиты целиком входила в Урало-Тянь-Шаньскую геосинклинальную область, характеризовавшуюся очень сложным строением и различной историей геологического развития. Геосинклинальное развитие раньше всего закончилось на территории восточной части Туранской плиты (Чу-Сарысуйская впадина), которая испытала позднекаледонское складкообразование. На остальной территории Туранской плиты продолжалось геосинклинальное развитие, хотя и здесь возникли массивы ранней консолидации — Карабогазский, Центрально-Каракумский, Северо-Устьюртский (Гарецкий, 1965). В пределах герцинской геосинклинальной области существовали две системы: субмеридиональная и субширотная, которые в районе Аральского моря и северных чинков Устьюрта имели сложные торцовые сочленения. В среднем карбоне субширотные, а в позднем карбоне и субмеридиональные системы претерпели складкообразование и превратились в складчатые сооружения (Уральское, Тянь-Шаньское, Закаспийское). На Мангышлаке и Туаркыре в позднем палеозое, триасе, по разломам произошло заложение глубоких трогов, которые заполнялись породами флишеидной и молассовой формаций. Небольшие выходы отложений флишеидной формации

известны в районе Горного Мангышлака. Это глины, алевролиты, песчаники. Породы отличаются хорошей отсортированностью обломочного материала, полным отсутствием конгломератов. Мощность формации равна 8000—1200 м. Породы молассовой формации известны в районе

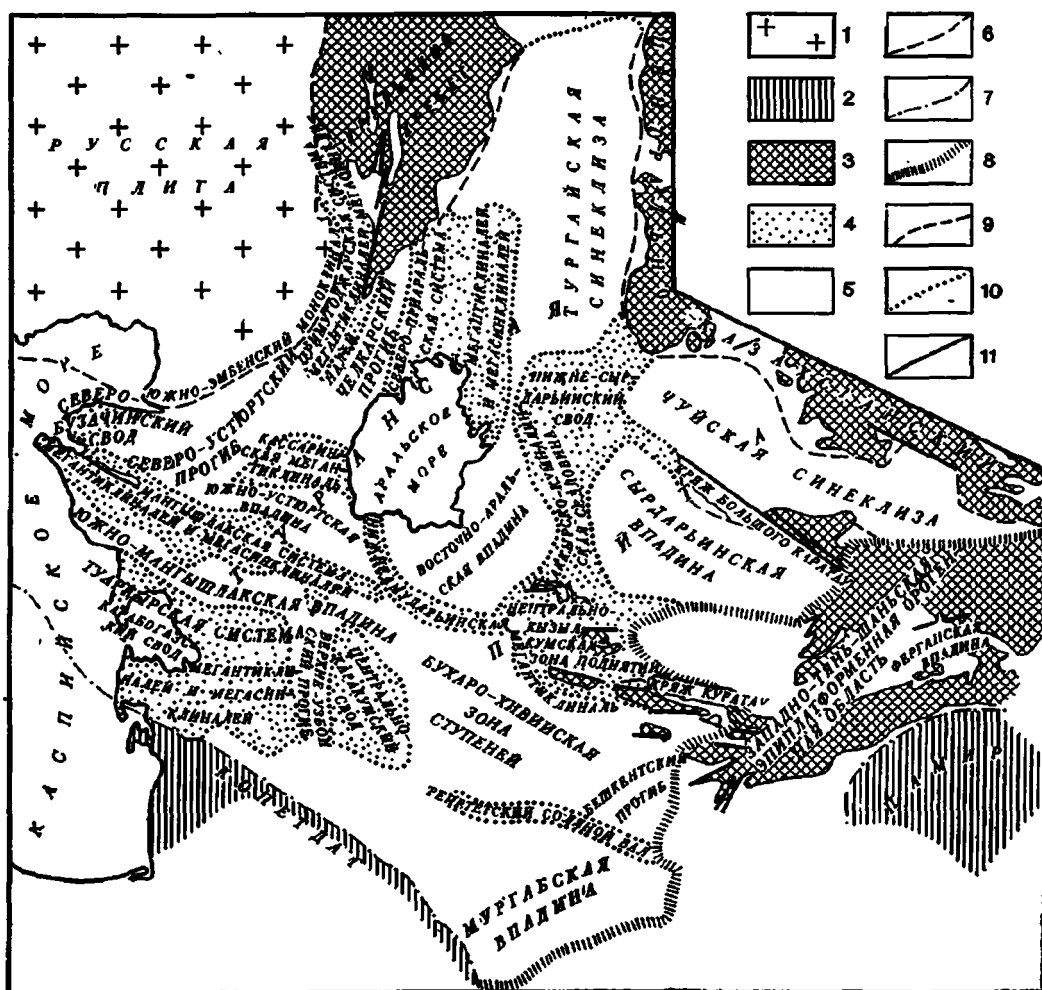


Рис. 5. Границы и основные структурные элементы Туранской плиты: 1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы пород фундамента эпипалеозойской платформы на поверхность. Основные структурные элементы Туранской плиты: 4 — положительные; 5 — отрицательные. Границы Центрально-Евразийской молодой платформы: 6 — с Восточно-Европейской древней платформой, 7 — с альпийской складчатой областью, 8 — с областью эпиплатформенного орогенеза. Граница Туранской плиты: 9 — со шитами, хребтами, краями Центрально-Евразийской платформы, 10 — с Кустанайской седловиной; 11 — разломы

Туаркыра. Это 4000-метровая ритмично переслаивающаяся толща конгломератов, песчаников, алевролитов и глин. В районе Устюрта вскрыты скважиной пермотриасовые отложения терригенной формации и мощностью до 100 м.

Строение и формирование палеозойского фундамента определяют строение осадочного чехла. Для Туранской плиты в целом характерна согласованность простираций структур чехла и фундамента. Над мас-

сивами ранней консолидации фундамента в чехле возникли или изометрические своды (Карабогазский и Центрально-Каракумский), или широкие вытянутые прогибы (Северо-Устьюртский). Резкие линейные структуры (мегантклинали и мегасинклинали), которые наследуют не толь-

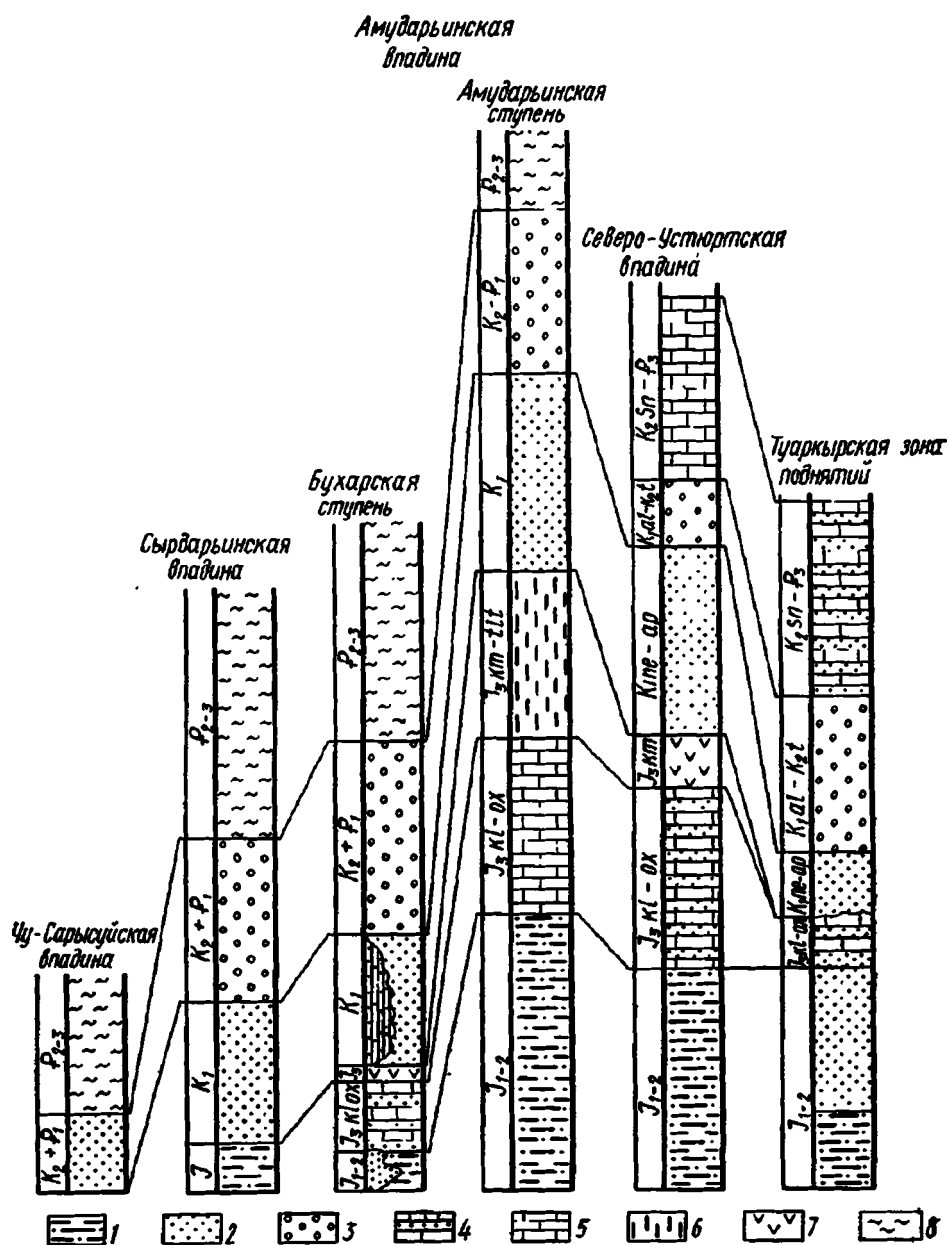


Рис. 6. Схема сопоставления мезозойских формаций Туранской плиты: 1 — угленосно-терригенная, 2 — красноцветная терригенная, 3 — сероцветная терригенная, 4 — терригенно-карбонатная, 5 — карбонатная, 6 — соленосная, 7 — хемогенная, 8 — терригенная.

ко простирание структур фундамента, но нередко их форму и знак движений, развиты в пределах Мангышлакской и Туаркырской зон поздне-триасовой складчатости. В эпикаледонской части (Чуйская впадина) унаследованные дислокации типа мегантклиналей и мегасинклиналей

отсутствуют, здесь развиты широкие плоские синеклизы, впадины. Зоны ступеней (Бухаро-Хивинская и др.) связаны со ступенчатым опусканием по разломам отдельных блоков фундамента.

Платформенный чехол Туранской плиты, с перерывом и несогласием залегающий на фундаменте, на значительной ее территории начинается отложениями юры, а в наиболее глубоких частях прогибов и в грабенах северной ее части — породами триаса. Формирование осадочного чехла Туранской плиты происходило в три этапа: юрско-эоценовый, олигоцен-неогеновый и четвертичный (рис. 6).

К началу платформенного режима развития территория Туранской плиты представляла собой расчлененную сушу. Процессы накопления осадков имели локальный характер и были приурочены к изолированным депрессиям и грабенообразным прогибам, располагавшимся среди повышенных участков. Уже в это время наметились основные структурные элементы Туранской плиты. Выступы палеозойского фундамента, расположенные в современной центральной части Кызылкума, представляли собой систему горных сооружений, которые продолжали интенсивно разрушаться и являлись областью сноса кластического материала. Накопление осадков континентального происхождения происходило только в относительно узких межгорных прогибах (Сарбатыр). Территория Сырдарьинской впадины уже была расчленена на ряд областей линейно-вытянутых поднятий и разделяющих их прогибов (Арысский, Кызылкумский, Восточно-Приаральский), которые испытывали погружение и были местом отложения пород терригенной формации. Обширный сегмент Туранской плиты, расположенный к югу и юго-западу от областей выступов палеозойских складчатых сооружений Центрального Кызылкума, охватывающий Бухаро-Хивинскую зону ступеней (Амударьинскую, Мургабскую впадины), а также западные области плиты (Южно-Устьюртская, Южно-Мангышлакская впадины), в течение юрского периода испытал значительное прогибание, за исключением Карабогазского свода. В Амударьинской впадине сравнительно минимальные мощности юрских отложений приурочены к Бухарской зоне ступени. К югу и юго-западу от этой зоны наблюдается увеличение мощностей. Территория Каракумского свода в юрский период представляла собой типичное сводовое поднятие. Район Туаркырских поднятий испытывал значительное прогибание, за исключением сравнительно небольшой центральной его части. Общая мощность юрских отложений здесь достигает 1000—1100 м.

В озерно-болотных условиях при влажном жарком климате в разрозненных прогибах Туранской плиты в ранне-среднеюрское время формировалась терригенно-угленосная формация. Нижняя часть формации — нижнеюрская — формировалась только в Султан-Санджар-Тюямуонском прогибе, на склоне Каракумского свода, в Южно-Мангышлакском прогибе и на склонах Чарджоуского поднятия. Она представлена песчаниками, гравелитами, конгломератами, чередующимися с алевролитами, глинами и бокситоподобными породами. Верхняя часть формации — среднеюрская — пользуется более широким распространением. В средней юре осадконакоплением захватывались все большие участки Туранской плиты, рельеф стал слабо расчлененным. Стали откладываться осадки более отсортированные, чем в ранней юре. Они представлены чередованием песчаников, глини, алевролитов, содержащих в отдельных частях прослой углей и углистых глин. Временами в средней юре отдельные участки Туранской плиты (южная часть Амударьинской впадины, Дарганатинская зона, Туаркыр, Мангышлак и др.) заливались морем. Начавшиеся в средней юре опускания и трансрес-

зии моря продолжали развиваться и в позднеюрскую эпоху. Площади морского осадконакопления значительно расширились. Морской бассейн занимает всю территорию среднеазиатской эпигерцинской плиты, за исключением Сырдарьинской, Чуйской впадин, северной части Амударьинской впадины. В раннем келловее в Амударьинской впадине, Туаркыре, Красноводском полуострове в условиях мелководного теплого моря откладывались преимущественно терригенные породы с примесью карбонатного материала. В позднем келловее и оксфорде в основном формируются карбонатные породы.

Келловей-оксфордские отложения выделены в терригенно-карбонатную формацию мощностью от 100 до 800 м. В районах Центрально-Устюртской и Актумсукской зон поднятий, близких к области сноса, терригенно-карбонатная формация обогащается глинисто-песчаным морским комплексом, чередующимся пачками глин, песчаников и алевролитов, содержащих прослои известняков и мергелей. А в районе Питнякской группы поднятий, на склонах Каракумского свода, на Кохпахтинском поднятии отложения келловей-оксфордского возраста уже полностью представлены терригенной формацией. Келловей-оксфордские отложения на дневную поверхность выходят в виде небольших отдельных пятен в районе Кубадага, Туаркыра, Мангышлака. Известняки сильно трещиноватые и выветрелые, подвержены карстообразованию.

К концу позднеюрской эпохи происходит общее поднятие рассматриваемой территории, особенно восточной и центральной частей. Наступает обмеление бассейна, на юго-востоке (Амударьинская и Мургабская впадины) сильное его засоление. Здесь в течение большей части кимеридж-титонского времени существовала крупная лагуна, в которой отлагались каменная и калийная соли, гипсы, ангидриты, выделенные в соленосную формацию мощностью до 850 м.

К северу соленосные отложения замещаются гипсово-ангидритовой пачкой пород с прослоями карбонатов, песчаников, глин. Мощность данной пачки изменяется от 15 до 100 м. Граница распространения намечается к северу от Дарганата-Учкыра, Рометана, Пролетарибада и Акджара. Гипсово-ангидритовая пачка на самом севере вблизи от областей сноса распространения кимеридж-титонской лагуны замещается глинисто-песчаной красноцветной пачкой с прослоями гипсов мощностью до 20 м. В центре Туранской плиты, а также в районах Центрально-Устюртской зоны поднятий и Мангышлаке в течение кимеридж-титонского времени осадки или совсем не откладываются (Мангышлак), или присутствуют в континентальной красноцветной терригенной формации небольшой мощности. В Южно-Мангышлакской впадине господствовали морские условия; формировалась карбонатная формация. Породы представлены известняками — кристаллическими и пелитоморфическими доломитами с прослоями известняков.

Отложения, сформировавшиеся в юрское время в пределах Туранской плиты, погребены под мощной толщей более молодых осадков. На дневную поверхность они выходят на небольших площадях в районе Туаркыра и Мангышлака. Они в процессе диагенеза приобрели высокие физико-механические свойства. Глины в их составе обладают высокой степенью литификации и находятся в твердой консистенции. В юрских отложениях пород карбонатной формации развиты карстовые процессы (Туаркыр, Мангышлак).

Меловой период характеризуется дальнейшим прогибанием Туранской плиты. В начале (в неокомский век) палеотектонические условия развития территории в главнейших чертах были весьма близки к пале-

отектоническим условиям юрского периода (Бакиров, 1962). По-прежнему областью сноса оставались Карабогазский свод и Чу-Сарысуйская впадина. Сырдарьинская впадина представляла собой сушу с расчлененным рельефом.

Осадконакопление на территории Туранской плиты повсеместно происходило в континентальных условиях: в речных долинах, озерах, лагунах. Климат был аридным, формировалась красноцветная терригенная формация. Вблизи от областей сноса — Кызылкумской, Карабогазской в районах Бухарской зоны поднятий, Питнякской группы структур — она сложена песчаным комплексом с прослоями гравелитов, конгломератов мощностью до 150 м. В пределах Дарганатинской, Багаджинской и Актумской зон поднятий, в Ташаузском, Дарьялык-Дауданском прогибе и на Каракумском своде, Келиф-Узбойском прогибе, в южной части Мургабской впадины, на Устюрте, Мангышлаке, Туаркыре формировался песчано-глинистый материал, представленный алевролитами и глинами с прослоями средне- и мелкозернистых песчаников. В восточных, юго-восточных районах отложения красноцветной терригенной формации отличаются увеличением содержания в разрезе глин, полным отсутствием грубообломочного материала. К югу от Репетекской зоны и центральной части Каракумского свода красноцветная терригенная формация замещается терригенно-карбонатной, которая занимает большую часть Мургабской впадины и южный склон Каракумского свода. Эта часть Турана заливалась водой Копетдагского моря. Представлена она переслаиванием известняков, алевролитов с прослоями глин, доломитов, мергелей и песчаников. Постепенное прогибание Туранской плиты приводило к медленному захвату осадконакоплением окраинных частей Центрального Кызылкума, Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской впадин. Море постепенно занимало всю территорию Туранской плиты. В нормальных морских условиях откладывались песчаники, глины, алевролиты. Серая окраска пород свидетельствует о существовании при осадконакоплении гумидного климата. Отложения альб-сеномана выделены в сероцветную терригенную формуацию. Глины обычно содержат зерна глауконита, поэтому эту формацию называют еще и глауконитовой. Возраст формации не выдержан на всей территории Туранской плиты из-за неодновременного захвата морем различных районов. Так, в районе Туаркыра она охватывает отрезок времени от апта до сеномана, в Центральной и Северной Туркмении — от апта до турона, в Восточном Заунгузье по сантон, а в Байрам-Али, Приамударьинской области верхняя граница поднимается до маастрихта. Сенонское время характеризуется расширением области накопления карбонатных осадков. Это объясняется расширением связи с морскими бассейнами запада и северо-запада (Кавказ, Русская платформа) и постепенным выравниванием рельефа области сноса в районе современных палеозойских поднятий. Сенонские отложения генетически образуют единую формацию: карбонатную — на западе, терригенную (песчано-глинистую) — на востоке.

В конце сенонского времени произошло общее поднятие, о чем можно судить по трансгрессивному залеганию отложений дата на различных горизонтах маастрихта. К концу сенонского времени структурный план Туранской плиты был близок к современному. Наибольшие мощности сенонских отложений приурочены к Амударьинской, Сырдарьинской, Мургабской впадинам — до 600 м. Однако дифференциация мощностей позволяет выделить в их пределах области относительно замедленного осадконакопления (Кара-Богаз-Гол, Центральные Каракумы и Айбугир — Карабаурская область, Центральный Мангышлак и др.). Условия

осадконакопления в дат-палеогеновое время характеризуется определенной этапностью. Поднятия, имевшие место в конце сенона, привели к тому, что в дат-палеогеновое время резко изменилось соотношение морских и лагунных условий. Мелководный бассейн сохранился на западе Туранской плиты, где происходило образование карбонатной формации мощностью до 100 м.

В пределах Амударьинской, Мургабской, Сырдарьинской впадин в это время происходило накопление хемогенно-карбонатной формации мощностью 200—250 м. Начиная с конца палеоцена вновь произошло опускание всей территории, сокращение области сноса и установление морских условий. Максимальное опускание и трансгрессия связаны с эоценовой эпохой, что нашло отражение в формировании сравнительно глубоководных глинистых илов с прослоями карбонатов. В эоценовую эпоху впервые морем была охвачена территория Чу-Сары-суйской впадины. Здесь откладывались глины чеганской свиты. В течение эоцена на территории Туранской плиты сформировалась глинисто-карбонатная формация мощностью от 100 до 500—6000 м в зависимости от структурного положения района. В обнажениях плато пластичные глины — это плоскости скольжения, по которым происходит оползание вышележащих толщ. Наличие многоярусных древних и современных оползней именно по палеогеновым глинам установлено в чинках Устюрта и на Мангышлаке. Гипсоносные и карбонатные породы палеоцена подвергнуты влиянию карста.

В течение палеозойской, мезозойской и раннекайнозойской истории геологического развития Туранской плиты возникли основные крупные структурные элементы: Амударьинская, Сырдарьинская, Мангышлакская, Устюртская и другие впадины; Центрально-Каракумский, Карабогазский, Красноводский и другие своды. В это время сформировались складчатый фундамент и большая часть осадочного чехла, которые в связи со значительной глубиной залегания не являются средой для инженерно-геологического освоения.

ГЛАВА 2

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В ОЛИГОЦЕН-НЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОВРЕМЕННЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В олигоцене произошел распад единой до этого эпигерцинской платформы на две резко различные по тектоническому режиму развития геоструктурные области: постплатформенный ороген Тянь-Шаня и Туранскую плиту. С олигодена начинается воздымание и разрастание горных сооружений Памиро-Алая, Тянь-Шаня и Копетдага, которые становятся основными источниками сноса, поставляющими обломочный материал в межгорные и предгорные прогибы, где формируется орогенная молассовая формация. Часть материала, минуя предгорные прогибы, выносится на равнины Турана, где в олигоцене и неогене образуется серия морских и континентальных платформенных формаций (рис. 7, 8).

В пределах Туранской плиты олигоценное время ознаменовалось началом тектонической активизации восточных районов плиты, тогда как западные ее районы на протяжении большей части олигодена про-

должали развиваться в условиях, близких к предшествующим эоценовым. На рубеже эоцена и олигоцена восточные районы плиты, примыкающие к Тянь-Шаню, испытывают подъем, приведший к регрессии и отступлению на запад морского бассейна. В раннем-среднем олигоцене Кызылкум, Бадхыз и Карабиль представляли собой сушу, подвергшуюся размыву. К западу и северу от Кызылкум-Бадхызской суши рас-

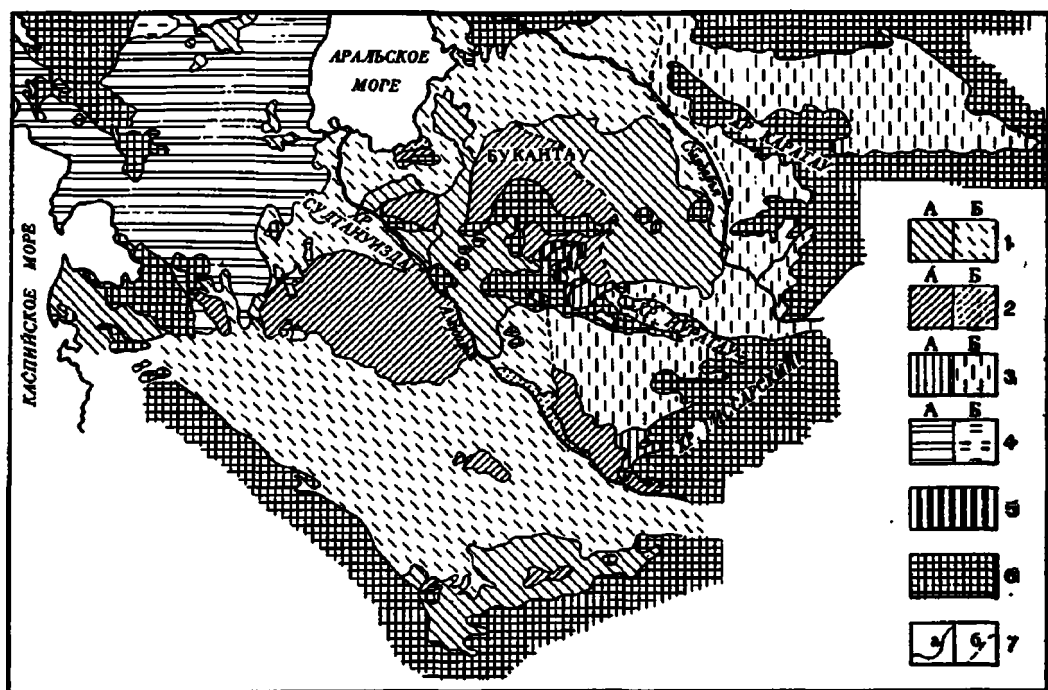


Рис. 7. Схема распространения неогеновых формаций в пределах среднесазнатской части Туранской плиты. Составил Б. Пинхасов, 1975 г.

А — формации, выходящие на дневную поверхность; Б — формации, залгающие под четвертичными отложениями. 1 — верхняя терригенная песчаная (N_2^3 ap), 2 — нижняя терригенная глинисто-песчаная (N_2^2 ak), 3 — буроцветная молассовая (N_2^3), 4 — морская терригенно-карбонатная ($N_1^{2-3} + N_1^1$), 5 — континентальная красноватая алевролитоглинистая (N_1^{2-3}), 6 — выходы на дневную поверхность до неогеновых пород, 7 — границы формаций: а — достоверные, б — предполагаемые

полагался ниже-среднеолигоценовый морской бассейн, в котором в условиях интенсивного прогибания происходило формирование сравнительно однородной и мощной (до 200—350 м) толщи зеленовато-серых глин, образующих с эоценом единую мощную карбонатно-глинистую формацию.

Позднеолигоценовое время ознаменовалось расширением трансгрессии. Морские воды продвигаются на восток и покрывают юго-восточные районы Каракумов и Кызылкума. В позднем олигоцене начинается формирование новой морской мелководной красноватой терригенной формации. Верхнеолигоценовые отложения, которые представлены преимущественно глинами и алевролитами мощностью от 20 до 140 м, составляют нижнюю часть этой формации. Верхняя часть формации представлена морскими отложениями нижнего миоцена.

На рубеже олигоцена и миоцена отмечается сокращение площади морского осадконакопления. В конце олигоцена восточные районы Ту-

Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Сбита	Индекс	Литологическая колонка	Мощность	Формация		Литоология
								Запад	Восток	
Палеогеновая	Меловой	верхний	нижний	Пант	M ₁ ap		50-150 м	Верхняя терригенная песчаная	Буроцветная молассовая	На востоке - буроцветные молассы. На западе и в центральной части - внизу - мергели, глины, алевролиты; сверху - пески, песчаники, грауваккиты, конгломераты
							100-800 м	Нижняя - терригенная глинисто-песчаная		На востоке - буроцветные молассы, представленные неравномерно груболинзовидно переслаивающимися конгломератами, грауваккитами и песчаниками. На западе и в центральной части - внизу - серые, зелено-серые, светло-коричневые глины и алевролиты; сверху - монотонная толща желто-бурых мелкозернистых палеоботатобовиарцевых песков с прослойками глины и алевролитов
							100-200 м	Морская терригенно-карбонатная		Перерыв в осадконакоплении на большей части площади Туранской плиты и выработка регионального денудационного среза
							40-150 м	Континентальная красноцветная алевроитово-глинистая		На западе: внизу - пески, песчаники, глины, алевролиты, гирсы; сверху - известняки, мергели, глины. На востоке: кирпично-красные массивные глины и алевролиты с подчиненными пластичными песчаниками, грауваккой и конгломератами
Палеогеновая	Меловой	верхний	нижний	Пант	M ₁ ap		20-60 м	Морская красноцветная терригенная	Переслаивание сероцветных (внизу) красноцветных и пестроцветных глин, алевролитов, песков и песчаников реже мергелей и известняков	

Рис. 8. Новейшие формации среднеазиатской части Туранской плиты
Составил Б. Пихасов, 1975 г.

ранской плиты испытывают подъем, осушение и подвергаются неглубокому размыву. Морской бассейн отступает на запад за Тахтакаир-Султануиздагскую и Амударьинскую зоны поднятий.

В начале миоцена произошло опускание, что вызвало трансгрессию моря на восток. Морские воды вновь перекрывают Кызылкум, подступают к Каратау, а на юго-востоке — к подножиям Зирабулак-Знаэтдинских гор и Гиссарского хребта. На границе с орогенной частью и в Центральном Кызылкуме в раннем миоцене формировались мелководные и прибрежно-морские, преимущественно песчаные отложения. На значительном удалении от поднятий прибрежно-морские отложения замещаются отложениями открытого моря, которые представлены красноцветными и пестроцветными глинами и алевролитами с подчиненными прослоями песков и песчаников. Мощность нижнемиоценовых отложений в Сырдарьинской и Амударьинской впадинах не превышает 100—150 м, а в Предкопетдагском прогибе достигает 200 м. В конце раннего миоцена подъем Туранской плиты обусловил регрессию моря и прекращение формирования терригенной красноцветной мелководной формации на всей площади плиты.

К настоящему времени отложения верхнеолигоценовой-нижнемиоценовой формации сохранились в основном в прогибах, где вскрываются скважинами на глубинах 200—400 м, а местами и более, поэтому инженерно-геологическое значение их невелико. Неширокой полосой они обнажаются вдоль северных предгорий Копетдага, в юго-западных отрогах Гиссара и обрамляют Центрально-Кызылкумские поднятия.

Со среднего миоцена начинается резкое усиление воздымания Тянь-Шаня и Копетдага. Одновременно с ростом гор зарождается гидрографическая сеть, и на обширных пространствах востока и юго-востока Туранской плиты начинают формироваться аллювиально-пролювиальные равнины. У подножия хребтов Каратау, Нуратау, Зирабулак-Знаэтдинских гор и Гиссарского хребта, где водотоки обладали еще значительной силой, в среднем—позднем миоцене была сформирована сравнительно мощная (150—300 м) толща неравномерно груболинзовидно-переслаивающихся конгломератов, гравелитов, песчаников и мусорных красно-бурых песчанистых алевролитов и глин. Большая часть водотоков иссякла уже на незначительном удалении от гор и на периферию аллювиально-пролювиальной равнины, которая покрывала восточную часть Сырдарьинской впадины, Ташкент-Голодноостепскую депрессию, Центральный Кызылкум и Карши-Мубаркскую группу структур, выносился наиболее тонкий алевроито-глинистый материал. К западу от аллювиально-пролювиальной равнины простиралась обширная низменная равнина с системой мелководных, вероятно, частично пересыхающих озер, которые заполнялись глинисто-алевролитовым материалом, поставляемым слабо развитой речной сетью.

В пределах аллювиально-пролювиальных и аллювиально-озерных равнин сформировалась континентальная красноцветная алевроито-глинистая формация. По Тахтакаир-Султануиздагской зоне поднятий, восточному окончанию Центрально-Каракумского свода и центральной части Низменных Каракумов озерно-аллювиальная равнина сочленялась с торгон-сарматским бассейном. В нем при условиях непрерывного прогибания в тортоне происходило формирование мергельно-глинистых, а на востоке и юго-востоке в прибрежных зонах—терригенных красноцветных песчано-глинистых и гипсоносных лагунных отложений. В сармате происходит расширение трансгрессии. Морские воды перекрывают Предкопетдагскую равнину, а на востоке подступают к Питнякской группе поднятий. В сармате количество по-

ступающего в морской бассейн терригенного материала резко сокращается. В мелководном и теплом море повсеместно формируются карбонатные породы: мергели, оолитовые и ракушечниковые известняки, которые слагают верхнюю часть разреза терригенно-карбонатной формации. Мощность тортон-сарматских отложений довольно постоянна и составляет 100—150 м, в Предкопетдагском прогибе она увеличивается до 250 м. На крайнем западе Туранской плиты тортон-сарматские отложения перекрыты маломощной (20—30) м толщей карбонатных пород мезотиса и понта, которые также входят в состав терригенно-карбонатной формации.

После завершения формирования континентальной красноцветной алевроито-глинистой формации и регрессии сарматского морского бассейна обширные пространства Туранской плиты из области преимущественной аккумуляции превращаются в область сноса. В раннем — среднем плиоцене с востока Туранской плиты удаляется громадная масса накопившихся здесь прежде осадков и вырабатывается глубокий региональный денудационный срез. Это могло иметь место только при резком сокращении или полном прекращении поступления в эти районы седиментационного материала с близлежащих горных сооружений Южного Тянь-Шаня. Следовательно, только при вступлении орогена в стадию относительного тектонического покоя денудация на прилегающих к нему равнинах Турана могла получить преобладание над аккумуляцией.

Превращению Кызылкума, Приаралья и Каракумов из области преимущественной аккумуляции в арену денудации способствовали также спад тектонической активности на самой платформе, смена климатического режима и резкое понижение в среднем плиоцене уровня Каспия, являющегося внутриконтинентальным базисом эрозии для равнин Туранской плиты и Русской платформы.

Интенсивность денудационных процессов в мезотисе и понте имела замедленный характер, что было связано с высоким стоянием уровней мезотического и понтического морей, покрывавших Мангышлак и часть Устюрта (Луппов, 1963) и служащих базисом эрозии для восточных равнин Турана. Начавшаяся во второй половине понтического века регрессия понтического бассейна усилила процессы денудационного рельефообразования. Но особенно активное развитие они получили в среднем плиоцене, когда опускания в области Каспия привели к сокращению водоема до размеров нынешней Южно-Каспийской впадины и падению его уровня на 500—600 м ниже уровня океана (Милановский, 1968). На большей части Приаралья и Кызылкума, в Приамударьинской полосе Каракумов, Бадхызе и Карабале в течение раннего и среднего плиоцена были уничтожены отложения миоцена (сохранившиеся лишь в прогибах) и верхние горизонты палеогена. Положительные кондендационные развивающиеся структуры Приаралья и Кызылкума, такие, как Тахтакаирское, Питнякское, Мешеклинское, Кошайское, Газлинское и ряд других поднятий, в раннем — среднем плиоцене были размыты до мела, а на Султануиздаге, Букантау, Кульджуктау и других поднятиях Центрального Кызылкума вскрыты породы палеозоя. Денудационные процессы активно развивались в Приаралье, Кызылкуме, на востоке и юго-востоке Каракумов вследствие того, что эти районы были сложены податливыми к выветриванию глинисто-алевролитовыми породами миоцена.

Денудационные процессы затухали к западу от Тахтакаир-Султануиздагской и Амударьинской зон поднятий, где континентальные глинистые породы миоцена фациально замещались известняками сармата, бронирующими поверхность. Так, избирательной денудацией в ран-

нем — среднем плиоцене были впервые выработаны восточные и юго-восточные чинки, и Устюрт получил свое морфологическое выражение как пластовая равнина, возвышающаяся над окружающей территорией.

Дальнейшему обособлению этой пластовой равнины способствовало также общее изменение направленности тектонических движений в пределах всей Устюртской синсклизы, которая после сармат-понтического времени начинает испытывать тенденцию к общему абсолютному поднятию, обусловившему образование крупнейшей обращенной морфоструктуры Туранской плиты — плато Устюрт.

Наиболее характерной чертой древнего денудационного рельефа, в дальнейшем погребенного под верхнеплиоценовыми толщами в Приаралье, Кызылкуме и Заунгузских Каракумах, является то, что он не несет на себе следы глубокого линейного эрозионного расчленения. Исключения составляют Низменные Каракумы, где в раннем — среднем плиоцене пра-Амударьей и ее левыми притоками пра-Тедженом и пра-Мургабом был выработан глубокий Ербеньский эрозионный врез.

Характер денудационного рельефа свидетельствует об отсутствии в Приаралье, Кызылкуме и в Заунгузских Каракумах гидрографической сети, эродирующей поверхность, что, в свою очередь, указывает на господство здесь, как и в смежных районах Западной Туркмении, Прикаспия и на юге Русской платформы, в раннем и особенно в среднем плиоцене жаркого аридного пустынного или полупустынного климата (Милановский, 1968; Квасов, 1966). Все это позволяет сделать вывод, что в раннем — среднем плиоцене Кызылкумы, Приаралье и Каракумы представляли собой пустыни и полупустыни, где основная роль в удалении продуктов выветривания принадлежала плоскостному смыву и агентам пустынной денудации: солевому распылению и дефляции.

Позднеплиоценовое время представляет собой важный переломный момент в истории развития Средней Азии. Основными событиями этого времени являлись: грандиозные акчагыльская и апшеронская трансгрессии Каспийского бассейна, водами которого оказались покрыты обширные пространства Туранской плиты, интенсивное воздымание и разрастание по площади горных сооружений Тянь-Шаня и Копетдага и изменение климата.

Акчагыльское похолодание, охватившее юг европейской территории Союза и явившееся одной из основных причин трансгрессии Каспия (Квасов, 1964, 1966; Милановский, 1968), распространилось и на Среднюю Азию. Оно совпало с тектонической активизацией ее горного обрамления, что способствовало возобновлению мощного речного стока. Позднеплиоценовое воздымание Памиро-Алая, Тянь-Шаня и Копетдага и интенсивный их размыв привели к выносу на прилегающую Туранскую низменность громадной массы обломочного материала и формированию здесь новой серии формации.

В позднем плиоцене на востоке и юго-востоке Туранской плиты у подножий горных сооружений Тянь-Шаня была сформирована орогенная буроватая молассовая формация, а на всей остальной части плиты две платформенные терригенные формации. Верхнеплиоценовая буроватая молассовая формация сложена продуктами разрушения горных сооружений Тянь-Шаня, снесенными постоянными и временными водотоками и отложенными у их подножий на прилегающих предгорных равнинах. В настоящее время буроватая молассовая формация развита вдоль западного склона хр. Каратау примерно до левобережья р. Сырдарьи, выполняет Чу-Илийскую впадину и Ташкент-Голодностепскую депрессию, а также Кашкадарьинскую депрессию, где в районе Шурасана отмечается ее

максимальная мощность, достигающая 2000—2500 м. В других районах мощность не превышает 500—1200 м. Неширокой полосой она прослеживается вдоль Нуратинских, Зирабулак-Зиаэтинских и Каратюбинских гор. В Бешкентском прогибе молассы слагают только верхнюю часть разреза верхнего плиоцена. Породы буроцветной молассовой формации погребены под довольно мощной толщей осадков четвертичного возраста и вскрываются скважинами на глубинах от 50 до 300 м.

В неширокой 10—25-километровой полосе вдоль подножий Каратау, Нуратау, Зирабулак-Зиаэтинских гор и юго-западных отрогов Гиссара верхнеплиоценовая молассовая формация сложена неравномерно груболинзовидно переслаивающимися конгломератами, гравелитами, песчаниками и буроцветными не дифференцированными мусорными глинисто-алевролитовыми породами, содержащими значительную примесь беспорядочно рассеянного песчаного и гравийно-галечного материала. По мере удаления от поднятий роль грубообломочных пород в разрезе быстро сокращается, а мусорные породы переходят в более чистые глинистые и алевритовые разности, которые сформировались по периферии конусов выноса водотоков ременного суходольного и постоянного речного типов.

Верхнеплиоценовая молассовая формация по мере удаления от горных сооружений сравнительно быстро замещается терригенными платформенными формациями. Формирование последних происходило за счет аккумуляции обломочного материала в озерно-морском акчагыльском и апшеронском бассейнах Каспия, покрывавших обширные пространства Туранской плиты, а в периоды регрессии этих бассейнов — в пределах аллювиальных и аллювиально-дельтовых равнин. Обломочный материал поставлялся в бассейны пра-Сырдарьей, пра-Зеравшаном, пра-Кашкадарьей, пра-Амударьей и рядом других рек, стекающих с горных сооружений Памиро-Алая, Тянь-Шаня и Копетдага. На западе Туранской плиты, в Низменных Каракумах, т. е. в тех районах, которые в позднем плиоцене испытали непрерывное осадконакопление, морские акчагыльские и апшеронские отложения образуют единую верхнеплиоценовую морскую терригенную формацию, представленную неравномерно переслаивающимися сероцветными и буроцветными глинами, алевролитами, мергелями, песками и песчаниками.

В Заунгузских Каракумах, Кызылкуме и Приаралье, где акчагыльские и апшеронские отложения разделены глубоким разрывом и слагают различные ярусы равнинного рельефа, в верхнем плиоцене четко выделяются две терригенные формации: нижняя, глинисто-песчаная, соответствующая по возрасту нижнему — среднему акчагылю и верхняя, песчаная, отвечающая апшерону.

Основываясь на распространении озерно-морских и континентальных отложений акчагыля и этапности развития акчагыльского бассейна Каспия, можно проследить за характером развития акчагыльской трансгрессии в пределах Турана и довольно точно установить восточные ее границы. Постепенный и неуклонный подъем уровня Каспия с конца среднего плиоцена привел к расширению границ бассейна и перекрытию в раннем акчагыле морскими водами Западно-Туркменской низменности, Красноводского полуострова, Чильмамедкумов и Предкопетдагского прогиба. На востоке воды краевой опресненной зоны раннеакчагыльского бассейна проникли в Ислимский, Заунгузский и Балкуинский прогибы, покрыли Южное Приаралье и наиболее погруженные участки Сырдарьинской впадины.

В Западном Кызылкуме краевая зона бассейна распадалась на ряд проливов и заливов, которые по Каракульскому, Рометанскому и Беш-

кентскому прогибам вдавались далеко на восток, где сочленялись с предгорной аллювиально-пролювиальной равниной. Султануиздаг, Питняк-Кабаклинское, Денгизкульское, Кошайское поднятия и ряд других положительных структур представляли собой острова или приподнятые участки суши.

В Юго-Западном и Восточном Кызылкуме нижеакчагыльские отложения представлены серыми, коричневато-серыми, палевыми и пестроцветными, часто хорошо отмученными, горизонтально-слоистыми глинами, переслаивающимися с алевролитами и подчиненными пластами мелкозернистых песков и песчаников. Аналогичное строение нижеакчагыльские отложения имеют и в Заунгузских Каракумах, где коричневато-серые глины и алевролиты слагают нижнюю часть разреза заунгузской свиты. Нижеакчагыльские отложения Южного Приаралья, сохранившиеся на останцовых возвышенностях, по своему составу аналогичны типично морскому нижнему акчагылу Низменных Каракумов и Западной Туркмении. Здесь нижний акчагыл представлен светло-серыми, голубовато-серыми и красно-бурыми известковыми глинами и кремевыми мергелями с подчиненными пластами алевролитов и песков. Мощность нижеакчагыльских отложений не превышает 150—200 м. Глинисто-алевролитовый и мергельно-глинистый состав пород нижнего акчагыла на обширных пространствах Закаспия свидетельствует о близких условиях седиментации на большей части площади развития раннеакчагыльского бассейна и еще сравнительно слабом проявлении эрозионного цикла в областях сноса.

Начавшаяся в раннем акчагыле трансгрессия Каспия достигла своего максимума в среднеакчагыльское время и привела к расширению площади седиментационного бассейна. Среднеакчагыльский бассейн и его краевые опресненные зоны покрыли все Каракумы. Только Султануиздаг и Центрально-Кызылкумские поднятия на протяжении среднего акчагыла, как и всего последующего времени, не покрывались водами бассейна и оставались островной сушей.

В среднем акчагыле условия седиментации на большей части Каракумов, Западного и Восточного Кызылкума и в Южном Приаралье резко меняются. Формирование тонких пелитовых осадков прекращается и сменяется накоплением довольно монотонной толщи желто-бурых песков и песчаников, слагающих верхнюю, основную по мощности часть разреза глинисто-песчаной формации. Эта своеобразная толща желто-бурых полевошпато-кварцевых песков и песчаников в Кызылкуме и Приаралье выделяется под названием денгизкульской свиты, а в Заунгузских Каракумах слагает верхнюю, большую по мощности часть разреза заунгузской свиты.

Широкое развитие среднеакчагыльских озерно-морских песчаных отложений (тандырчинская свита) в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и к западу и юго-западу от последних в пределах Юго-Восточной Туркмении указывает на то, что среднеакчагыльский бассейн был открыт в Сурхандарьинскую депрессию, со стороны которой и поступала основная масса седиментационного песчаного материала. Основными источниками сноса обломочного материала, слагающего глинисто-песчаную формацию, являлись южные склоны Гиссарского хребта и горные сооружения Памира и Дарваза. Обломочный материал поставлялся в краевые зоны бассейна широко развитой речной сетью, в которой главенствующее положение занимала мощная водная артерия, предшественница современной Амударьи, а также пра-Сырдарьей, пра-Зеравшаном, пра-Кашкадарьей и другими более мелкими реками. Привнос в среднеакчагыльский бассейн больших масс седиментационного песчано-

го материала несомненно был связан с увеличением водности впадающих в него рек и их транспортирующей способностью. Наиболее характерной особенностью песков и песчаников указанных свит, слагающих верхнюю часть разреза глинисто-песчаной формации, является постоянство их механического и минералогического составов на огромной площади распространения. Пески и песчаники залегают сравнительно мощными (5—20 м) горизонтами и расслаиваются подчиненными хорошо выдержанными пластами светло-коричневых глин и алевролитов. Наиболее широко развиты мелкозернистые пески и слабо сцементированные песчаники. В районах, где песчаные отложения заунгузской и денгизкульской свит не перекрыты более молодыми образованиями и верхи их не разрушены последующими эоловыми процессами, разрез венчается горизонтом крепких конкреционных песчаников мощностью 3—5 м. Такое же строение имеет и ислимская свита, развитая в Бадхызе и Караби́ле и относимая геологами Туркмении к среднему миоцену — среднему плиоцену. Среднеакчагыльские пески и песчаники слагают большую основную по мощности часть разреза глинисто-песчанистой формации. В наиболее погруженных осевых зонах крупных прогибов — Балкуинском, Бешкентском, Рометанском и других — мощность их достигает 200—400 м, а в пределах зон поднятий она уменьшается до первых десятков метров. Формирование глинисто-песчаной формации на большей части Туранской плиты заканчивается в конце среднего акчагыла, когда началась регрессия, связанная с понижением до 100 м уровня Каспийского бассейна, которое имело место на границе среднего и позднего акчагыла.

Краевая восточная зона бассейна быстро мелела и заносилась песчаным материалом. Обширные равнинные пространства Кызылкума, Южного Приаралья, Каракумов, Бадхыза и Караби́ля осушались и превращались в наземную равнину. Вслед за отступающим бассейном продвигались дельты рек, и по среднеакчагыльской пластовой равнине прокладывали себе путь на запад пра-Кашкадарья, пра-Зеравшан и реки, стекающие с Центрально-Кызылкумских возвышенностей, а также пра-Теджен и пра-Мургаб. Аллювиальные отложения этих рек (саятская и эсенбайская свиты), представленные разномзернистыми гравийными песками и песчаниками мощностью до 10—20 м, выполняли неглубокие эрозионные долины, реликты которых сохранились в центральной части Каракульского плато, на отдельных останцах левобережья (Эльджик) и правобережья (Саят, Шагал) среднего течения Амударьи, в Низменных Каракумах, на останцах Учаджи и в районе Бадхыза. Формирование аллювиальных отложений происходило при сравнительно высоком стоянии уровня отступившего на запад в Низменные Каракумы акчагыльского бассейна, о чем можно судить по незначительной глубине врезки речных долин, не превышающего 15—20 м. Дальнейшее понижение базиса эрозии повлекло за собой врезание гидрографической сети и глубокое эрозионное расчленение среднеакчагыльской поверхности выравнивания.

Среднеакчагыльская поверхность выравнивания, бронированная конкреционными песчаниками, в пределах Туранской плиты образует второй ярус равнинного рельефа с абсолютными высотами в Кызылкуме и Каракумах от 120 до 240 м. Над ним возвышается более древний первый ярус, которому соответствует сармат-понтическая поверхность выравнивания Устюрта. Формирование всех последующих поверхностей выравнивания и соответствующих им ярусов происходило на более низких гипсометрических уровнях, которые хорошо выражены в Каракумах, Кызылкуме и Приаралье.

Началу следующего седиментационного цикла и формированию верхней терригенной апшеронской песчаной формации предшествовало кратковременное, но глубокое эрозионное расчленение равнин Турана, во многом предопределившее их современный геоморфологический облик.

На рубеже среднего и позднего акчагыла произошло заложение и оформление в основных чертах рельефа впадины, ныне занятой Аральским морем, и всей Арало-Сарыкамышской низменности в целом. В это же время в Южном Приаралье, Западном Кызылкуме и Каракумах реками был выработан глубоко расчлененный эрозионный рельеф. Врезание гидрографической сети, расчленившей среднеакчагыльскую поверхность выравнивания, было связано с регрессией и понижением уровня отступившего далеко на запад в Низменные Каракумы акчагыльского бассейна и с начавшимся в это время интенсивным прогибанием Восточно-Аральской впадины, в результате чего здесь было заложено и геоморфологически обособлено понижение рельефа, явившееся местным базисом эрозии.

В Западном Кызылкуме среднеакчагыльская пластовая равнина и слагающие ее породы были практически полностью уничтожены эрозией. Основной водной артерией, эродировавшей Западный Кызылкум, являлся пра-Зеравшан, который по широкому эрозионному понижению, выработанному им на стыке между Юго-Западным Кызылкумом и Заунгузскими Каракумами имел сток на запад. Это эрозионное понижение отчленяет Каракульское плато от Заунгузского. К северо-востоку от Заунгузских Каракумов и в Южном Приаралье расчленение рельефа осуществлялось реками, берущими начало в Центральном Кызылкуме. Часть поверхностных вод здесь имела западное направление стока в акчагыльский бассейн, другая — на север, в прогибающуюся Восточно-Аральскую впадину. Водная артерия, базисом для которой являлся акчагыльский бассейн, размывала ниже-среднеакчагыльские и подстилающие их отложения между северной окраиной Заунгузских Каракумов и чинками Устюрта и выработала широкое Присарыкамышское эрозионное понижение и Верхнеузбойский коридор. В Южном Приаралье водотоки, расчленив сравнительно маломощный покров ниже-среднеакчагыльских отложений, глубоко врезались в глины палеогена и образовали широко разветвленную сеть эрозионных ложбин и долин стока, которые, постепенно углубляясь и расширяясь, имели северное направление к акватории современного Арала. Эрозией в Южном Приаралье были созданы наиболее древние останцовые формы рельефа: Учтаган, Бузгул, Кушканатау, Бельтау. Отчлененные от среднеакчагыльской пластовой равнины они в виде останцовых возвышенностей продолжают существовать вплоть до настоящего времени. Останцовые массивы среднеакчагыльской пластовой равнины сохранились также между северной частью Акчадарьинской дельты и Султануиздагом и между Джанадарьей и Букантау. К моменту прекращения расчленения рельефа относительные превышения его в Южном Приаралье достигали 150—200 м.

Очевидно, глубокому расчленению пра-Мургабом и пра-Теджегом подвергались и юго-восточные районы Туркмении.

Таким образом, рубеж среднего и позднего акчагыла явился периодом заложения и становления основных морфоструктурных элементов Туранской плиты. В ее центральной части возникла обширная эрозионно-тектоническая впадина Арала. Реками был выработан глубоко расчлененный эрозионный рельеф, контролирующий развитие последующих седиментационных бассейнов и во многом предопределивший современный геоморфологический облик Кызылкума, Каракумов, Южного При-

аралья и всей Арало-Сарыкамышской низменности в целом. Впервые были обособлены и получили геоморфологическое выражение в рельефе Каракульское, Заунгузское, Северо-Султанунздагское и Северо-Кызылкумское плато, расположенные между аллювиально-дельтовой равниной р. Сырдарьи и горами Букантау.

Каракульское, Заунгузское, Северо-Султанунздагское плато, останцы Учаджи, Эльджик, Шагал, а в Приаралье — Кушканатау, Бельтау и ряд других останцовых массивов средисакчагыльской пластовой равнины на протяжении всей последующей истории представляли собой приподнятые участки суши, на которых уже с конца акчагыла началось формирование останцово-грядового и грядово-яченстого эолового рельефа.

В позднем акчагыле происходило новое, но уже менее значительное расширение площади акчагыльского бассейна. Акчагыльские воды вновь покрывают Низменные Каракумы вплоть до меридиана г. Байрам-Али, а на севере по Верхнеузбойскому коридору и Сарыкамышскому эрозионному понижению проникают в Приаралье, где образуется бассейн в границах, близких к современному Аралу. Верхнеакчагыльские сероцветные глинисто-алевролитовые и песчаные породы частично выполнили наиболее пониженные участки эрозионного палеорельефа Южного Приаралья и Низменных Каракумов и тем самым уменьшили относительные его превышения. В раннем апшероне большая часть Кызылкума, Приаралья и Каракумов представляла собой сушу, где процессы эрозии и дефляции господствовали над аккумуляцией. Формирование морских терригенных глинисто-песчаных отложений происходило лишь на крайнем западе Туркмении, где располагался раннеапшеронский бассейн, который по своим размерам значительно уступал позднеакчагыльскому.

Среднеапшеронское время ознаменовалось мощной трансгрессией Каспия, вторжением морских вод в Низменные Каракумы, а на севере через Узбой и Сарыкамыш в Приаралье и Западный Кызылкум, где образовалась система обширных полуизолированных водоемов озерно-морского типа, в которых началось формирование верхней терригенной песчаной формации. Наиболее западный Сарыкамышский водоем покрывал впадину Сарыкамыш и эрозионное понижение между северной окраиной Заунгузских Каракумов и чинками Устюрта. Сарыкамышский водоем сочленялся с Аральским бассейном, который покрывал всю впадину Арала и северную часть Южного Приаралья. Широким проливом, который унаследовал древнюю эрозионную долину в центральной части Таджикистанского прогиба, апшеронский бассейн Арала соединялся с бассейном Западного Кызылкума. Последний покрывал обширную территорию между восточной окраиной Заунгузского плато и западным окончанием Центрально-Кызылкумских возвышенностей. Южнее этот бассейн по Каракульскому и Рометанскому прогибам проникал далеко на восток, где в районе Автобачи и Азкамара сочленялся с дельтой Зеравшана. На юго-западе Кызылкумский бассейн системой проливов, расположенных между Каракульским и Заунгузским плато, соединялся с апшеронским морем Туркмении.

Озерно-морские апшеронские отложения Приаралья и Сарыкамыш представлены преимущественно мелкозернистыми серовато-желтыми полевошпато-кварцевыми песками и слабо сцементированными песчаниками мощностью до 40—50 м. Привнос песчаного материала в апшеронский бассейн Арала осуществлялся пра-Сырдарьей, которая в апшероне сформировала мощную (до 100—150 м) толщу аллювиальных сероцветных мелко- и среднезернистых песков, развитых в настоящее

время на обширных пространствах Восточного Кызылкума и имеющих большое инженерно-геологическое значение.

Если в Южном Приаралье апшеронские озерно-морские отложения представлены в основном песками и песчаниками, то в Западном Кызылкуме в их строении наряду с песчаными породами участвуют также известковые глины и мергели (садыварская свита). Мощность свиты, как правило, не превышает 20—30 м. В отличие от Восточного и Западного Кызылкума, Приаралья и Низменных Каракумов, где континентальные и бассейновые отложения апшерона сложены преимущественно песчаными породами, на юго-востоке Туркмении в пределах Бадхыза и Карабиля апшерон имеет другое строение. Здесь он представлен сравнительно мощной (до 350 м) континентальной толщей палевых лессовидных алевролитов с пластами серых песчаников и конгломератов.

Резкое усиление воздыманий горных сооружений Тянь-Шаня и общий региональный подъем юго-восточной части Туранской плиты в позднем апшероне привели к окончательному вытеснению озерно-морских бассейнов с территории Западного Кызылкума, Южного Приаралья и большей части Низменных Каракумов и установлению здесь континентального режима, который продолжает существовать вплоть до настоящего времени. В позднем апшероне Западный Кызылкум превращается в низменную аккумулятивную равнину и покрывается сравнительно маломощными (до 30—40 м) песчано-гравийными аллювиальными отложениями (ташакырская свита) палео-Зеравшана, которые и составляют здесь верхнюю часть разреза апшеронской песчаной формации. Апшеронская первичноаккумулятивная поверхность выравнивания в Восточном и Западном Кызылкуме, в Южном Приаралье, Бадхызе и Карабиля образует третий ярус равнинного рельефа. В Низменных Каракумах апшеронские отложения погребены под мощной нижне-среднечетвертичной аллювиальной каракульской свитой, а в Южном и Восточном Приаралье, где они подверглись частичному размыву, под аллювиально-дельтовыми наносами Амударьи и Сырдарьи.

Олигоцен-неогеновый этап развития явился важным периодом в формировании инженерно-геологических условий. В это время накопились поверхностные отложения Устюрта, большей части Кызылкума, Каракумов, Муюнкума и др., были выведены на поверхность мезокайнозойские отложения Мангышлака, Туаркыра, Приаралья, Бадхыза, Карабиля и др.

ГЛАВА 3

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОВРЕМЕННЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Четвертичный период является очень важным для формирования современных инженерно-геологических условий Туранской плиты. Он характеризуется постоянным ослаблением тектонической деятельности, колебаниями уровня Каспийского моря, блужданием Сырдарьи и Амударьи и формированием эолового рельефа Каракумской, Кызылкумской и Муюнкумской пустынь.

Четвертичные отложения весьма разнообразны по генезису. Однако несмотря на это они имеют между собой много общего, что обусловлено пустынным климатом, при котором происходило их образование. Пустынные условия возникли задолго до начала четвертичного периода. Однако в дочетвертичное время климат был субтропическим. Четвертичный же период характеризуется резко континентальным климатом с жарким летом и морозной зимой, типичным для внутриматериковых внетропических пустынь. Оледенения и межледниковые эпохи в прилегающей горной части вызывали либо некоторое увлажнение, либо усиление засушливости климата, но общая ландшафтная обстановка менялась сравнительно мало. Формирование плотных красноватых отложений в плиоцене сменилось интенсивным образованием ссоземов.

Резкое высотное расчленение прилегающих горных обрамлений (Тянь-Шаня, Памира, Копетдага) привело к развитию мощных денудационных процессов в горах, а в связи с этим — к не менее энергичной аккумуляции сносимого материала на равнинах. Туранская плита на протяжении всего четвертичного времени по-прежнему остается полем деятельности не только рек, стекающих с близлежащих горных хребтов, но и транзитных рек — Амударьи и Сырдарьи — мощных артерий, возникших в результате альпийского горообразования. Они стали особенно многоводными в четвертичный период, когда хребты поднялись на высоту от 4 до 7,5 км и покрылись вечными снегами, а нагорье Памира — льдами. В этих условиях пра-Амударья и пра-Сырдарья начали сносить с Памиро-Алая громадное количество материала. О размерах их деятельности можно судить хотя бы по тому, что сейчас, когда нст ледникового шита на Памире и его долинныи ледники стали сравнительно меньше, Амударья дает ежегодно 370 млн. м³ наносов.

Четвертичную историю Туранской плиты можно подразделить на два крупнейших этапа, неравных по длительности: первый — ранне- и среднечетвертичный, второй — позднечетвертичный — современный.

Ранне-среднечетвертичное время — период широкой аккумулятивной деятельности пра-Амударьи, пра-Сырдарьи, пра-Чу и их притоков. Река Амударья с плиоцена и до среднечетвертичного времени включительно протекала по Каракумской низменности и впадала в Каспийское море, она производила интенсивную эрозионную работу. В то же время на всей площади Низменных Каракумов происходило накопление геолого-генетического комплекса аллювиальных отложений, известных под названием каракумской свиты. Морфологические следы эрозионной деятельности пра-Амударьи наблюдаются в Юго-Восточных Каракумах, в предгорных районах Копетдага, на северо-западной окраине Низменных Каракумов. Они выразились в формировании ступенчатого рельефа, а в предгорьях Копетдага — в формировании эрозионного уступа, поднимающегося над современной предгорной равниной.

В предгорных районах Карабиля, Бадхыза формируются высокие террасы, сложенные геолого-генетическим комплексом аллювиально-пролювиальных отложений мощностью от 20 до 90 м.

Затем наступил этап аккумуляции геолого-генетического комплекса аллювиальных отложений Обручевской степи, которому способствовало образование древней дельты Мургаба, Теджена и некоторых наиболее крупных рек, стекавших с Копетдага. В составе аллювиального комплекса, слагающего эти дельты, отсчитаются различные терригенные породы от галечников до глин.

По мере отступления на север и северо-восток пра-Амударья теряла связь с афганскими реками Юго-Восточных Каракумов, их дельты становились «сухими». Пра-Амударья местами подмывала равнину Обручевской степи и выработала эрозионный уступ, отчленяющий ее от Низменных Каракумов. В результате эрозионной работы Амударьи были частично, а местами полностью смыты породы заунгузской свиты, акчагыла и атшераона.

На севере в пределах Сарыкамышской котловины и Куньдарьинской аллювиальной равнины эрозионный рельеф был выработан еще в плиоценовое время, а затем обновлен в начале четвертичного периода; в результате этого отложения заунгузской свиты, выполнявшие отдельные депрессии, были размыты. Такая же закономерность формирования рельефа, выраженная в смене двух циклов размыва (плиоценового и раннечетвертичного), наблюдается в Верхнеузбойском коридоре. В пределах последнего имеется четкая эрозионная долина, выработанная в отложениях заунгузской свиты и врезанная в подстилающие их породы миоцена; образование ее относится к постплиоценовому времени. Эрозионная долина Верхнеузбойского коридора выполнена песчано-глинистыми отложениями. В пределах Куньдарьинской аллювиально-дельтовой равнины сформировалась толща алевролитов и песчано-глинистых отложений. Один из крупных Амударьинских правобережных притоков — пра-Зеравшан — в восточных районах Каракумов, в Юго-Западном Кызылкуме, в пределах Бухарского оазиса формировал кызылкумскую свиту; пра-Зеравшан в ранне-среднечетвертичное время был многоводным. В него впадали, кроме современных притоков, Санзар и Кашкадарья (без Гузардарьи). Гузардарья в раннечетвертичную эпоху образовала обширную сухую дельту, простиравшуюся к юго-западу от г. Карши, а в среднечетвертичную эпоху самостоятельно впадала в районе Халача в Амударью. Там скважиной были вскрыты отложения, сопрягающиеся с аллювием верхнекаракумской свиты Амударьи.

Выход палео-Сырдарьи из Ферганской котловины начался еще в плиоцене. Эта река в раннечетвертичную эпоху представляла поток, аллювий которого сначала в виде галечников с песком, а затем кварцевого, хорошо окатанного песка формировался вдоль северных склонов Нуратау. Палео-Сырдарья заходила, возможно, и в Карагатинскую котловину, где следы ее сохранились в настоящее время в виде серии солевых озер. Аллювиальный генезис этих солей предполагает И. В. Рубапов (1965).

Геолого-генетический комплекс нижнечетвертичных аллювиальных отложений пра-Сырдарьи сохранился в виде отложений древних русел, заканчивающихся в районе песчаного массива Джаманкум (северо-западнее пос. Тамды-булак) и в Мынбулакской котловине. В раннечетвертичную эпоху одно из этих русел проходило по северным склонам Тамдытау и далее на западе терялось среди небольших озерно-дельтовых равнин. Другое русло — наиболее северное — огибало с востока, севера и запада Букантау и заканчивалось в Мынбулакской котловине (Грамм, 1957). Эта долина глубиной до 40 м вырисовывается в разрезе песчаного массива севернее Букантау. Следы древней долины пра-Сырдарьи обнаружены и южнее Аральского моря. По А. С. Кесью, в ранне-среднечетвертичное время южнее Аральского моря существовало Хорезмское озеро, куда и впадала палео-Сырдарья. Отложения, заполняющие эти притоки, на основании их геоморфологии и залегания на верхнеплиоценовых отложениях датируются как раннечетвертичные.

Геолого-генетический комплекс среднечетвертичных аллювиальных отложений пра-Сырдарьи прослеживается только под золовыми песками: на глубине от 10 до 70 м, вдоль восточной границы Кызылкума, у совхоза Коксу.

На месте современного Аральского моря были отдельные соленые озера и солончаки. Поступавшая в них вода испарялась, концентрировалась соль. Между озерами простиралась равнина, на поверхности которой, возможно, в результате дефляции начинал формироваться золовый покров. Об отсутствии моря к концу среднечетвертичной эпохи говорит наличие соли под терригенными осадками Аральского моря.

В Центральном Кызылкуме, у подножия южных и юго-восточных склонов хр. Султануиздаг, формируется предгорная пролювиальная равнина, сложенная отложениями каракольской свиты, выделенными в геолого-генетический комплекс пролювиальных отложений. Аналогом каракольской свиты является, очевидно, надкулдукская свита, включающая осадки вторых террас замкнутых котловин в Центральном Кызылкуме.

В Чу-Сарысульской впадине раннечетвертичное время началось с формирования у подножия гор геолого-генетического комплекса аллювиально-пролювиальных отложений: валунов, галечников полимиктового состава мощностью 150—180 м. По мере удаления от гор обломки быстро мельчают и уже в урочище Муюнкум аллювий представлен песками желто-розовато-серого цвета, мелко- и среднезернистыми полимиктового состава. Междуречье Чу и Талас (Муюнкум) было местом образования широкой третьей надпойменной террасы раннечетвертичного возраста, сложенной желтовато- и розовато-серыми, мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песками. Западнее, ниже слияния Чу и Сарысу, условия формирования нижнечетвертичных отложений были другими. Чу и Сарысу размывали олигоценовые или верхнеплиоценовые отложения и выработали ложбину глубиной до 50 м, заполнили ее аллювием раннечетвертичного возраста, внизу сложенную песками (13—18 м), сверху — песчанистыми глинами (8—90 м).

Со второй половины раннечетвертичной эпохи начал перевеваться аллювий, формируется геолого-генетический комплекс золовых отложений. Гидрографическая сеть в Чу-Сарысульской впадине на границе ранне- и среднечетвертичной эпохи претерпела значительную перестройку и приблизилась к современному плану ее расположения. В долине р. Чу близ хр. Кендыктаса по-прежнему откладывались валунно-галечниковые отложения с песчаным заполнителем. В долинах рек Ассы и Таласа возникли вторые надпойменные террасы, сложенные геолого-генетическим комплексом аллювиальных отложений. В долинах с прерывистыми водотоками у подножия мелкосопочника правобережья р. Чу в это время формируются небольшие конусы выноса, вторые и третьи надпойменные террасы рек, сложенные плохо окатанными гравий-галечниками, переходящими местами в разнотернистые пески и песчанистые глины. По правобережью р. Чу формируется геолого-генетический комплекс пролювиально-делювиальных отложений, залегающих на размывтой поверхности континентальных и морских осадков палеогена.

Во второй половине среднечетвертичной эпохи климат становится более аридным и на поверхности грубообломочных осадков происходит накопление мощной толщи лессовидных суглинков, значительно размывших к настоящему времени.

Территория Устьюртского, большей части Красноводского и Денгизкульского плато была приподнята, и здесь не происходило осадконакоп-

ления. Обширные равнинные пространства, отражающие характер неогенового морского дна, сравнительно мало изменялись под воздействием пустынной денудации. Западная, северо-западная части Красноводского полуострова, впадина Кара-Богаз-Гол и юго-западная окраина Низменных Каракумов были той незначительной частью Туранской платформы, где в четвертичный период формировались комплексы морских отложений. Первая бакинская трансгрессия — раннечетвертичная — оставила после себя геолого-генетический комплекс морских отложений, представленных известняками-ракушниками, глинами, алевролитами, реже песками. В результате среднечетвертичной хазарской трансгрессии вдоль берега Каспия формировались ракушечные пересыпи и косы, отделившие (частично) Кара-Богаз-Гол и Красноводский залив. Позднехазарские отложения образуют основание Красноводской косы. Представлены они прибрежными косослоистыми известняками-ракушечниками и конгломератами. В промежутке между бакинской и хазарской трансгрессиями отложения бакинского моря были сильно переработаны эоловыми процессами.

Отложения позднечетвертичного — голоценового возраста имеют широкое распространение. Они сложены обширные дельты Амударьи и Сырдарьи. К этому времени приурочен поворот Амударьи и Сырдарьи в сторону Аральского моря. Однако Амударья неоднократно прорывалась к Каспию через Сарыкамыш и каждый раз образовывала крупную дельту, расположенную на более низкой гипсометрической отметке. Первоначально после поворота Амударьи в Аральское море она несла свои воды по Акчадарьинскому коридору, расположенному северо-западнее теснины Тюя-Муюн. Долина р. Акчадарьи представляет собой неглубокую эрозионную долину, заполненную 20—25-метровым аллювием. Она разработана в плиоценовых отложениях. Осадки Акчадарьи к востоку и северо-востоку от возвышенностей Бельтау образуют Северную дельту, для отложений которой характерно равномерное переслаивание суглинков, песков с преобладанием первых. У юго-восточных склонов хр. Султануиздаг Акчадарья образует Южную дельту, сложенную песками. Осадки Акчадарьинской дельты откладывались в относительно спокойных условиях обширного бассейна с медленным течением, о чем свидетельствует песчано-глинистый характер отложений. В конце позднечетвертичного времени воды Амударьи наполнили Сарыкамышскую впадину и, не находя выхода, заполнили обширную площадь к северу от нее. Здесь формировался геолого-генетический комплекс озерных отложений.

Максимум стояния воды в Сарыкамышском озере и отсутствие стока ознаменовались формированием береговых галечниковых валов, расположенных у подошвы плато Устюрт. Они протягиваются прерывистыми полосами на абсолютных отметках +58 с юга на север к Аральскому морю. Общее гипсометрическое положение валов примерно соответствует современному уровню стояния Аральского моря. Валы протягиваются с юга от Сарыкамышской впадины на север к Аральскому морю.

После образования этой дельты Амударья повернула на северо-запад в сторону Сарыкамышской впадины, частично размыв нижне-среднечетвертичные озерные отложения. Водный режим в этот период характеризовался примерно теми же условиями, что и в ранне-средне-четвертичное время, т. е. Амударья была многоводной и несла большое количество песчаного материала, который сформировал дельту. Увеличенный привнос песчаного материала происходил за счет размыва отложений заунгузской свиты и материала, который приносился рекой с Памиро-Алая.

По мере формирования верхнечетвертичной дельты воды Амударьи проникали далее на запад в Сарыкамышскую котловину и в конце позднечетвертичного периода и в начале современного. В этот же период за счет ее увеличения и произошло образование единого Арало-Сарыкамышского бассейна. Проникновение вод Сарыкамыша на юг происходило не в одном, а во многих местах северной части Узбойского коридора. Начавшийся сток и непрерывное пополнение бассейна водами Амударьи привели к стабилизации озера, охарактеризовавшейся образованием следующего берегового вала, наиболее ярко выраженного на восточной оконечности бассейна.

Этап формирования русла и образование галечниковых валов относится к началу голоцена и выделяется как узбойский. Конец его характеризуется прогрессирующим усыханием Сарыкамышского бассейна, по-видимому, в результате уменьшения стока вод Амударьи. Расходы на испарение со значительной площади водоема, происходящее в условиях пустынного климата, не компенсировались поступлением воды. Озеро вновь сократило свои размеры. В связи с поворотом Амударьи к ее современному положению происходило прекращение стока вод по руслу Узбоя, наступила послеузбойская стадия, относящаяся к середине голоцена. К этому же времени относится формирование отложений дарьялыкской свиты, сложенной толщей тонкослюдистых песков, заключающих иногда глиняную гальку и гравий, сероватых и светло-коричневых суглинков и супесей часто с тонкой диагональной слоистостью. Эти толщи на западе близ Сарыкамышской котловины переслаиваются с ее озерными осадками и имеют мощность более 30 м.

В позднечетвертично-голоценовое время формируются низкие террасы Мургаба, Теджена, сложенные геолого-генетическим комплексом аллювиальных отложений: песками, супесями, суглинками, глинами. Дельтовые пески Мургаба, Теджена, Амударьи во многом сходны, однако различны по своему минералогическому составу, так как образуются за счет материала, принесенного из различных областей сноса — в первом случае с Парапамиза, во втором — с Памир-Алая.

Сырдарья в позднечетвертично-голоценовое время очень часто меняла свою дельту, при этом размывала неогеновые, палеогеновые и меловые отложения. Так, в районе Джусалинского поднятия геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных аллювиальных отложений р. Сырдарьи залегает с размывом на меловых отложениях. Одной из дельт Сырдарьи была Джемандарья. В результате блужданий Сырдарьи в ее низовьях сформировалась широкая аллювиальная равнина, сложенная разнородными полимиктовыми песками, переслаивающимися с алевролитами, песчанистыми глинами, перекрытыми супесями, суглинками. Местами описываемый геолого-генетический комплекс аллювиальных отложений Сырдарьи замещался геолого-генетическим комплексом морских отложений, образованным в результате аральских трансгрессий.

В предгорьях Каратау Сырдарья формирует в позднечетвертичное время первую и вторую надпойменные террасы, а в голоценовое время — пойму. Первые сложены галечниками, разнородными песками, супесями, суглинками. Вторые — полимиктовыми галечниками, песками, супесями. Аллювий Сырдарьи здесь выделяется в два геолого-генетических комплекса: верхнечетвертичных и голоценовых отложений.

В Чу-Сарысуйской впадине так же создаются первые надпойменные террасы Чу и Сарысу. В предгорьях по-прежнему формируется геолого-генетический комплекс пролювиальных отло-

жений. Пролувий накапливается и у подножий Мангышлака, Туаркыра, поднятий Центрального и Восточного Кызылкума.

На Устюрте за счет разрушения древних отложений образуется очень маломощная толща (до 1,5—2 м) геолого-генетического комплекса элювиальных отложений, представленных щебнем.

На большей части Кызылкума, Каракума, Красноводского плато. Муюнкума идет эоловая переработка более древних отложений; в Муюнкуме глубина эоловой переработки достигает 28 м. Формируется очень широко распространенный на территории Туранской плиты геолого-генетический комплекс эоловых отложений.

Четвертичный период явился важным моментом в формировании инженерно-геологических условий Туранской плиты. В это время окончательно оформился современный облик Туранской плиты — рельеф, гидрогеологические условия. Определилась направленность современных геологических процессов.

Строение рельефа. Длительное развитие Туранской плиты в условиях пустынного климата, когда ведущая роль в формировании земной поверхности принадлежала эоловым процессам и физическому выветриванию, привело к развитию аридных форм рельефа. Сохранились и древние формы рельефа, созданные деятельностью текучих вод: древние речные долины, оползни. И. П. Герасимов (1959) отметил, что возникновение и развитие всех форм рельефа аридного типа были тесно связаны с особенностями глубинного строения. В результате совокупной деятельности эндогенных и экзогенных рельефообразующих факторов в пределах Туранской плиты получили развитие первичные денудационные, аккумулятивные и эрозионно-тектонические типы рельефа разного возраста, форм и размеров, поверхность большинства которых осложнена вторичными эоловыми процессами.

Денудационный тип рельефа представлен ластовыми равнинами, замкнутыми котловинами и др., морфология которых зависит от длительности их расчленения, определяемой возрастом поверхности, а также интенсивностью денудационных процессов.

К расчлененным ластовым равнинам относится Северное Приаралье, испытавшее несколько циклов расчленения. Для него характерны ластово-ступенчатые, столово-останцовые геоморфологические ландшафты.

Слабо расчлененные ластовые равнины характерны для более мощных (плиоценовых) плато Устюрт, Красноводского и др. Слабое расчленение определяется геологической молодостью поверхности, ее первичной равнинностью и малой интенсивностью аридно-денудационных процессов. Нередко слабо расчлененные поверхности бронированы устойчивыми пластами осадочных пород или пустынными корами выветривания. Особый интерес представляют слабо расчлененные ластовые равнины с эоловым песчаным покровом. Сюда относится большая часть пустыни Кызылкум, где грядово-останцовый рельеф коренных пород (вероятно, типа карового рельефа) перекрыт песчаной толщей с характерными эоловыми формами. Песчаная толща образовалась в основном за счет развевания поверхности коренных пород. Близкое происхождение имеет волнистая равнина Заунгузского плато, почти полностью перекрытая эоловыми песками. Замкнутые котловины (виадины) представляют характерный элемент аридно-денудационных ландшафтов.

Характерным элементом денудационного рельефа являются крутые уступы — чинки. По своему местоположению они приурочены к флексурообразным перегибам пластов Устюрта и Заунгузского плато.

В формировании чинков Устюрта, наряду с процессами денудации, большую роль сыграли абразия (в периоды ачкагыльской и хвалынской трансгрессий) и оползневые процессы. Некоторые чинки Устюрта возникли в процессе расширения и слияния бессточных котловин, западный чинк Устюрта явно связан с формированием сложной впадины Карынта-рык. Район Заунгузского чинка известен широким распространением кыров, вытянутых останцов — плато, образующих как бы «бахрому» вдоль чинков. Вершины останцов плоские, ширина от 0,5 до 2—2,5 км. По предположению Л. Н. Смирнова, кыровый рельеф образовался в процессе денудации верхней пачки заунгузской свиты.

Аккумулятивный тип рельефа представлен аллювиальными, дельтовыми и озерными равнинами. Аллювиальными песчаными равнинами являются Низменные Каракумы, Муюнкум. Первичный рельеф этих среднечетвертичных равнин сохранился в основных элементах макрорельефа и выражается в общем понижении поверхности в Низменных Каракумах с востока на запад, в Муюнкуме с севера на юг и в приуроченности наибольших высот к средней части равнин. Другие элементы первичного рельефа уничтожены эоловыми процессами. Современный облик поверхности создан эоловыми процессами. Он характеризуется большим морфологическим разнообразием песчаных форм, среди которых преобладают гряды разной величины.

Дельтовые равнины разделяются на озерные и субэральные. К озерным относится Присарыкамышская дельта Амударьи, развивавшаяся на протяжении значительной части позднечетвертичного и голоценового времени, когда Амударья впадала в Сарыкамышскую впадину. Современный морфологический облик дельтовых равнин и, в частности, степень их переработки эоловыми процессами находятся в прямой связи с их возрастом и литологией слагающих пород. Среди субэральных дельт выделяются древние и современные. Они развиты в низовьях Мургаба, Теджена, Зеравшана. Древние дельты завуалированы эоловыми формами рельефа (дельта пра-Зеравшана) или подвержены процессам такырообразования (дельты североафганских рек). Современные субэральные дельты Мургаба, Теджена занимают небольшие площади. В плане они представляют собой располагающиеся с обеих сторон от основного потока симметричные лопасти. Морфологически это слабоаклоенные выпуклые равнины, поверхность их пересечена густой сетью ирригационных сооружений. Самые пониженные участки занимают шоры.

Речные долины Амударьи, Сырдарьи, Чу, Сарысу, Узоя, Теджена, Мургаба характеризуются на различных участках неоднородным строением как в плане, так и по профилю. Осложнены рядом надпойменных террас: Амударья — двумя, Мургаб — четырьмя, Теджен — шестью и т. д.

Озерные низменные равнины занимают небольшие площади, приурочены к Учтаганскому песчаному массиву, Сарыкамышской впадине, окружены рядом террас, рассеянных небольшими веерообразными дельтами.

Эрозионно-тектонический тип рельефа представлен низкогорьями Центрального Кызылкума, островными горами Каршинской степи, Горным Мангышлаком, Туаркыром, возвышенностями Бадхыза, Карабиля, Карактау, Дорткудук и многими другими останцами среди пустынь. Для них характерно частое глубокое эрозионное расчленение, созданное в основном в плейстоценовые эпохи. В рельефе гор ясно вырисовываются элементы геологической структуры (складки, разрывы), отпрепарированные пустышной денудацией. Нередко горные мас-

сивы окаймлены пьедесталом пластовых равнин. Продукты денудации гор образуют длинные пролювиальные шлейфы, спускающиеся от гор к песчаным массивам окружающей пустыни.

Гидрогеологические условия

В пределах Туранской плиты четко выделяются три гидрогеологических этажа: нижний допалеозойско-палеозойский, средний мезозойско-среднеолигоценовый и верхний верхнеолигоцен-четвертичный. Здесь характерны два типа гидрогеологических структур: артезианские бассейны — Сырдарьинский, Амударьинский, группа Устюрт-Мангышлакских, Чу-Сарысуйский и бассейны трещинных вод (гидрогеологические массивы, по И. К. Зайцеву, Н. И. Толстихину).

Верхний гидрогеологический этаж отделен от среднего мощным олигоцен-эоценовым водоупором до 300 м и более. Водовмещающие породы представлены песками, суглинками, супесями, слабо сцементированными песчаниками, известняками, содержащими грунтовые и слабо напорные воды пестрой минерализации от пресных до соленых. По химическому составу подземные воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые.

И. И. Ходжибасовым (1970) в пределах верхнего гидрогеологического этажа установлено наличие естественных потоков на глубинах от 20 до 50 м, имеющих очень медленный сток к глубоким бессточным понижениям. Среди них выделяются потоки порово-пластовых грунтовых вод в неогеновых и четвертичных отложениях в Чу-Сарысуйской, Амударьинской, Сырдарьинской впадинах и др., перекрытых эоловыми песками, и потоки трещинно-пластовых грунтовых вод в морских неогеновых отложениях (Устюрта, Мангышлака и др.). Потоки во впадинах берут начало из рек, некоторые потоки питаются за счет подземного стока с предгорных равнин. Вблизи рек минерализация грунтовых вод соответствует минерализации речной воды. С удалением от рек она возрастает, воды становятся солеными до рассолов, состав сульфатно-хлоридный натриевый и хлоридный натриевый.

Роль атмосферных осадков в питании грунтовых вод естественных потоков в удалении от рек незначительна, о чем свидетельствуют наблюдения за их режимом. Исключение составляют отдельные участки, благоприятные для просачивания атмосферных осадков — барханные пески, а для оброса временного стока с большой площади — такыры. Под ними образуются линзы пресных вод, плавающих на соленых. Пресные линзы встречаются также в староречьях.

Значительная часть территории занята районами древнего орошения, оазисами. Воздействие ирригации на изменение режима грунтовых вод верхнего гидрогеологического этажа значительно, под орошаемыми площадями происходит опреснение грунтовых вод. Так, в Хорезме оно наблюдается до глубины 22 м. Вдоль большинства каналов формируются линзы пресных вод с минерализацией до 1 г/л. Изменение режима грунтовых вод (уровней и минерализации) связано с режимом орошения.

Трещинно-пластовые воды верхнего гидрогеологического этажа, приуроченные к неогеновым известнякам Устюрта и Мангышлака, формируются почти полностью за счет атмосферных осадков. Естественные потоки движутся от крыльев тектонических поднятий к расположенным между валами впадинам (Барсакельмес, Ассак-Аудан). Питание за

счет атмосферных осадков происходит также на всем их пути через трещинные известняки. Здесь в направлении к базису стока сезонные колебания уровней грунтовых вод достигают 2—5 м. В этом же направлении происходит приближение зеркала грунтовых вод к дневной поверхности и увеличение расхода потоков. Одновременно происходит увеличение степени минерализации до 7—10 г/л. Увеличение минерализации происходит сверху вниз. Соответственно изменяется и химический состав вод от сульфатно-хлоридных натриевых или кальциевых до хлоридных натриевых или магниевых. Подземные воды, как правило, агрессивны.

Мощность верхнего гидрогеологического этажа в отдельных бассейнах (Амударьинский) достигает несколько тысяч метров. Подземные воды верхнего гидрогеологического этажа, залегающие, как правило, близко от поверхности земли, оказывают существенное влияние на инженерно-геологические условия, осложняя освоение территории. Близкое залегание подземных вод способствует засолению грунтов, уплотнению их, изменению прочностных показателей грунтов, а также увеличению агрессивности по отношению к металлу и бетону.

Средний гидрогеологический этаж содержит напорные межпластовые и порово-пластовые воды палеоценово-юрских отложений морского, лагуниного и континентального генезиса, общей мощностью несколько сот метров. Водовмещающие породы представлены песками, песчаниками, мергелями, известняками, алевролитами, чередующимися с прослоями и линзами глин и аргиллитов.

Условия формирования подземных вод среднего гидрогеологического этажа в отдельных артезианских бассейнах различны. В Сырдарьинском артезианском бассейне распространены палеоценово-верхнемеловой, верхнемеловой, нижнемеловой (альбский) водоносные горизонты и комплексы, содержащие самонизливающиеся солоноватые воды с минерализацией до 3 г/л, на отдельных участках — до 10 г/л, состав их хлоридный натриевый и сульфатно-хлоридный натриевый, при этом минерализация возрастает сверху вниз и в направлении к Аральскому морю. Воды неокома, апта и юры залегают на больших глубинах. Питание подземных вод происходит на выходах водовмещающих пород в предгорьях Каратау и Букантау, а также по разломам. Разгрузка подземных вод происходит в Аральское море, а также по Амударьинскому разлому в низовьях Амударьи и Сырдарьи. Разгрузка происходит также в бессточные впадины — Сарыкамышскую, Ассакеауданскую, Барсакельмесскую и др. В целом для Сырдарьинского артезианского бассейна характерно постепенное увеличение минерализации от области питания к области разгрузки и от сводовых частей складок к наиболее погруженным, наличие обращенной вертикальной гидрохимической зональности и увеличение температуры на участках, примыкающих к разломам.

Строение Амударьинского бассейна чрезвычайно сложное. В восточной его половине выделяются четыре водоупорные толщи (верхнеюрская, нижнеальбская, эоценовая и нижнетуронская). В западной части верхним водоупором служат сенон-палеогеновые отложения, а нижнеальбская и нижнетуронская толщи теряют свои водоупорные свойства, поэтому выделение водоносных комплексов здесь весьма условно. Движение подземных вод юрских и меловых отложений идет от Гиссарского и Зеравшанско-Туркестанского хребтов, являющихся основными областями питания, путем инфильтрации атмосферных осадков. В пределах бассейна наблюдается гидрохимическая зональность как в разрезе, так и по площади. По разрезу наблюдается увеличение

минерализации сверху вниз. По площади увеличение минерализации происходит в северо-западном направлении от областей питания к областям разгрузки. Максимальное значение минерализации рассолов достигает 540 г/л.

В юрском и неоком-аптском водоносных комплексах Устюрта плотный остаток достигает 45—150 г/л. По составу воды хлоридные натриевые. Такие же воды вскрыты в трещиноватых отложениях пермотрасса. В альб-сеноман-туронском водоносном комплексе подземные воды соленые с минерализацией 10—15 г/л. Разгрузка подземных вод Устюртского бассейна происходит в Сарыкамышскую впадину.

В Чу-Сарысуйском артезианском бассейне напорные воды среднего гидрогеологического этажа приурочены к мощной (2000 м) толще мезозойских и кайнозойских отложений. Наличие близкой области питания и гравелистый состав водовмещающих пород четвертичного возраста благоприятствуют накоплению большого количества пресных (до 1 г/л) подземных вод, гидрокарбонатного кальциевого состава. В палеогеновых отложениях воды движутся от гор Каратау к Бетпак-Дале. При встрече потоков и на выходах палеозоя происходит выклинивание подземных вод в виде родников с образованием соров и солончаков. Разгрузка происходит также в Сырдарьинский бассейн. Благоприятные условия питания и разгрузки способствуют формированию здесь слабосоленоватых и пресных вод сульфатно-хлоридного натриевого и хлоридного натриевого составов. Ввиду того что меловые отложения погружены на значительную глубину, воды их более минерализованы.

Во всех артезианских бассейнах изменение условий формирования подземных вод связано с наличием в разрезе нескольких региональных водоупоров, главным из которых является эоцен-олигоценый, разделяющий верхний и средний гидрогеологические этажи. Напорные подземные воды артезианских бассейнов оказывают влияние на инженерно-геологические условия только в их красных частях. Здесь наибольшая роль принадлежит грунтовым водам.

Подземные воды нижнего гидрогеологического этажа ввиду большой глубины залегания изучены чрезвычайно слабо. Исключение составляют бассейны трещинных вод, соответствующие выступам складчатого фундамента, сложенного породами метаморфических и интрузивных формаций палеозойского возраста. К ним приурочены трещинные, трещинно-карстовые, трещинно-жильные и порово-трещинные, преимущественно грунтовые воды. Они распространены локально и не оказывают сколько-нибудь значительного влияния на инженерно-геологические условия Туранской плиты.

Современные геологические процессы

Основными факторами, определяющими проявление комплекса геологических процессов в пределах Туранской плиты, являются платформенный тектонический режим со слабым проявлением новейших тектонических движений и спокойным залеганием пород, аридность климата и характер рельефа.

Дефляция. Области наиболее широкого развития дефляционных процессов в основном приурочены к древним аллювиальным равнинам (Каракумы, Кызылкум, Каршинская степь), рис. 9. Кроме того, они встречаются в современных долинах рек в районах староречий (Даудан, Дарьялык). Развитию эоловых процессов способствует малое количество осадков, частые и сильные ветры, скудность растительного покрова. Наиболее распространенными формами подвижных песков явля-

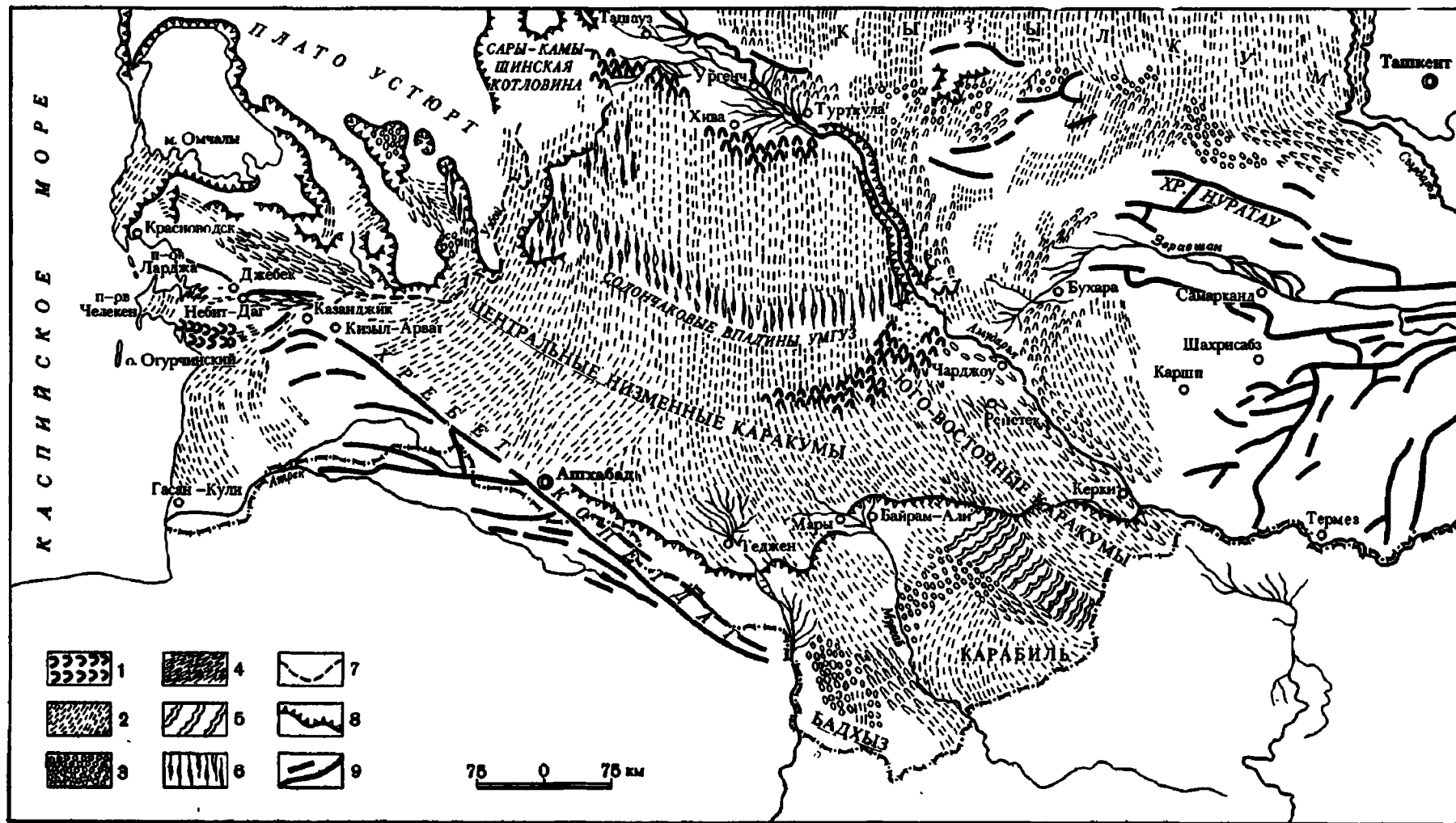


Рис. 9. Схема типов и главнейших форм рельефа песков Средней Азии (по Б. А. Федоровичу):
 1 — барханы и барханные пески, 2 — грядовые и грядово-ячеистые пески, 3 — ячеистые (котловинные) пески, 4 — лунковые пески, 5 — граблевидные поперечные гряды, 6 — кыровые гряды, 7 — сухие русла рек, 8 — обрывы, 9 — горные хребты

ются барханы, бугры, барханские гряды, барханные цепи и др., которые имеют высоту от 3 до 10 м и выше.

Котловины выдувания, восточная рябь, песчаные гребни — распространенные и типичные формы микрорельефа на участках развития перевеваемых песков. Углы склонов на незакрепленных песках составляют $32-34^\circ$ с подветренной стороны и $10-12^\circ$ с наветренной. Пески золотых массивов отличаются высокой степенью сортировки. Районы, где распространены процессы дефляции, мало пригодны для строительства, для сельскохозяйственного освоения. В настоящее время ведется усиленная борьба по закреплению подвижных песков путем насаждения засухоустойчивой растительности, а в местах, где влажность песков недостаточна, щитами.

Оврагообразование обычно приурочено к склоновой части долин и уступам речных террас. Встречаются овраги на склонах и террасах Узоя, в западной части Сарыкамышской дельты Амударьи и в Чу-Сарысуйской впадине. Развитие овражной сети зависит от форм рельефа, климатических и гидрогеологических условий, резкой смены температур и характера растительного покрова и многих других причин. Длина оврагов составляет несколько сот метров и даже километров. По мере удаления от возвышенных участков на равнинах овраги затухают, пологие склоны зарастают травой. Глубина вреза оврагов, как правило, 3—5 м, ширина 20—200 м по верху и протяженность 200—400 м. Овраги наносят большой ущерб земледелию, дорогам и др.

Подмыв берегов, сложенных рыхлыми четвертичными и неогеновыми отложениями, и их обрушение (дейгши) постоянно происходят на реках Амударья, Сырдарья, Кашкадарья и каналах Каракумскан, Эски-Анхорском. Наиболее разрушительная работа наблюдается во время паводков, когда русла рек блуждают, а пойменные уступы разрушаются и образуются в других местах. Более интенсивно эрозионная деятельность проявляется в руслах, сложенных легкоразмываемыми породами. В результате эрозионной деятельности образуются прерывистые продольные трещины, вертикальные смещения отдельных блоков, узкие щелевидные промоины или эрозионные врезы, которые ведут к возникновению оврагов и русел временных водотоков.

На орошаемых участках, где рельеф пересечен многочисленными крупными ирригационными каналами (им. Ленина, Эски-Анхор, Пулаты, Аброн, Булмас, Арысь-Туркестанский коллектор) и дренами, также постоянно происходит размывание и обрушение откосов, в результате чего в отдельных местах русла каналов расширяются и образуют террасовидные участки шириной 8,0—12,0 м. Эти участки дренажных сооружений выходят из строя.

Засоление и образование солончаков широко развиты на Устюрте, Мангышлаке, Красноводском полуострове (Барсакельмес, Карагисе, Карашор, Улькесор и др.). Широкое распространение они получили в долине р. Амударьи (пос. Дейнау, Ходжа-Кала, Фароб, на дне долин Каттасая, Рудаксая, в Шорсайском и Чарагыльском понижениях). Большие площади солончаков прослеживаются в нижнем течении р. Чу на участках Гуляевских и Камкаинских разливов, простирающихся на расстоянии 50—100 км.

Пустыньность климата и близкое залегание уровня (до 3 м) преимущественно сильноминерализованных грунтовых вод обуславливают образование засоленных почв. В результате капиллярного выноса и интенсивного испарения влаги на поверхности земли процесс засоления почвогрунтов проявляется в виде различных форм солончаков: пухляков, шоров, пухло-корковых и корковых. Пухляками и шорами заняты

многие озёрные котловины, например Сарыкамышская, а также широкие межгорные понижения среди песчаных массивов (Муянкум). Обычно пухлые солончаки занимают несколько повышенные участки, окаймляя корковые. Корковые солончаки приурочены к пониженным участкам, где отмечается наиболее близкое залегание грунтовых вод. Часто они имеют влажную поверхность, а в сухое время года покрываются хрустящей корочкой соли от 2 мм до 2,5 см толщиной, под которой залегают сушени; растительность отсутствует. Встречаются также пухло-корковые солончаки мощностью 0,3—0,4 м. Высокая засоленность почвогрунтов в значительной степени повышает их корродирующую способность, что можно наблюдать на Мангышлаке, Устюрте, где засоление имеет повсеместное распространение.

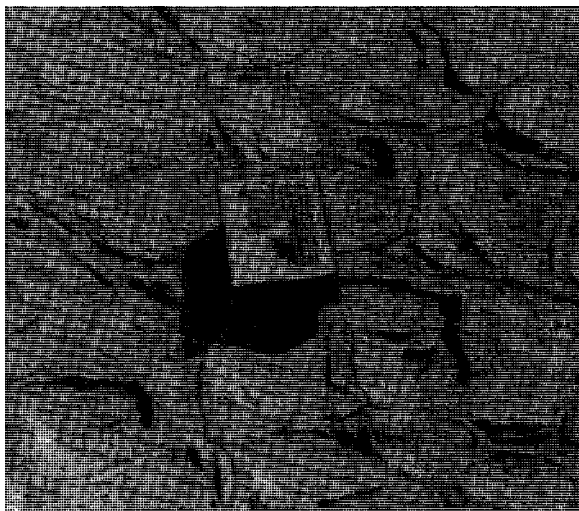


Рис. 10. Форма усыхания глинистой корки такыра. Фото Г. Крапцова

Плоскостной смыв имеет распространение на склонах останцов пролювиальной и пролювиально-аллювиальной равнины. Интенсивно плоскостной смыв проявляется за счет стекания дождевых и талых снеговых вод, которые легко смывают с поверхности продукты выветривания, начиная от мелких глинистых и пылеватых частиц до песка и щебня, которые передвигаются по поверхности склона путем перекачивания. Этому процессу способствует также распахивание поверхностей пологих склонов под посевы, проведение борозд по уклону, вырубка деревьев и кустарников, выпас скота.

Такыры. Широкое распространение такыры получили в Каракумах, на Устюрте, в Мангышлаке, Кызылкуме, Каршинских степях. Размеры такыров и такыровидных участков составляют от 0,2 до 3,5 км². Форма такыров обычно округлая правильная (рис. 10).

Выветривание широко развито на увалистых сильно расчлененных возвышенностях Кунгуртау, Кассайтау, горах Аляудинтау, Дальтау, Саксандара, в горной части Мангышлака и Туаркыра, в чинковых уступах побережья Аральского и Каспийского морей, на Устюрте, в возвышенностях Бадхыз, Карабиль и др.

Физическое выветривание объясняется аридными климатическими условиями. Оно происходит на участке, где рельеф высок и сильно расчленен. Выветриванию подвержены преимущественно глины, известняки и песчаники, в результате образуется суглинистый материал, который превращается в плодородные почвы типа сероземов. В горной части Мангышлака и на Устюрте выветривание связано с температурными колебаниями, которые приводят к нарушению монолитности пород, их растрескиванию и нередко отчленению от массива. При этом на горных склонах и в уступах чинков образуется грубообломочный материал, который под влиянием гравитационных сил перемещается вниз по склонам или накапливается у подножия чинковых уступов.

Карст приурочен к карбонатным и сульфатным породам, которые распространены на Устюрте, Мангышлаке, в бортах бессточных впадин и по побережью Аральского моря.

Поверхностный карст представлен каррами, карстовыми воронками, котловинами, блюдцами, западинами, провалами, закарстованными трещинами, пещерами. Карры развиты повсеместно. Морфологически карры представлены бороздками, желобками, блюдцеобразными луковидными кавернями. Размеры отдельных участков, занятых каррами, колеблются в пределах от 5 до 50 м².

Карстовые воронки широко развиты в Центральном Устюрте, севернее увала Карабаур. Форма их овальная, склоны пологие, диаметр от 5 до 25 м, иногда до 1 км, глубина от 1—5 до 12 м. Карстовые котловины на Устюрте длиной до 300 м, шириной 10—15 и глубиной 3 м. Котловина Шарджа длиной 9 км, шириной до 5 км и глубиной около 7 м имеет карстовое происхождение. Наиболее крупные котловины Кашкарата, Асар, Узень, Карамаидыбес и др. В образовании котловин наряду с карстом, видимо, принимал участие процесс дефляции.

Карстовые долины развиты на Устюрте и приурочены к крупным региональным тектоническим нарушениям. Длина карстовых долин в районе увала Карабаур более 100 км, ширина около 1 км, глубина — до 20 м. На дне долин наблюдаются многочисленные провальные воронки (Елифанов, 1965). Карстовые долины образовались в результате слияния близко расположенных линейно-вытянутых карстовых колодцев, воронок и котловин. Карстовые блюдца распространены широко, диаметр их 10—30 м, глубина до 4 м, днища обычно такырвидные.

Характерными карстовыми формами на Устюрте являются глубокие карстовые провалы — «аны», которые образовались в результате обрушения кровли пород над подземными пустотами. Они развиты в основном близ бортов впадин и котловин, имеют вид громадных колодцев с обрывистыми склонами и достигают 20—30 м в диаметре и 20—40 м, иногда до 100 м глубины. На дне этих провалов иногда наблюдаются небольшие озера, покоры, а на склонах развиты ниши. Провалы часто развиты на дне бессточных впадин.

Закарстованные трещины наиболее часто встречаются в зонах тектонических разломов. Длина их достигает 5 м.

Пещеры приурочены к водораздельным частям и склонам поднятий и расположены выше базиса эрозии. Среди пещер выделяются ниши, щелевидные мешкообразные, сквозные и двухэтажные. На Устюрте известно около 60 пещер. Самые большие пещеры имеют длину до 200 м (Сарыкамышская, Утебайская и др.). Пещеры имеют сложное строение. Некоторые из них сквозные. Входы пещер расположены на дне или склонах карстовых котловин и провалов. В отдельных пещерах расположены постоянные озера глубиной до 5 м, шириной около 20 м. Многочисленные небольшие пещеры встречаются вдоль чинковой полосы, а также на восточном побережье Каспийского моря. Здесь, по мнению Ю. М. Клейнера (1959), происхождение пещер связано с деятельностью морских волн. Однако в районе мыса Мазарлы, а также по всему берегу между косой Ада и пос. Дигдам отмечается много пещер в сарматских известняках и мергелях, образование которых обусловлено процессами выщелачивания пород. Среди пещер Мангышлака особый интерес представляет Омаратисская, расположенная на берегу Каспийского моря, близ скалы Бекташ. Она имеет длину 342 м и, по мнению Б. А. Федоровича (1961), образовалась в хвалынское время в результате выщелачивания известняков морской водой. Кроме того, в этом рай-

онс встречается много небольших пещер, которые начинаются на склонах и на дне карстовых провалов.

Глубинный карст распространен под толщей мезокайнозойских отложений, в породах силура и девона. Он приурочен преимущественно к зонам тектонических нарушений. Глубинный карст развит на глубине от 40 до 400 м. Закарстованные трещины и каверны обычно открытые, реже — заполнены известковисто-глинисто-песчаным материалом. Размер трещин от 0,1 до 1 см, каверн — 3 см. При проходке скважин часто наблюдался провал бурового инструмента на 0,1—3,0 м. В одной из скважин на Устюрте удалось зафиксировать на глубине 118 м в гипсах карстовую полость диаметром около 12 м (Кузнецов, 1963).

В районе Мангышлака карстующими являются карбонатные породы верхнего мела и среднего эоцена. Наиболее сильной закарстованностью отличаются горизонтально залегающие известняки и гипсы неогена.

Оползни интенсивно развиты вдоль чинков Устюрта, Красноводского плато, в бортах бессточных впадин и вдоль морского побережья Арала и Каспия. Они древние и современные, преимущественно ступенчатые, блокового типа, многоярусные, особенно в Приаральской прибрежной зоне. Смещаются рыхлые четвертичные образования (мощностью до 2 м) с подстилающими их мергелями, глинами, гипсами, известняками палеогена и неогена общей глубиной захвата 50—60 м. Высота стенки срыва до 40 м и более.

Максимальное развитие оползней в непрерывной полосе до 1,5—3,0 км наблюдается в районе мыса Актумсук. На таких участках происходит накопление мощного коллювия, зачастую обводненного за счет постоянного выклинивания подземных вод по контакту мергелей (тортон) и глин (палеоген). Современные оползни расположены гипсометрически выше древних. Древние оползни Б. А. Федоровичем (1950) и А. Л. Яншиным (1953) датируются апшерон-акчагыльским временем и связаны с эпохой усиленного увлажнения. Наряду с геологическими, гидрогеологическими и сезонными климатическими факторами, способствующими развитию здесь оползней, главная причина их образования связана с новейшими тектоническими движениями (Вишняков, Ниязов, 1970). Оползни расположены в основном вне жилых или осваиваемых районов, лишь в ряде мест они нарушают полотно дороги.

ГЛАВА 4

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Туранская плита как регион I порядка является одной крупной тектонической структурой с одинаковым или близким формационным строением с единым платформенным типом неотектонического режима.

Главным элементом при региональной оценке инженерно-геологических условий плиты являются горные породы, закономерности их распространения и изменения состава и физико-механических свойств (Попов, 1974; Сергеев, 1952, 1971), характеристике которых уделяется значительное место в настоящей работе. Современный облик горных пород сформировался под влиянием всей геологической истории на всех этапах развития той или иной территории. Типы горных пород, их состояние и свойства определяются историей геологического и тектонического развития отдельных частей земной коры.

Инженерно-геологическое районирование Туранской плиты необходимо для установления изменения закономерностей инженерно-геологических условий по площади и в разрезе. Определяющим фактором, влияющим на это изменение, является в первую очередь геолого-структурное положение той или иной части плиты. В основу инженерно-геологического районирования положен геолого-структурный принцип, позволивший выделить отдельные регионы, под которыми понимаются участки земной коры, развивающиеся в условиях единого тектонического режима и характеризующиеся определенными инженерно-геологическими условиями.

Согласно теоретическим основам инженерно-геологического районирования И. В. Попова, выделение инженерно-геологических регионов в пределах Туранской плиты обосновано наличием тектонических элементов, в строении которых принимают участие те или иные структурные этажи, состоящие из формаций, породы которых являются основанием для инженерных сооружений. Таким образом, учитывая единство инженерно-геологических условий для различных видов строительства на территории Туранской плиты, выделяются следующие регионы II порядка: Амударьинский, Сырдарьинский, Мангышлак-Устюрт-Туаркырский и Чу-Сарысузский (рис. 11).

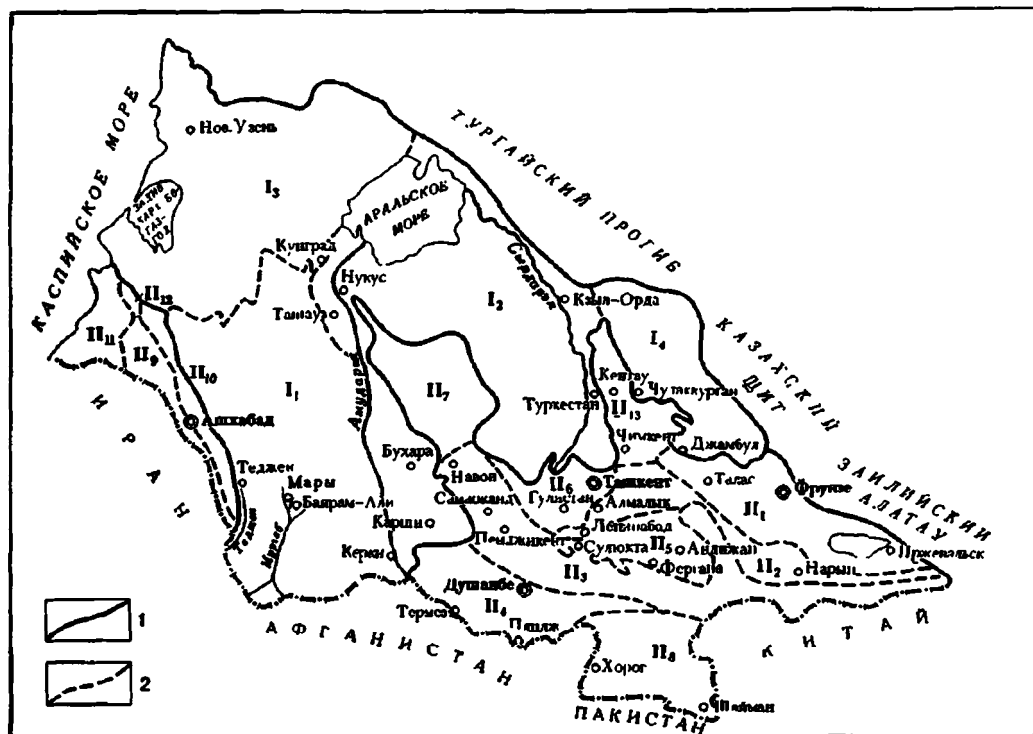


Рис. 11. Схема инженерно-геологического районирования Средней Азии. Регионы I порядка: I — Туранская плита; II — горно-складчатые сооружения. Регионы II порядка: I₁ — Амударьинский, I₂ — Сырдарьинский, I₃ — Мангышлак-Устюртский, I₄ — Чу-Сарысузский, II₁ — Северо-Тяньшаньский, II₂ — Средне-Тяньшаньский, II₃ — Южно-Тяньшаньский, II₄ — Южно-Таджикский, II₅ — Ферганский, II₆ — Приташкент-Голодностепский, II₇ — Центральпо-Кызылкумский, II₈ — Памирский, II₉ — Копетдагский, II₁₀ — Предкопетдагский, II₁₁ — Западно-Туркменский, II₁₂ — Большебалханский, II₁₃ — Каратаусский. 1 — Границы между регионами I порядка; 2 — границы между регионами II порядка

Амударьинский регион занимает южную часть эпигерцинской Туранской плиты и состоит из Бухаро-Хивинской зоны ступеней, Мургабской впадины и Центрально-Каракумского свода. В геологическом строении его принимают участие породы допалеозой-палеозойского и мезокайнозойского структурных этажей. Нижний этаж залегает на значительных глубинах от десятков метров до нескольких километров. Верхний этаж состоит из целого ряда формаций, породы которых являются объектом для строительства.

Территория Амударьинского региона представляет собой обширные аллювиальные и аллювиально-дельтовые равнины (Каракумы), сложенные в основном с поверхности песками большой мощности, переработанными эоловыми процессами. На юге и северо-западе равнины сменяются небольшими возвышенностями — Карабиль, Бадхыз и др. Для региона характерно развитие орошаемого земледелия (Мургабский, Тедженский, Бухарский, Каракульский оазисы).

Сырдарьинский регион расположен в центральной части Туранской плиты и состоит из Восточно-Аральской и собственно Сырдарьинской (Кызылкумской) впадин, которые в целом соответствуют Сырдарьинской синеклизе.

Регион характеризуется трехкилометровым осадочным чехлом верхнего структурного этажа, сложенного меловыми и кайнозойскими отложениями. Мощность четвертичных отложений незначительная (40—60 м) и только в древних и современных дельтах рек она превышает 100 м. В разрезе широко распространены песчаные породы, повсеместно переработанные эоловыми процессами. Рельеф его в основном равнинный с небольшими возвышенностями — Карактау, Дорткудук-Нурагы, Бельтау, Кызылджар, Кушканатау и др. На территории региона развито орошаемое земледелие, наложившее отпечаток на инженерно-геологические условия.

Мангышлак-Устюрт-Туаркырский регион занимает северо-западную часть Туранской плиты; состоит из Северо-Устюртского прогиба, Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, Карабогазского и Бузачинского сводов и Туаркырской системы мегасинклиналей и мегантиклиналей. В его строении принимают участие два структурных этажа: допалеозойско-палеозойский и мезокайнозойский. Для региона характерен маломощный покров четвертичных отложений и широкое распространение с поверхности пород терригенно-карбонатной формации верхнего структурного этажа.

Рельеф территории региона представлен плато — Устюрт, Мангышлак и Красноводским, а также невысокими горными возвышенностями Мангышлака и Туаркыра. Почти вся территория ограничена высокими крутыми уступами — чинками. Территория региона долго не осваивалась из-за тяжелых климатических условий. Только в последнее время в связи с открытием нефтяных месторождений Устюрта, Мангышлака, Красноводского полуострова стали строиться города, проводиться газопроводы, железнодорожная магистраль, автодороги.

Чу-Сарысу́йский регион занимает восточную часть Туранской плиты, представляющей собой крупную Чуйскую синеклизу. Территория Чу-Сарысу́йского региона вступила в платформенное развитие в начале позднего мела, поэтому она характеризуется осадочным чехлом небольшой мощности (1000—1200 м).

Рельеф территории в основном равнинный, переработанный эоловыми процессами (пустыня Муюнкум). Северную часть региона занимает каменистая палеогеновая пустыня Бетпак-Дала. Территория региона освоена мало, в основном по долинам рек Чу, Талас, Ассы и др.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РЕГИОНОВ

ГЛАВА 5

АМУДАРЬИНСКИЙ РЕГИОН

Регион занимает территорию юго-западной части Туранской плиты. В административном отношении он охватывает центральную часть Туркменской ССР и юго-восточную часть Узбекской ССР.

В пределах региона выделяются структурно-эрозионные останцовые возвышенности, аллювиально-пролювиальные, аллювиальные и аллювиально-дельтовые, а также озерно-аккумулятивные равнины.

Структурно-эрозионные останцовые возвышенности включают горы: Кунгуртау, Ляудинтау, Сарыташ, Ташкудук, Кыргыз, Койташтау и др. на северо-востоке региона и предгорные возвышенности Парапамиз-Бадхыз и Карабиль на юге. Первые представляют собой высокие холмы и низкие горы с относительным превышением 50—200 м. Их склоны преимущественно пологонаклонные, реже — крутые и обрывистые, расчлененные сравнительно редкой сетью сухих саев и ложбин с глубиной вреза 4,5—1,8 м. Абсолютные отметки возвышенностей изменяются от 524 м на северо-востоке до 420 м на юго-западе.

Аллювиально-пролювиальные равнины занимают крайнюю северо-восточную часть региона, южную Предпарамизскую часть, Куюмазарское и Автобачинское плато (Бухарский оазис). Это приподнятые расчлененные равнины, сильно преобразованные эоловыми процессами. Северная часть Предпарамизской равнины (Юго-Восточный Кызылкум) характеризуется развитием крупногрядового рельефа с абсолютными отметками от 200 до 300 м.

Аллювиальные равнины — Низменные Каракумы. Аллювиальная равнина, расположенная в юго-восточной части региона, протягивается с востока на запад на 970 км и с юга на север на 300—600 км. Абсолютные отметки изменяются от 250—300 до 0—25 м. Территория подвергалась интенсивной эоловой переработке, создавшей современный облик пустынного ландшафта. Среди песчаных форм выделяются: грядовые, котловинно-грядовые, ячеисто-грядовые и барханные. Характерно наличие такыров — бессточных понижений с глинистой поверхностью.

Долина р. Амударьи пересекает отроги Гиссарского хребта на юге региона, где ее строение четкообразное. В среднем течении (от г. Керки до чинков Заунгузских Каракумов) она имеет асимметричное строение: правый склон образует высокие крутые обрывы, а левый — поло-

гий и низкий. На этом участке долина имеет непостоянную, но наибольшую ширину, которая достигает 25 км. В поперечном профиле выделяются пойма и две надпойменные террасы. Ниже по течению Амударья пересекает Заунгузские Каракумы. Здесь долина — эрозионная с глубиной вреза до 60 м. В поперечном профиле отмечаются пойма и одна терраса. На этом участке существуют несколько прорывов реки: в районе Эльджикского плато, теснин Тюямуюн и Дуль-Дуль-Ат-лаган.

В пределах региона располагаются лишь средняя и нижняя части долины р. Мургаб. Река пересекает возвышенности Бадхыз и Карабиль и прилегающую к ним с севера наклонную равнину. Для нее характерно чередование расширения долины в зонах прогибов и сужения в зонах поднятий.

Долина р. Теджен проходит субмеридиональную и выработана в холмистых предгорьях Бадхыза и пролювиальной наклонной равнине. Местами она врезана до 200 м, имеет шесть террас. В средней части глубина вреза 60—80 м, а количество террас уменьшается до четырех. В нижней части долина пересекает дельтовую равнину, вложена в нее, имеет пойму и две террасы.

Долина Узбоя (сухая) протягивается более чем на 500 км от бывшего южного залива Сарыкамышского озера до бывшего Балханского залива Каспия. Ширина 2—5 км, глубина вреза до 40 м.

На востоке аллювиально-дельтовые равнины — это древние и современные дельты Амударьи, Зеравшана и Кашкадарьи, а на юге — дельты рек Мургаба и Теджена.

Древняя волнистая равнина дельт Зеравшана и Кашкадарьи (абс. отм. 200—280 м) осложнена отдельными платообразными возвышенностями высотой до 15—20 м и неравномерно покрыта эоловыми песками в виде мелких бугров, гряд и барханов высотой 2—8 м. Большая часть ее занята такырами. К современным плоским дельтам этих рек приурочены Бухарский, Каракульский и Каршинский оазисы, где равнинный рельеф нарушается сетью действующих и брошенных каналов, отвалов, бугров, перелогов и т. п.

Дельта Мургаба делится на древнюю и современную. Поверхность первой полого наклонена к северу, на ней прослеживаются древние русла реки, врезанные в дельту на 3—5 м, и широко распространены эоловые формы рельефа. Современная дельта — равнина, слабовыпуклая в центральной части и пологонаклонная к северо-западу, с многочисленными рукавами и протоками Мургаба. Теджен также имеет древнюю дельту в виде пологонаклонной к северо-западу равнины с грядовым рельефом (высота гряд до 35 м). Современная дельта имеет врез до 5 м. Древние дельты обеих рек сливаются друг с другом. Субаэральные дельты североафганских рек Аби-Кайсора, Сари-Пуль, Балхана и других — плоские, пологонаклонные к северо-западу равнины с эоловыми формами рельефа (Обручевская степь). Древняя дельта Амударьи (Заунгузские Каракумы) расположена в северной части региона и представляет собой субаэральную дельтовую равнину с абсолютными отметками от 100 до 220 м. Для них характерны холмистовувалистый и грядово-останцовый рельеф. На юге ее находится цепь впадин, занятых солончаками (Унгуз).

Сарыкамышская котловина относится к озерно-аккумулятивным равнинам и расположена в северо-западной части региона. Это плоскодонное понижение, вытянутое с севера на юг, длиной 145 км и шириной 93 км. Абсолютная отметка поверхности минус 45 м. Центральная часть котловины занята озером, формирующимся за счет сброса вод

с орошаемых массивов, атмосферных осадков и частично за счет подземных вод.

Дсягизкульская озерная котловина расположена между Каракульской дельтой и Каракульским плато. Она имеет четыре террасы, дно ее занято пересыхающим озером и солончаками.

Климат региона резко континентальный с продолжительным жарким и сухим летом и короткой относительно холодной зимой. с резкими годовыми и суточными колебаниями температуры воздуха.

Инженерно-геологическая характеристика пород

В строении региона участвуют два структурных этажа: докембрийско-палеозойский (фундамент) и мезокайнозойский (осадочный чехол). Докембрийско-палеозойский этаж, сложенный породами метаморфических и интрузивных формаций, залегает на глубинах 1000—1400 м и более, поэтому его инженерно-геологическое значение невелико.

В основании мезокайнозойского структурного этажа залегает терригенно-угленосная формация ранне-среднеюрского возраста, представленная алевритами, глинами, песчаниками мощностью 600—900 м. К песчаникам приурочен напорный водоносный комплекс. Воды термальные ($t=85-113^{\circ}$). Минерализация воды меняется от 64—70 до 193—200 г/л. По химическому составу воды хлоридные натриевые с повышенным содержанием кальция. Выше залегает терригенно-карбонатная формация келловей-оксфордского возраста, представленная алевритами, аргиллитами, глинами, песчаниками, известняками мощностью 500—800 м. К известнякам келловей-оксфорда приурочен водоносный горизонт. Минерализация воды изменяется от 96 до 313 г/л. По составу воды хлоридные натриевые с повышенным содержанием кальция и микрокомпонентов.

Сульфатно-карбонатная и сульфатно-терригенная формации кимеридж-титона представлены морскими, лагуновыми и континентальными отложениями мощностью до 1200 м. К этим формациям приурочены напорные подземные воды с самонизливом и дебитам 500—2000 м³/с. Минерализация их в верхней части разреза 92—130 г/л, в нижней—340—350 г/л. По составу воды хлоридные натриевые, хлоридные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые с повышенным содержанием брома и стронция. Дебиты скважин 0,78—712 м³/сут, температура 100—130°. Среди галогенно-ангидритовой толщи гаурдакской свиты встречаются участки локального развития высококонцентрированных рассолов (350—540 г/л) — хлоридно-кальциевых магниевых.

Красноцветная терригенная формация несоком-апта развита на юге региона; состоит из толщи известняков, мергелей, алевритов, песчаников и глины общей мощностью до 600 м; терригенная формация альб-турона в пределах Приамударьинской ступенчатой зоны и терригенно-карбонатная сенона представлены толщей песков, песчаников, алевритов и глин мощностью 520—550 м. В разрез преобладают песчаники, а на юге региона — глины.

Терригенно-карбонатная формация сенона обнажается в долине Амударьи и Питняка и представлена здесь светлыми неслоистыми глинами, серовато-желтыми песчаниками и уплотненными песками, гипсоносными известковистыми глинами и несколькими разновидностями известняков (монолитными, плитчатыми, ракушечными, песчанистыми) общей мощностью до 500 м. На остальной территории

региона они перекрыты толщей более молодых отложений. Глины в естественном сложении характеризуются объемной массой 1,91—1,96 г/см³, верхним пределом пластичности 48,5—68,5%, числом пластичности 25—42,5. Показатель консистенции 0,12—0,35. Относительное сжатие глины при нагрузке $1,5 \cdot 10^5$ Па равно 5,5%. Свойства известняков показаны в табл. 1.

Таблица 1

Свойства известняков терригенно-карбонатной формации сенона в районе Питняка

Известняки	Объемная масса, г/см ³	Водопоглощение, %	Предел прочности, 10^6 Па при сжатии	
			сухих	водонасыщенных
Плитчатые	2,40	0,40—2,55		
Монолитные	2,35—2,6	0,7—0,8	238—511	147—358
Ракушечные	—	3,0—6,5	170—431	83—204
Песчаные	1,88—2,56	1,50—7,35	192—922	179—788

Поски в районе Питняка в предельно плотном сложении имеют объемную массу 1,77, а в предельно рыхлом — 1,10 г/см³. Сопротивление сдвигу характеризуется следующими параметрами: в предельно плотном сложении угол внутреннего трения 34° ($\varphi=0,67$); в предельно рыхлом сложении — 30° ($\varphi=0,58$); сцепление в обоих случаях равно нулю. Относительное сжатие песков при нагрузке $1,5 \cdot 10^5$ Па равно 4,5% в предельно рыхлом сложении и 1,0% в предельно плотном сложении.

Терригенно-карбонатная формация дат-палеоцена развита в северных районах. В районе Питняка распространены пески, песчаники, глины и известняки.

Сульфатно-карбонатная формация дат-палеоцена распространена на юге, в районе Бадхыза и Карабиля. В разрезе участвуют известняки, мергели, гипсы. Мощность отложений в обоих случаях достигает 100 м. По единичным определениям известняки дат-палеоцена в районе Питняка имеют плотность 2,81 г/см³, объемную массу 1,73 г/см³, пористость 38%; предел прочности при сжатии в сухом состоянии $49 \div 100 \cdot 10^5$ Па.

К отложениям указанных формаций приурочены подземные воды, нестрые по минерализации, от 5—10 г/л в Питняке до 20—60 г/л на остальной территории, увеличиваясь с глубиной до 96—170 г/л в зависимости от местных условий. По составу воды сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные натриевые.

Терригенная формация эоцен-олигоцена развита в Сарыкамышской впадине, долине Амударьи, Бадхызе и Карабиле, где ее породы выходят на поверхность. Это преимущественно глины с подчиненными прослоями песчаников и мергелей. Глинистые породы палеоцена являются региональным водоупором. Мощность формации достигает 600—700 м. В районе Питняка глины эоцен-олигоцена обладают объемной массой в естественном сложении 1,93—1,98 г/см³, скелета грунта 1,47—1,54 г/см³, плотностью 2,75 г/см³, пористостью 44—46%, верхним пределом пластичности 42—52%, числом пластичности 18—26. Глины характеризуются невысокой сжимаемостью; коэффициент сжимаемости в интервале нагрузок $1 \div 2 \cdot 10^5$ Па равен 0,007, в интер-

вале $2 \div 3 \cdot 10^5$ Па — 0,01. Относительное сжатие при $2 \cdot 10^5$ Па равно 1%, а при $3 \cdot 10^5$ Па — 1,5%. Коэффициент сдвига при $2 \cdot 10^5$ Па — 0,64, а при $3 \cdot 10^5$ Па — 0,52. К терригенной формации эоцен-олигоцена на юге региона приурочены подземные воды. Дебиты колодцев не превышают 0,1 л/с, дебиты скважин достигают 170 л/с, минерализация подземных вод 4—20 г/л.

Широкое развитие формаций неогена определяет их большое инженерно-геологическое значение.

Терригенно-красноцветная морская формация нижнего миоцена развита на севере региона, где она представлена морскими отложениями — пестроокрашенными глинами мощностью 150—235 м и кирпично-красными мелкозернистыми песками и песчаниками и реже — зеленоватыми известняками и мергелями, коричневыми глинами общей мощностью до 90 м (табл. 2).

Таблица 2

Физико-механические свойства глин терригенно-красноцветной формации нижнего миоцена (тортонского яруса) Сарыкамышской впадины

Виды определений*	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Плотность, г/см ³	20	2,72—2,74	2,73	0,01
Верхний предел пластичности, %	20	35,0—48,0	41,0	6,85
Число пластичности	20	13,0—18,5	16,0	2,46
Коэффициент трения под водой	20	0,525—0,587	0,554	0,05
Сцепление, 10^5 Па под водой	20	0,266—1,063	0,670	0,15
Коэффициент сдвига при нагрузке $2 \cdot 10^5$ Па	20	0,683—1,118	0,888	0,213
Коэффициент сдвига при нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па	20	0,639—0,942	0,777	0,127

* Здесь и далее: n — количество определений; $\bar{x}$ — среднее значение, S — среднее квадратическое отклонение.

Терригенно-карбонатная формация среднего миоцена состоит из морских осадков гольветского и тортонского ярусов. Представлена красноцветными мелкозернистыми песками, песчанистыми глинами, глинистыми алевролитами, доломитами мощностью от 10 до 285 м.

Терригенно-карбонатная формация морских отложений верхнего миоцена представлена морскими светло-серыми глинами, мергелями, доломитами и известняками общей мощностью 90—130 м.

Глины сармата обладают плотностью 2,73—2,78 г/см³, объемной массой естественного сложения 1,95—2,00 г/см³, объемной массой скелета грунта 1,54—1,66 г/см³, коэффициентом пористости 0,648—0,805, верхним пределом пластичности 38—57%, числом пластичности 14—23%, показателем консистенции 0,54—0,82, коэффициентом внутреннего трения 0,619.

Известняки имеют плотность 2,76 г/см³, объемную массу 2,08—2,42 г/см³ и коэффициент пористости 0,116—0,300. Пределы прочности в воздушно-сухом состоянии $150 \div 230 \cdot 10^5$ Па, а в водонасыщенном — $130 \div 190 \cdot 10^5$ Па.

На востоке и юго-востоке региона морская терригенно-карбонатная формация среднего — верхнего миоцена замещается континентальной красноцветной алевроито-глинистой формацией (агитминокая свита), представленной массивными, але-

ритистыми и алевроитовыми заглишсованными красно-бурыми глинами с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Мощность отложений изменяется от 50 до 110 м. На остальной части региона в верхнем плиоцене четко выделяются две терригенные формации: нижняя глинисто-песчаная нижнего среднего акчагыла мощностью 500—800 м и верхняя песчаная апшерона мощностью 100—150 м. В гранулометрическом составе глин среднее содержание собственно глинистых частиц 78,5%, пылеватых 14,5% и песчаных 7%. Плотность 2,72—2,74 г/см³. Объемная масса скелета грунта 1,67—1,75 г/см³. Коэффициент пористости 0,59—0,63. Пределы пластичности: верхний — 34%, нижний — 21%, число пластичности 13. Коэффициент сжимаемости в интервале нагрузок $1 \div 2 \cdot 10^5$ Па — 0,003, при $2 \div 3 \cdot 10^5$ Па — 0,002; коэффициент трения 0,614, сцепление $0,525 \cdot 10^5$ Па, коэффициент сдвига при $2 \cdot 10^5$ Па — 0,876, при $3 \cdot 10^5$ Па — 0,769. Известняки имеют плотность 2,72—2,74 г/см³, объемную массу 1,75—1,80 г/см³, коэффициент пористости 0,552—0,554, водопоглощение 0,5—19,0%, предел прочности при сжатии в воздушно-сухом состоянии $60 \cdot 10^5$ — $233 \cdot 10^5$ Па, в водонасыщенном — $23 \cdot 10^5$ — $184 \cdot 10^5$ Па.

Морская терригенно-карбонатная формация апшерона также распространена на западе региона. Она представлена серыми песками, глинами и известняками общей мощностью от 20 до 85 м. В гранулометрическом составе песков собственно песчаных частиц в среднем 91%, пылеватых — 9%. Они характеризуются относительно невысокой пористостью (около 40%) и высокой полной влагоемкостью, равной 30,5%. Содержание собственно глинистых частиц в глинах в среднем равно 79%, пылеватых — 14,5 и песчаных — 6,5%. Плотность 2,72—2,74 г/см³; объемная масса 1,69 г/см³, объемная масса скелета грунта 1,67 г/см³, пористость 38,5%, показатели пластичности варьируют широко: верхний предел — 35—51%, число же пластичности невелико — 10—14. При полной влагоемкости 32% максимальная молекулярная влагоемкость в среднем равна 30%.

Орогенная буроватая молассовая формация верхнего плиоцена развита вдоль подножия горных сооружений и представлена неравномерно переслаивающимися конгломератами, гравийниками, песчаниками, алевролитами и глинами. Мощность ее от первых метров до 2500 м. Песчаники желтые, серые и бурые, массивные, иногда косослоистые, с небольшим количеством включений хорошо окатанного гравия изверженных пород и отдельных окатышей бурой глины. Некоторые разновидности песчаников, вскрываемые глубокими выработками, трещиноватые и пронизаны тонкими прожилками гипса. Цемент известковый, известково-глинистый, гипсово-глинистый, слабый и среднекрепкий (табл. 3).

Глины желтовато-бурые, коричневые, кирпично-красные, плотные, слоистые, чаще тонкослоистые.

В неоген-четвертичных отложениях заключен единый водоносный комплекс.

Четвертичные отложения распространены повсеместно.

Геолого-генетический комплекс ниже-средне-четвертичных аллювиальных отложений представлен преимущественно песками серого цвета с редкими прослоями глин и включениями гравия и гальки. Мощность его с востока на запад меняется от 135 до 500 м. Пески переработаны эоловыми процессами.

Уровень грунтовых вод в многочисленных впадинах, шорах находится на глубинах 0,5—8 м, на такырах — 10—12 м и на остальной тер-

Таблица 3

**Гранулометрический состав и физико-механические свойства пород
буроцветной молассовой формации верхнего плиоцена**

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Песчаники				
Гранулометрический состав:				
песчаные фракции, %	72	40—98	69,5	17,3
пылеватые »	72	2—53	20,5	15,1
глинистые »	72	1—38	10,0	8,6
Засоленность, %	79	0,06—3,14	0,89	0,94
Карбонатность, %	80	7,5—87,5	30,4	22,5
Загипсованность, %	21	0,02—2,11	0,43	0,52
Коэффициент фильтрации, м/сут	80	0,33—0,35	2,75	1,68
Плотность, г/см ³	26	2,62—2,76	2,69	0,03
Влажность, %	31	1,0—11,2	7,5	4,66
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	26	1,45—1,91	1,46	0,39
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	24	1,39—1,63	1,42	0,27
Пористость, %	24	40,5—48,5	44,0	2,54
Максимальная молекулярная влагоемкость, %	31	6,4—18,6	11,0	3,54
Коэффициент сжимаемости при $2 \cdot 10^5$ Па при естественной влажности	43	0,002—0,044	0,007	0,008
Коэффициент сжимаемости при $2 \cdot 10^5$ Па при водонасыщении	49	0,001—0,161	0,008	0,026
Глины				
Гранулометрический состав:				
песчаные фракции, %	79	1—64	46,0	16,2
пылеватые »	79	3—79	15,0	14,5
глинистые »	79	19—64	39,0	8,3
Засоленность, %	43	0,00—1,91	0,39	0,37
Карбонатность, %	29	6,5—26,5	22,0	5,3
Плотность, г/см ³	57	2,62—2,78	2,70	0,04
Влажность, %	64	4,1—20,5	14,5	5,45
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	59	1,34—2,06	1,67	0,26
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	47	1,13—1,76	1,52	0,15
Пористость, %	47	37,5—96,0	44,0	11,7
Верхний предел пластичности, %	69	17,5—50,0	33,5	7,13
Число пластичности	69	5,5—24,0	14,5	4,50
Влагоемкость максимальная молекулярная, %	68	11,0—23,0	16,5	4,35
Набухание, %	44	1,5—22,0	8,5	4,44

ритории — 20—30 м. Минерализация подземных вод 20—40 г/л и более. По составу воды сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые.

Геолого-генетический комплекс ниже-средне-четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений («елчи́лекская свита») слагает обширную территорию Юго-Восточных Каракумов. Это толща желто-серых песков с редкими прослоями супесей и суглинков. Максимальные мощности свиты у северного подножия Карабиля 200 м. Среди песков преобладают моно- и бидисперсные разности, полидисперсные встречаются реже. В большинстве случаев пески имеют относительно невысокие величины коэффициента фильтрации. Величины угла естественного откоса песков разнятся на 5—9° для воздушно-сухого и водонасыщенного состояния. По данным нескольких компрессионных испытаний установлено, что мелкозернистые и тонкозернистые пески обладают слабой сжимаемостью в интервале нагрузок 0—0,08·10⁵ Па, средней сжимаемостью при нагрузках до 1,7÷2,6·10⁵ Па и повышенной сжимаемостью при больших на-

грузках. Результаты компрессионных испытаний показали, что пески в естественном залегании отличаются повышенной плотностью.

Супеси обычно легкие, пылеватые и непывеватые, хорошо отсортированные. Среди тяжелых супесей преобладают пылеватые разновидности. Все супеси в естественном сложении отличаются высокой пористостью. Супеси характеризуются средней сжимаемостью в интервале нагрузок $0 \div 2,5 \cdot 10^5$ Па и повышенной сжимаемостью при нагрузках болес $3,5 \cdot 10^5$ Па.

Средн суглинков преобладают пылеватые разности. По имеющимся немногочисленным данным они характеризуются высокой пористостью.

Все грунты обладают невысокой естественной влажностью (1—2%), величина относительной влажности их изменяется в пределах 0,04—0,33 (табл. 4).

Таблица 4

Физико-механические свойства геолого-генетического комплекса аллювиально-пролювиальных отложений «елчицкской свиты»

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Пески				
Влажность, %	172	0,5—13,5	2	0,5
Плотность, г/см ³	258	2,66—2,78	2,69	0,03
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	172	1,24—2,02	1,65	0,13
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	172	1,21—2,00	1,62	0,14
Пористость, %	172	25—55	40	4,80
Коэффициент фильтрации в зоне аэрации, м/сут	36	0,75—4,40	1,75	0,40
Угол естественного откоса в воздухе, °	90	28—38	34	1,40
Угол естественного откоса под водой, °	90	23—32	28	1,80
Супеси				
Влажность, %	79	0,5—24,0	8	2,00
Плотность, г/см ³	93	2,65—2,76	2,70	0,02
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	79	1,34—1,88	1,51	0,08
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	79	1,24—1,74	1,40	0,06
Пористость, %	79	35—54	49	2,10
Коэффициент фильтрации в зоне аэрации, м/сут	17	0,40—1,40	0,95	0,20
Угол естественного откоса в воздухе, °	7	29—36	34	—
Угол естественного откоса под водой, °	7	24—33	29	—
Суглинки				
Влажность, %	11	1,5—13,5	8	2,00
Плотность, г/см ³	11	2,6—2,71	2,69	0,02
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	11	1,37—1,54	1,44	0,03
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	11	1,27—1,40	1,32	0,03
Пористость, %	11	48,0—58,0	50	2,00

Грунтовые воды залстают на глубине 20—100 м и болес, имеют минерализацию от 5,3 до 21 г/л, редко пресные. Минерализация увеличивается с глубиной. Состав сульфатно-хлоридный, натриевый.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных современных аллювиальных отложений распространен в современных долинах Амударьи, Теджсн, Мургаба. Представлен песками, супесями, суглинками и глинами общей мощностью 40—50 м. Отложения имеют желтовато-серую окраску. Условия залгания песчано-глинистых пород характеризуются частым их выклиниванием и невыдержанностью по мощности и простиранию. Им свойственна косая и горизонтальная слоистость. Отложения комплекса часто переработаны эоловыми и ирригационными процессами.

Пески мелкозернистые и тонкозернистые, косослоистые с редкими включениями гравия, гальки и глинистых катунов. Коэффициент неоднородности монодисперсных тонкозернистых песков 1,75, бидисперсных мелкозернистых 2,67 и 2,50 и полидисперсных разнотонкозернистых 3,5. Соответственно коэффициенты сортировки (по П. И. Фадееву) равны 2,0; 4,0; 3,0; 3,5; 6,5, что характеризует монодисперсный песок как хорошо отсортированный, бидисперсный как среднеотсортированный и полидисперсный как плохо отсортированный. Тонко-мелкозернистые пески в интервалах нагрузок до $4 \cdot 10^5$ Па обладают повышенной сжимаемостью как при естественной влажности, так и в условиях насыщения их водой. Тонкозернистые пески при естественной влажности обладают повышенной сжимаемостью при нагрузках до $3 \cdot 10^5$ Па; при больших нагрузках они сильно сжимаемы. В водонасыщенном состоянии сильной сжимаемостью они характеризуются при нагрузках больших, чем $1 \cdot 10^5$ Па. Пески характеризуются достаточно высокой пористостью и фильтрационными свойствами. Сопротивление песков сдвигу характеризуется отсутствием сцепления и небольшим изменением его при их водонасыщении.

Среди супесей выделяются как пылеватые, так и непывеватые разности. У пылеватых разностей число пластичности несколько выше, чем обычно принимается для таких грунтов, а в отдельных случаях они являются даже набухающими. Сопротивление сдвигу и сжимаемость у супесей резко падает при насыщении их водой. Супеси обладают повышенной сжимаемостью.

Испытания на просадочность грунтов показали, что просадочными свойствами обладают супеси тяжелые пылеватые (из 19 образцов у 11 $I=0,02$; среднее $I=0,027$) и супеси тяжелые (из 34 образцов у 8 $I=0,02$; среднее $I=0,31$). Эти данные характеризуют просадочность грунтов при нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па.

Таблица 5

Физико-механические свойства суглинков геолого-генетического комплекса верхнечетвертичных-современных аллювиальных отложений р. Амударья

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Влажность, %	141	2—35	19,0	0,94
Плотность, г/см ³	128	2,67—2,90	2,73	0,07
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	92	1,65—2,10	1,80	0,08
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	92	1,34—1,78	1,56	0,09
Пористость, %	92	35—51	43,0	1,90
Влажность полная, %	105	20—45	30,0	0,87
Влажность максимальная молекулярная, %	88	3—31	13,0	0,84
Водоотдача, %	88	9—30	17,0	0,46
Коэффициент фильтрации в зоне аэрации, м/сут	117	0,001—0,90	0,12	0,06
Верхний предел пластичности, %	148	20—44	29	1,24
Число пластичности	148	5—23	10	1,65
Набухание, %	44	0,5—25,0	7,5	0,42
Объемная усадка, %	51	10—22	14	0,42

Выделяются четыре разновидности суглинков: тяжелые, тяжелые пылеватые, легкие и легкие пылеватые. Характерной особенностью суглинков является их невысокая пластичность. Сопротивление сдвигу падает при насыщении суглинков водой (табл. 5). Они характеризуются повышенной сжимаемостью, а пылеватые разности обладают просадочностью. Пластичность легких суглинков низка и более соответствует

супесям, что объясняется как невысоким содержанием собственно глинистых частиц в их составе, так и высокой степенью засоленности. Анализ компрессионных кривых позволяет сказать, что тяжелые суглинки при естественной влажности и насыщении их водой обладают при нагрузке $0,5 \cdot 10^5$ Па средней сжимаемостью (коэффициент сжимаемости не более 0,01). Такой же сжимаемостью они характеризуются при естественной влажности и при нагрузке $1 \cdot 10^5$ Па. Во всех остальных случаях при нагрузках $0,5 \div 4 \cdot 10^5$ Па они характеризуются повышенной сжимаемостью, а суглинки тяжелые в водонасыщенном состоянии при нагрузке $4 \cdot 10^5$ Па обладают сильной сжимаемостью. Суглинки тяжелые пылеватые просадочные.

Глины представлены преимущественно пылеватыми разностями. Среднее содержание в них собственно глинистых частиц около 46%, пылеватых — 41 и песчаных — 13%. Глины характеризуются достаточно плотным сложением. Результаты определения сопротивления сдвигу показывают, что при насыщении их водой сцепление падает примерно в два раза. В естественных условиях в зоне аэрации они находятся в полутвердом или тугопластичном состоянии. При нагрузках $0,5 \cdot 10^5$ Па обладают средней сжимаемостью, а в интервале нагрузок $0,5 \div 4 \cdot 10^5$ Па — повышенной сжимаемостью. При водонасыщении сжимаемость увеличивается. Глины характеризуются невысокой пластичностью, что обусловлено, с одной стороны, относительно невысоким содержанием собственно глинистых частиц, с другой — высокой их засоленностью.

Сопротивление грунтов сдвигу при естественной влажности указывает на их довольно высокие механические свойства, которые в условиях насыщения водой несколько ухудшаются и становятся средними (табл. 6).

Таблица 6

Сопротивление сдвигу глин геолого-генетического комплекса
верхнечетвертичных-современных аллювиальных отложений р. Теджен

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
При естественной влажности				
Угол внутреннего трения, °	16	18,5—33	4,33	26
Коэффициент внутреннего трения	16	0,33—0,65	0,08	0,49
Сцепление, 10^5 Па	16	0,30—0,60	0,028	0,40
При насыщении водой				
Угол внутреннего трения, °	16	18,5—25,0	1,94	22,5
Коэффициент внутреннего трения	16	0,32—0,47	0,04	0,41
Сцепление, 10^5 Па	16	0,10—0,40	0,014	0,22

Общей закономерностью для грунтов комплекса является уменьшение величины естественной влажности от тяжелых грунтов к легким. Относительная влажность грунтов аллювия невелика (0,06—0,43), что характеризует их как маловлажные. В естественном сложении они находятся в неуплотненном состоянии. Показатель уплотненности (по В.А. Приклонскому) связных грунтов меньше единицы. Уплотняемость рыхлых грунтов изменяется в диапазоне 0,55—0,83. Водопроницаемость связных грунтов низкая.

Среди грунтов описываемого комплекса встречаются незасоленные, слабозасоленные, сильнозасоленные и солончаковые. В большинстве случаев степень засоленности растет от песков к глинам.

К породам комплекса приурочены грунтовые воды, глубина их залегания от 1 до 20 м. По степени минерализации они пестрые (от 1 до 20 г/л и более). Здесь отмечается определенная закономерность: более пресные воды распространены полосой вдоль русел рек, а по удалении от них минерализация постепенно увеличивается. По химическому составу воды достаточно разнообразны: менее минерализованные обычно сульфатные натриевые; по мере увеличения минерализации состав меняется от сульфатно-хлоридного кальциевого до хлоридного натриевого.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных-современных аллювиально-дельтовых отложений («обручевская свита») развит на юго-востоке региона в дельтах североафганских рек, а также в дельтах Мургаба и Теджена. Представлен переслаиванием песков, супесей, суглинков и глины желто-серого цвета. Характерна невыдержанность пород как по мощности, так и по простиранию, частая смена литологических разностей. В отдельных случаях суглинки и супеси лессовидные.

Пески монопдисперсные хорошо отсортированные ($S_p=2,4-3,0$), бидисперсные, плохо отсортированные ($S_p=4-9$) и полидисперсные неотсортированные ($S_p=37,5$). Соответственно и величина коэффициента неоднородности, по Хазену, равна 1,6—2,4; 3,0—3,5; 11,4. При естественной влажности под нагрузкой $3 \cdot 10^5$ Па они обладают средней сжимаемостью, а при насыщении водой — повышенной. Результаты испытаний грунтов штампом по методу ВИОС позволяют принять для тонкозернистых песков за предельные нагрузки $2 \cdot 10^6$ Па при коэффициенте податливости 0,13. Пески обладают невысокими фильтрационными свойствами ($K_f=3$ м/сут) (табл. 7).

Таблица 7

Физико-механические свойства песков геолого-генетического комплекса верхнечетвертичных-современных аллювиально-дельтовых отложений р. Мургаб

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Влажность, %	250	0,5—31,0	9	2,40
Плотность, г/см ³	208	2,39—2,79	2,69	0,04
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	98	1,44—2,07	1,72	0,09
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	98	1,26—1,83	1,32	0,09
Пористость, %	98	33—54	45,5	3,60
Влагоемкость полная, %	173	16—41	25	3,10
Влажность максимальная молекулярная, %	309	1—28	9	2,40
Водоотдача, %	313	0,25—12,90	2,40	0,65
Угол естественного откоса в воздухе, °	92	28—39	33	1,40
Угол естественного откоса под водой, °	92	22—31	27,5	0,70

Пылеватые и непылеватые разности легких и тяжелых супесей довольно схожи по гранулометрическому составу. У пылеватых супесей содержание пылеватых частиц 62—64%, у непылеватых — 6—13%. Содержание пылеватых частиц в первом случае 30—32%, во втором — 70—80%. Супеси находятся в очень влажном состоянии (относительная влажность 0,6—0,7). Пылеватые разности обладают невысокой пластичностью. Сопротивление их сдвигу характеризуется почти пол-

ным отсутствием сцепления. Компрессионные испытания показали, что супеси обладают повышенной сжимаемостью при естественной влажности в интервале нагрузок $0-2 \cdot 10^5$ Па; при больших нагрузках их сжимаемость сильная. В водонасыщенном состоянии они обладают значительной сжимаемостью уже при нагрузке более $1 \cdot 10^5$ Па. Непылеватые разности супесей имеют величину относительной влажности 0,60—0,73, что характеризует их как очень влажные, а пылеватые маловлажные (0,16—0,47). Они влагосмки, обладают высокой пластичностью, невысокой набухаемостью и объемной усадкой. Высота капиллярного поднятия у легких супесей 0,8 м. Предельные нагрузки (по ВИСС) для легких супесей $3 \cdot 10^5$ Па и коэффициент податливости 0,08; для тяжелых — $2,5 \cdot 10^5$ Па и коэффициент податливости 0,039. Упругие деформации составляли 6—15% от величины общей деформации. Углы естественного откоса составляли в среднем в сухом состоянии 30° , а под водой — 26° (из 4 опр.).

Суглинки представлены преимущественно пылеватыми разностями (62—70%); размер частиц не более 0,5 мм. Суглинки характеризуются средними величинами сопротивления сдвига при естественной влажности (табл. 8).

Таблица 8

Физико-механические свойства суглинков геолого-генетического комплекса верхнечетвертичных-современных аллювиально-дельтовых отложений р. Мургаб

Виды определений	"	Пределы	$\bar{x}$	S
Влажность, %	116	0,5—33,0	17	4,00
Плотность, г/см ³	199	2,55—2,86	2,73	0,03
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	67	1,30—2,06	1,71	0,14
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	67	1,17—1,76	1,51	0,12
Пористость, %	67	33—57	45	4,10
Влагоемкость полная, %	53	16—44	30	4,80
Влагоемкость максимальная молекулярная, %	140	8—30	14	2,10
Водоотдача, %	53	4—22	15	3,50
Коэффициент фильтрации в зоне аэрации, м/сут.	29	0,003—0,41	0,1	0,03
Верхний предел пластичности, %	134	21—54	30	2,20
Число пластичности	134	3—27	10	1,80

Глины пылеватые содержат глинистых частиц около 50%, пылеватых 40%. Они находятся в очень влажном состоянии, характеризуются невысокой пластичностью. Глины обладают средней сжимаемостью под нагрузкой $3 \cdot 10^5$ Па при естественной влажности и повышенной при насыщении водой (табл. 9).

Породы комплекса обводнены. Глубина залегания грунтовых вод от 1—6, в дельте Теджена до 30—50 м в отложениях североафганских рек. Воды в большинстве случаев минерализованы. В дельтах Мургаба и Теджена величина минерализации изменяется от 1 до 70 г/л, а под солончаками достигает 100 г/л. С глубиной минерализация снижается до 10—15 г/л. У рек и оросительных каналов минерализация воды 1—2,5 г/л. Преобладают воды сульфатно-хлоридные натриевые. В дельте Теджена дебиты скважин достигают 100 л/с. Вода используется для водоснабжения. Набухание и объемная усадка пород показаны в табл. 10.

Геолого-генетический комплекс перасчлещенных четвертичных аллювиально-пролювиальных отло-

Таблица 9

**Физико-механические свойства глин геолого-генетического комплекса
верхнечетвертичных-современных аллювиально-дельтовых отложений р. Мургаб**

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Влажность, %	79	1,0—36,5	19	3,35
Плотность, г/см ³	110	2,58—2,86	2,73	0,12
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	40	1,51—2,00	1,83	0,08
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	40	1,33—1,82	1,59	0,07
Пористость, %	40	33,5—51,5	42	2,22
Влагоемкость полная, %	30	18—43	35	2,18
Влагоемкость максимальная молекулярная, %	30	14—29	19	1,07
Водоотдача, %	30	4—24	16	0,97
Коэффициент фильтрации в зоне аэрации, м/сут	17	0,002—0,15	0,05	0,01
Верхний предел пластичности, %	132	25—53	38	2,75
Число пластичности	132	4—28	17	1,19

Таблица 10

**Набухание и объемная усадка пород геолого-генетического комплекса
верхнечетвертичных-современных аллювиально-дельтовых отложений р. Мургаб**

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	n	Пределы	$\bar{x}$
		Набухание в %			Объемная усадка в %	
Супесь тяжелая	10	0,1—3,4	0,8	10	2,8—7,8	5,0
Суглинок легкий	8	0,3—7,5	2,5	8	9,8—17,6	12,5
Суглинок тяжелый	6	0,4—17,0	4,5	6	9,8—14,8	12,5
Глина	16	1,8—24,5	8,7	16	9,8—21,2	14,5

жений распространен довольно широко; он слагает высокие террасы рек, конуса выноса и шлейфы в бассейнах Зеравшана и Кашкадарьи. Представлен гравийно-галечными породами с супесчано-суглинистым заполнителем, реже — конгломератами, песками и лессовидными породами.

Супеси встречаются как пылеватые, так и непывеватые.

Суглинки макропористые, местами комковатые или тонкослоистые. Почти повсеместно содержат в себе тонкие линзы и прослойки глин, супесей или песка. Физико-механические свойства пород показаны в табл. 11.

Отложения обводнены. Грунтовые воды залегают на глубине от 5—10 до 20—50 м. Минерализация вод изменяется от 1 г/л до 10—15 г/л, а иногда и более. Химический состав также меняется в широком диапазоне — от гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-натриевого до преимущественно хлоридно-сульфатного натриево-кальциевого.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных эоловых отложений развит на большей части территории, где разрезанию подвержены отложения каракумской свиты и аллювий Амударьи в Низменных Каракумах, породы акчагыла в Заунгузских Каракумах, в Юго-Восточных Каракумах и др. Мощность эоловых отложений меняется от 1—2 до 30—40 м. Они представлены песками, среди которых преобладают тонкозернистые, мелкозернистые, тонко-мелкозернистые, реже встречаются и другие

**Физико-механические свойства пород геолого-генетического комплекса
нерасчлененных четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений**

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	s
Суглинки				
Плотность, г/см ³	71	2,65—2,73	2,70	0,0155
Объемная масса при естественной влажности, г/см ³	34	1,43—1,90	1,67	0,124
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	34	1,29—1,65	1,45	0,078
Влажность, %	36	1,1—31,0	14,7	7,18
Верхний предел пластичности, %	71	21,0—36,0	27,5	2,8
Число пластичности	71	5—13	7,9	2,4
Пористость, %	35	41,9—52,2	46,3	3,0
Солевой состав:				
засоленность, %	65	0,110—3,338	0,824	0,821
загипсованность, %	46	0,001—0,888	0,592	0,628
Влагосмкость максимальная молекулярная, %	71	11—24	15,3	2,0
Сопротивление сдвигу:				
угол внутреннего трения, °	55	0,455—0,824	0,572	0,069
Сцепление, 10 ⁵ Па	55	0,012—0,354	0,097	0,069
Набухание, %	69	1,8—32,1	15,2	5,2
Коэффициент сжимаемости при нагрузке:				
2·10 ⁵ Па при естественной влажности	33	0,001—0,084	0,016	0,022
2·10 ⁵ Па с увлажнением	33	0,006—0,097	0,045	0,027
Супеси				
Естественная влажность, %	12	2,8—24,0	11,5	6,28
Верхний предел пластичности, %	19	21—33	25,7	2,71
Число пластичности	19	4—7	5,5	0,678
Пористость, %	12	37,8—50,9	44,7	4,0
Солевой состав:				
засоленность, %	34	0,52—2,280	1,01	3,80
загипсованность, %	12	0,084—1,750	0,635	0,577
Влагосмкость максимальная молекулярная, %	19	11—18	13,5	1,53
Угол внутреннего трения, °	17	0,509—0,661	0,522	0,042
Сцепление, 10 ⁵ Па	17	0,023—0,495	0,108	0,107
Набухание, %	17	8,3—24,8	13,1	3,6

разновидности песков и легкие супеси. Пески характеризуются стабильной величиной плотности, довольно близкими значениям объемной массы и пористости как в предельно плотном, так и в предельно рыхлом сложении. Довольно близки и значения угла естественного откоса. Этим отложениям свойственна высокая фильтрационная способность (табл. 12). По данным Е. М. Сергеева, для Центральных Каракумов временное сопротивление песков сдвигу составляет: в воздушно-сухом состоянии — угол внутреннего трения 31°30'—35° и сцепление 0 ÷ 0,05·10⁵ Па, под водой — угол внутреннего трения 27—29° и сцепление 0. По данным В. Л. Дубровкина (1955), для Юго-Восточных Каракумов эти величины соответственно равны: 30°30'—33° и 0,02 ÷ 0,05·10⁵ Па и соответственно 27—29° и 0. Это свидетельствует о том, что величины углов внутреннего трения очень близки к величинам угла естественного откоса в соответствующих состояниях.

Грунтовые воды обычно заключены в четвертичных отложениях, подстилающих эоловые, а при значительной мощности эоловых отложений обводненными бывают и их нижние горизонты (Заунгузские

**Физико-механические свойства песков геолого-генетического комплекса
нерасчлененных четвертичных эоловых отложений Низменных Каракумов**

Виды отложений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Плотность, г/см ³	338	2,62—2,77	2,69	0,03
Объемная масса плотного сложения, г/см ³	609	1,39—1,90	1,67	0,20
Объемная масса рыхлого сложения, г/см ³	609	1,04—1,68	1,38	0,12
Пористость, %	609	30—47	38	2,80
Влагоемкость полная, %	49	17—24	20	1,30
Влагоемкость максимальная молекулярная, %	49	2—10	4	0,70
Водоотдача, %	49	8—20	16	1,80
Коэффициент фильтрации в зоне аэрации, м/сут	158	0,30—18,0	4,05	1,10
Угол естественного откоса в воздухе, °	24	23—41	33	2,70
Угол естественного откоса под водой, °	24	25—33	29	2,10

Каракумы). Глубина залегания вод изменяется от 6 до 30 м и более. Это преимущественно соленые воды. Обычно их минерализация изменяется от 15 до 50 г/л при хлоридно-сульфатном и хлоридном натриевом составе. На общем фоне соленых вод выделяются участки вод с минерализацией до 3 г/л, залегающие в виде линз на соленых. Наиболее крупные линзы — Балкуинская и Восточно-Заунгузская, находящиеся в юго-восточной части Заунгузских Каракумов.

Современные геологические процессы

На территории региона отмечается проявление комплекса современных геологических процессов и явлений, характерных для зоны аридного климата.

Дефляция имеет широкое распространение и активно проявляется в районах развития песчаных пород. В пустынях Кызылкум, Юго-Восточных, Низменных и Заунгузских Каракумах, на левобережье Амударьи (Приамударьянская барханная зона), вдоль долины Мургаба, на правобережье Теджена, вдоль Узоя. В виде небольших массивов они встречаются в дельтах Мургаба и Теджена. Движение песков здесь бывает колебательное и поступательное. Первые характерны для барханных цепей и массивов, расположенных во внутренних частях пустынь, а вторые — для барханных песков, расположенных в краевых частях пустынь, вдоль их границы с плоскими песчано-глинистыми равнинами. Колебательные движения песков, по данным Репетекской опытной станции, имеют годовую амплитуду около 12 м. Пески с поступательным характером движения более подвижны и представляют наибольшую угрозу для сооружений и орошаемых массивов, запоя их (рис. 12).

Эрозия. Интенсивно проявляется в восточной части региона, где широко распространены лессы и лессовидные породы, легко поддающиеся размыву, а также в долинах рек. Овраги, развитые на склонах крупных лощин Базбечканская, Ширалия, Наурсая и др., имеют крупные отвесные склоны глубиной вреза 1—3 м, ширина по верху достигает 20—50 м, протяженность 200—400 м и более. По мере уменьшения продольного уклона тальвегов оврагов глубина эрозии затухает, овраги приобретают смягченные формы, а затем в направлении с востока на запад превращаются в лощины с пологими бортами и плоским дном.

Овраги образуются также в современной долине р. Кашкадарьи, где она прорезает пролювиальные лессовидные равнины. Глубина врезов оврагов достигает здесь 3—5 м, ширина по верху составляет 40—100 м, протяженность изменяется от 400 до 800 м. По мере удаления от водораздельных участков пролювиальной равнины в сторону современной долины овраги, сильно расширяясь, приобретают пологие склоны, за-

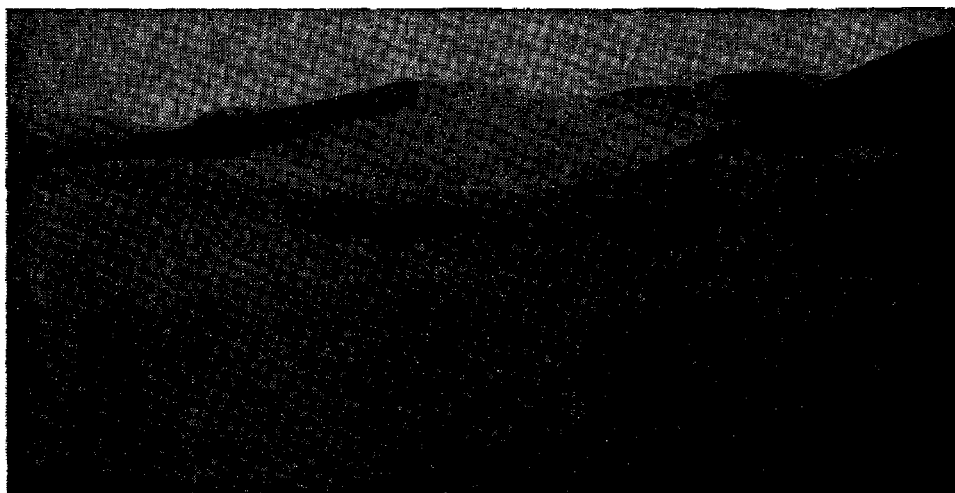


Рис. 12. Песчаный массив Мешед Барханные формы песков. Фото Х. Дурдыева

росшие мелкой травянистой растительностью, и сливаются с плоской поверхностью террасы р. Кашкадарьи.

Сели. Селевые потоки формируются в обрамляющих регион горных сооружениях и разгружаются на предгорных равнинах. Они приурочены как к долинам существующих рек, так и к сухим долинам и руслам.

За последние 50—60 лет в бассейне р. Кашкадарьи, по данным института «Гидрометслужбы», зарегистрировано более 50 селевых потоков, которыми повреждено большое количество ирригационных каналов и гидротехнических сооружений, а также населенных пунктов. Иногда они заносят илом хлопковые плантации, сады и дороги. Из указанных селевых потоков 19 проходили по р. Гузардарье, 22 — по Кашкадарье, 7 — по Кумдарье, 5 — по Дарьясаю. В пределах исследуемой территории селевые потоки наблюдаются также по ложинам Наурсая, Шуртамсая, Джайрансая, Ширалисая, Бозбачкансая, Джеловашсая, Кисимишсая и др., в долинах которых имеются небольшие (до 1,5 м по мощности) грязекаменные накопления.

Такры. Процесс такырообразования является одним из наиболее характерных для пустынных областей. Наряду с процессами такырообразования идет и процесс деградации такыров. Обычно песчаные и пылеватые частицы легко переносятся ветром, но, попадая в трещины отдельностей в глинистой корке такыров, они создают условия для жизнедеятельности высших растений. Такыры распространены в дельтах Мургаба и Теджена, по периферии Низменных Каракумов, в Обручевской степи, в долине р. Кашкадарьи и некоторых других районах. Размеры такыров варьируют от десятков квадратных метров до нескольких квадратных километров.

Солончаки. По генезису солончаки делятся на два типа: поверхностного и грунтового питания. Образование поверхностных солончаков не связано с грунтовыми водами, они наблюдаются на дне крупных лощин Кансай, Наурсай и др. Возникли в результате испарения сильноминерализованных поверхностных вод, накопленных в пониженных участках вышеуказанных лощин. Образование солончаков грунтового питания наблюдается в местах с близким (до 3 м) залеганием уровня сильноминерализованных грунтовых вод. Здесь в результате интенсивного испарения вод на поверхности земли образуются пухлые и корковые солончаки, насыщенные кристаллами солей, и сильнозасоленные супеси, суглинки.

Большое количество солончаков грунтового питания наблюдается на дне Денгизкульского, Шурсайского и Чарагыльского понижений и в пределах дельтовых равнин. Общая мощность корковых и пухлых солончаков в этих участках достигает 0,3—0,45 м.

Просадка. Развита преимущественно в долинах рек и районах распространения лессов и лессовидных пород на участках долин, где грунтовые воды дренируются реками. Здесь вынос тонкого материала грунтовыми водами ведет к возникновению в толще грунтов полостей, над которыми происходит оседание толщи грунтов с образованием на поверхности западин, воронок и т. п. Просадки в естественных условиях происходят в результате увлажнения лессовых пород вследствие скопления атмосферных вод в наиболее пониженных местах и проявляются в виде «степных блюдеч». Размеры этих блюдеч — 15—30 м в диаметре и 0,3—0,5 м по глубине.

Плывуны. Тонкозернистые пески, развитые в дельтах Мургаба и Теджена и в Обручевской степи, а иногда и очень мелкозернистые пески разных районов региона, в частности песчаной пустыни Низменных Каракумов, при насыщении водой способны переходить в разжиженное состояние и растекаться. Плывуны, встречающиеся в равнинной части региона, содержат мало коллоидного материала и относятся к так называемым псевдоплывунам, поддающимся осушению.

Сейсмические явления. Территория региона характеризуется различными условиями по степени сейсмичности. Ее большая часть находится в 5—6-балльной зоне. По мере приближения к зоне альпийской складчатости сейсмичность региона увеличивается, достигая величины 9 баллов и более. Остальные районы занимают промежуточное положение.

Инженерно-геологические условия Амударьинского региона в целом чрезвычайно сложны и меняются от простых до очень сложных. Большая часть территории занята массивами эоловых песков (Низменные Каракумы, Юго-Восточные Каракумы, Заунгузские Каракумы), почти повсеместно исключающими возможность возведения крупных инженерных сооружений, за исключением линейного строительства. При любом освоении пустыни (строительство нефтяных вышек, мелких сооружений в виде кошар для овец, небольших жилых зданий и т. д.) необходимо проводить работу по закреплению песков и предупреждению их перевезания.

Благоприятные условия для освоения имеются в целом ряде участков (Каршинская степь, Бухарский, Каракульский, Мургабский, Тедженский оазисы и др.), где возможны любые виды строительства. Осложняющим обстоятельством при строительстве является высокая сейсмичность территории и в связи с этим необходимость возведения сейсмостойких объектов, что значительно удорожает строительство. Не-

маловажным фактором являются селевые потоки, разгружающиеся в предгорной части территории.

При освоении территории региона следует учитывать следующее: все крупные сооружения должны строиться с учетом высокой сейсмичности, при возведении любых сооружений в пределах песчаной пустыни следует проводить работу по закреплению песков; при возведении сооружений в орошаемой зоне следует учитывать возможность подтопления и засоления и поэтому необходимо предусматривать дренажные мероприятия; при возведении сооружений на лессовидных грунтах необходимо проводить их предварительное замачивание во избежание возможных просадок.

ГЛАВА 6

СЫРДАРЬИНСКИЙ РЕГИОН

Регион расположен в центральной равнинной части Средней Азии; в административном отношении входит в состав Чимкентской и Кызылординской областей Казахской ССР, частично — Бухарской области Узбекской ССР и Каракалпакской АССР.

Наибольшую часть территории занимает песчаная равнина — пустыня Кызылкум; меньшую — предгорные пролювиальные равнины и плоские аллювиальные и аллювиально-дельтовые слабо расчлененные равнины. Пустыня Кызылкум характеризуется слабоволнистой равнинной поверхностью с абсолютными отметками от 80 до 120 м (реже больше), где широко развиты эоловые песчаные формы рельефа.

Пролювиальные равнины распространены в предгорьях юго-западного склона хр. Каратау; представляют собой покатые равнинные поверхности конусов выносов горных рек и ручьев с абсолютными отметками 290—390 м; расчленены долинами временных водотоков глубиной 1,0—6,0 м и более. На границе аллювиально-пролювиальной равнины с аллювиальной имеется уступ высотой 0,5—5,0 м с углом наклона 4—6°.

Аллювиальные и аллювиально-дельтовые равнины развиты по долинам рек Сырдарьи и Амударьи. В долине р. Сырдарьи намечается четыре слабо выраженные в рельефе террасы. Первая и вторая надпойменные террасы имеют наибольшее развитие, часто освоены. Нередко здесь наблюдаются земли древнего орошения, перекрытые небольшими песчаными буграми и грядами. Третья надпойменная терраса занимает огромные пространства; с поверхности сплошь прикрыта грядовыми и бугристо-грядовыми эоловыми песками. Гряды высотой 15—20 м и более вытянуты обычно в меридиональном направлении на большие расстояния. Они разделены широкими понижениями, осложненными, в свою очередь, мелкими буграми и грядами. Бессточные впадины и понижения весной заливаются водой. Дно их занято такырами и солончаками. Дельта Амударьи представляет собой пологоволнистую равнину, наклоненную на северо-запад (абсолютные отметки 100—54 м); состоит из трех дельт: Акчадарьинской, Присарыкамышской и Приаральской.

Климат региона континентальный. Отмечаются резкие амплитуды температур воздуха, значительный дефицит влажности, малое количество атмосферных осадков и высокая испаряемость.

В строении региона участвуют два структурных этажа: палеозойский складчатый фундамент и мезокайнозойский осадочный чехол. Отложения палеозойского фундамента залегают на глубинах от 1000 до 2500 м и представлены метаморфическими и интрузивными формациями. Разрез осадочного чехла на значительной части территории начинается терригенно-угленосной формацией рэт-юрского возраста, редко молассовой формацией пермотриасового возраста. Местами на породах палеозойского фундамента с четко выраженным стратиграфическим и угловым несогласием залегают различные формации мелового, палеогенового и неогенового возраста, а также геолого-генетические комплексы четвертичного возраста.

Среди формаций выделяются терригенно-красноцветная мелководная нижнего миоцена, морская терригенно-карбонатная и континентальная красноцветная алевроито-глинистая среднего и верхнего миоцена. Общая мощность отложений 300–350 м. Инженерно-геологические свойства пород не изучены.

Геолого-генетический комплекс плиоцен-нижнечетвертичных аллювиальных отложений. Развита широко на левобережье Сырдарьи и фрагментарно на правобережье. В литологическом составе преобладают пески с прослоями суглинков и супесей мощностью более 40 м. В верхних частях разреза пески серовато-желтые слабосцементированные, в нижних — желтовато-бурые с горизонтальной и кривой слоистостью. По гранулометрическому составу они преимущественно средне- и мелкозернистые с редким включением гравия; изучены слабо. Среднеарифметическое значение содержания вредных примесей (SO_3) в песках составило 0,03% при экстремальных значениях 0,016–0,067 (6 опр.).

Коэффициенты фильтрации незначительные. Среднеарифметические значения их (по данным 35 определений откачками) составили 8,77 м/сут при предельных значениях 1,07–32,8 м/сут. В интервале глубин 3–30 м пески обводнены. Глубина залегания уровня подземных вод 2,5–37 м. Воды пресные и слабосоленоватые с общей минерализацией до 3 г/л.

Геолого-генетический комплекс плиоцен-нижнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений. Распространен сравнительно широко в предгорьях и вблизи отдельных останцовых возвышенностей. Мощность отложений 15–20 м. Представлен преимущественно галечниками и конгломератами, у останцовых возвышенностей — супесями и песками.

Характерное обнажение галечника мощностью 3,5 м наблюдается в среднем течении бассейна р. Арыстанды. Галечник слабосцементирован и при ударе молотком легко разрушается. Средний размер гальки 2–3 см, максимальный — 10 см. Галька хорошей и средней окатанности; содержание ее к общему объему породы около 60%. Конгломераты на известковом цементе имеют темно-серые и светлые оттенки. Галька средней окатанности, размером 3–4 см, максимально 7–8 см. Конгломераты и галечники с поверхности покрыты суглинками и песками мощностью от 0,5 до 3,0 м. Суглинки характеризуются следующим гранулометрическим составом: содержание фракций размером менее 0,005 мм — 12–30%; 0,005–0,05 — 25–50% (чаще 25–35%); 0,05–0,5 — 11–60%. Фракции, отвечающие гравелистой размерности (2–20 мм) и мелкой гальке (20–40 мм), как правило, не вы-

ходят за пределы 10% (число пластичности 8—16%). Грунтовые воды залегают глубоко (20—50 м); воды пресные и слабосоленые (0,5—3,0 г/л).

Геолого-генетический комплекс среднечетвертичных аллювиальных отложений складывается из четвертой надпойменной террасы Сырдарьи, развитую на левобережье реки и фрагментарно на ее правобережье. Представлен песками, перекрытыми суглинисто-супесчаными образованиями. Общая мощность 25—100 м.

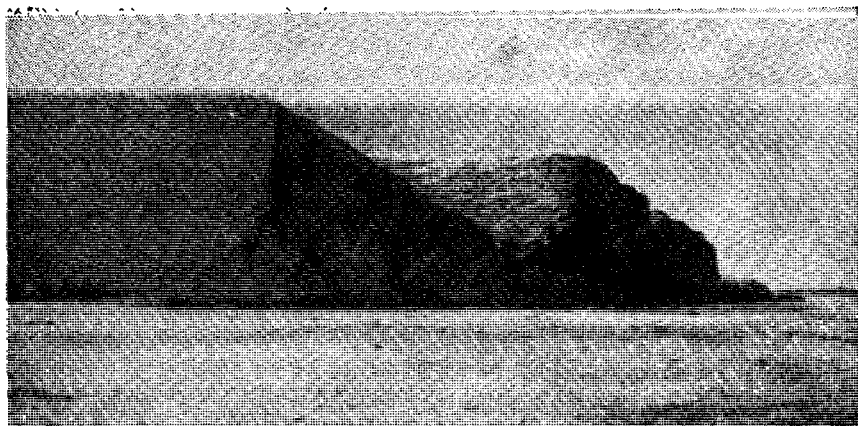


Рис. 13. Обнажение лессовидных суглинков у поймы р. Арысь. Фото В. Шипулиной

Местами пески переработаны эоловыми процессами. Пески средне- и мелкозернистые кварцевые с примесью полевых шпатов и темновесных минералов. Коэффициент фильтрации 6—15 м/сут. Грунтовые воды залегают на глубине более 10 м. Минерализация их пестрая, преобладают воды с плотным остатком (3—4 г/л) сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные.

Геолого-генетический комплекс среднечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений распространён в периферийной зоне конусов выноса у предгорий хр. Каратау и представлен суглинками лессовидными и гравийно-галечниками общей мощностью 50 м (рис. 13).

В гранулометрическом составе суглинков преобладают пылевые фракции (от 70 до 80%). Глинистых фракций содержится от 10 до 25%, причем с глубиной процентное содержание их увеличивается. Содержание песчаных фракций 3—13%, тонкозернистых — 0,05—0,10 мм. Суглинки средне- и слабозасоленные (общее содержание солей не превышает 0,1—0,5%). Тип засоления сульфатный кальциевый. Высокая пористость (свыше 45%) указывает на недоуплотненное состояние лессовидных пород и значительную просадочность в условиях их естественного залегания. Коэффициент относительной просадочности при вертикальной нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па в пределах верхней пятиметровой толщи достигает 0,15—0,20. Мощность просадочной толщи 15 м. Сильнопросадочные суглинки с коэффициентом пористости более 1,0 залегают преимущественно на водораздельных участках. С глубиной плотность пород увеличивается, уменьшаются пористость и показатели просадочности. Угол внутреннего трения не превышает 25—30°, сцепление — $(0,560 \div 0,740) \cdot 10^5$ Па. При полном водонасыщении углы внутреннего трения уменьшаются до 20—22°; сцепление нередко падает до нуля.

Гравийно-галечники слабо сцементированные и в обнажениях хорошо сохраняют вертикальные откосы. Галька средней окатанности продолговатой, реже уплощенной формы. Размер ее не превышает 6—8 см; средний — 3—4 см. Содержание гальки к общему объему породы — 60%. Заполнитель гравийно-супесчаный. Характерный гранулометрический состав заполнителя: содержание глинистых частиц (менее 0,05—2 мм) — 10,90%, гравийных (2—20 мм) — 37—89, гальки мелкой (20—60 мм) — 30,01%.

Грунтовые воды залегают глубоко, на глубине от 10 м до 40 м в гравийно-галечниках. Они обладают пестрой минерализацией, плотный остаток до 4 г/л; по типу преобладают сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных аллювиальных отложений развит на второй и третьей надпойменных террасах Сырдарьи и Амударьи. Представлен песками с прослоями супесей, суглинков и глин общей мощностью 12—30 м; местами перекрыт лессовидными супесями и суглинками мощностью 1,5—3,0 м. Пески в основном мелко- и среднезернистые, пылеватые.

Пески мелкозернистые характеризуются незначительным содержанием глинистых фракций (менее 2%). Среднее количество пылеватых фракций 6—15, реже 22%, а песчаных фракций — 84—93% (при числе определений 13—22). Грунты сухие, естественная влажность составляет 2—3% и ниже. Средние значения плотности 2,68—2,70 г/см³. Объемная масса при естественной влажности 1,30—1,45 г/см³, скелета грунта 1,55—1,68 г/см³. Пористость высокая (45,4—48%), коэффициенты пористости 0,694. Модуль деформации $280 \cdot 10^5$ Па, сцепление $(0,02 \div 0,3) \cdot 10^5$ Па, угол внутреннего трения 32—34°. Коэффициенты фильтрации для водонасыщенной части песков по данным единичных определений откачками в низовьях Амударьи составляют 1,013—23,6 м/сут, а в лаборатории — 1,071—5,0 м/сут. Среднее содержание вредных примесей SO₃ в песках низовья левобережья Сырдарьи 0,87% при экстремальных значениях до 4,63%, среднеквадратическом отклонении 1,77 и коэффициенте вариации 1,52 (11 отр.).

Пески среднезернистые, пылеватые и гравелистые; опробованы в Приаралье, в районе Тахтакупыра и в южной части Северного Кызылкума. Глинистых фракций в них до 1%, пылеватых — до 10—12%. Остальное процентное содержание приходится на песчаные фракции. Пески гравелистые обладают повышенной и весьма высокой коррозионной активностью по отношению к железу. Их объемная масса — 1,57 г/см³, модуль деформации $280 \cdot 10^5$ Па, сцепление $0,02 \cdot 10^5$ Па, угол внутреннего трения 32°, коэффициент пористости 0,694. Коэффициенты фильтрации достигают 46 м/сут.

Суглинки по преобладающему содержанию пылеватых и глинистых фракций тяжелые. В табл. 13 приведены обобщенные значения выборочных показателей физико-механических свойств суглинков. Суглинки преимущественно орднепросадочные. С глубиной их просадочность уменьшается. В пределах староорошаемых массивов породы — слабопросадочные. Нередко здесь встречаются суглинки с высокими значениями пористости и набухания (район совхоза Шаульдер), когда коэффициент пористости составляет 1,021 в пределах нагрузок $0 \div 2 \cdot 10^5$ Па, а набухание равно 1,65%. Коэффициент фильтрации 0,04—1,87 м/сут.

Супеси преимущественно тяжелые серые и желтовато-серые изучены недостаточно, характеризуются незначительным числом определе-

Физико-механические свойства суглинков геолого-генетического комплекса верхне-четвертичных аллювиальных отложений на участке от г. Арысь до г. Туркестан (интервал опробования 1—5 м)

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	s
Естественная, влажность %	43	1,7 —26,71	13,32	6,56
Плотность, г/см ³	42	2,28— 3,0	2,73	0,09
Объемная масса, г/см ³	35	1,43— 1,92	1,65	1,31
Объемная масса сухого грунта, г/см ³	34	1,26— 1,64	1,46	0,082
Пористость, %	33	40,4 —55,4	45,7	—
Коэффициент пористости	33	0,28— 1,25	0,844	0,15
Верхний предел пластичности, % .	39	22,5—41,61	31,28	5,02
Число пластичности	42	3—19,40	10,51	4,19
Коэффициент относительной проса- дочности при $3 \cdot 10^5$ Па	19	0,001—0,155	0,043	0,045
Угол внутреннего трения, °	17	19—32	24	4,67
Сцепление при замачивании водой, 10^5 Па	17	0,05—1,40	0,32	0,30

ний (6—10). В районе Присарыкамышской дельты Амударьи содержание глинистых фракций в среднем 5—6%. Естественная влажность не превышает 5%. Верхний предел пластичности в среднем составляет 29,6—33,2%, а число пластичности 6—7; плотность 2,69—2,70 г/см³; объемная масса 1,50—1,61 г/см³, а скелета 1,47—1,54 г/см³; пористость высокая — 42%. О прочностных свойствах супесей свидетельствуют результаты сопротивления сдвигу. Сцепление составляет $0,207 \cdot 10^5$ Па, угол внутреннего трения — $38^\circ 30'$ (6—10 опр.). По единичным компрессионным испытаниям коэффициент относительной просадочности супесей 0,065, что позволяет отнести их к среднепросадочным. Фильтрационные свойства супесей характеризуются коэффициентами фильтрации 1—1,2 м/сут в районе Большого Чардаринского водохранилища и в низовьях левобережья Сырдарьи 3,54—6,65 м/сут.

Суглинки и супеси по результатам водных вытяжек, средние и сильнoзасоленные. Количество водорастворимых солей изменяется в пределах 0,37—3,5%. Высокая засоленность этих пород часто отмечается в локальных понижениях. Тип засоления сульфатный натриевый и хлоридно-сульфатный натриевый.

Глины имеют наименьшее распространение, не изучены. Известно лишь 5 определений их фильтрационных свойств по низовьям правобережья Амударьи. Среднеарифметическое значение $K_f = 0,03$ м/сут при экстремальных значениях 0,113—0,025.

Пески обводнены. Глубина залегания грунтовых вод от 2 м в орошаемой зоне до 40 м вблизи рек и до 90 м в Восточном Кызылкуме. Воды высокоминерализованные, обладают резко выраженной сульфатной агрессивностью по отношению к бетону и металлу.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений. Породами этого комплекса сложены конусы выноса и значительная часть предгорной наклонной равнины, примыкающей к юго-западному склону хр. Каратау. Это — суглинки, супеси, рыхлые пески и гравийно-галечниковые отложения общей мощностью до 40 м. Суглинки и супеси распространены в предгорной наклонной равнине и в меньшей степени в конусах выноса. Число пластичности составляет 4—16. Содержание фракций менее 0,005 мм — 19—30%; 0,005—0,05 мм — 30—45%; 0,05—

0,25 мм — 20—30%. Плотность пород 2,70—2,72 г/см³, объемная масса 1,45—1,80 г/см³; объемная масса скелета 1,40—1,60 г/см³; общая пористость 40—45%, коэффициент пористости от 0,6 до 1,0; естественная влажность от 5 до 30%. Породы просадочные и слабопросадочные. Повышенную просадочность (I_m до 0,177) имеют породы с коэффициентом пористости более 1,0 и естественной влажностью менее 10%. Слабопросадочные распространены на участках с близким залеганием грунтовых вод (до 3,0 м) и на староорошаемых массивах. Показатель просадочности (I_m) на таких участках варьирует в пределах 0,02—0,4. Углы внутреннего трения связных пород составляют 20—39°, а сцепление $(0,3 \div 1,5) \cdot 10^5$ Па. Засоленность пород от слабой до средней (0,08—1,5%). Тип засоления — сульфатный кальциевый.

Пески залегают на глубине 2—4 м. Обычно водоносны и обладают пльвинными свойствами. Гравийно-галечники наиболее широко распространены на конусах выноса. Обнажаются по эрозионным врезам временных водотоков, а также вскрываются карьерами в периферийных частях конусов выноса. Среди них в обнажениях наблюдаются пропластки и линзы суглинков, супесей и разнозернистых песков мощностью до 20 см. Галька средней и хорошей окатанности, продолговатая, реже уплощенная. Содержание гальки к общему объему породы 50—60%. В петрографическом составе преобладают осадочные породы: песчаники, алевролиты, мертели, известняки. Размеры гальки от 5 до 8 см. В толще гравийно-галечников встречаются мелкие валуны до 15—25 см в диаметре; заполнитель — суглинки, супеси, пески и гравий. Суглинки и супеси слабо и не повсеместно обводнены. Грунтовые воды в них вскрываются на глубине 3—20 м; обладают пестрой минерализацией (преобладающий плотный остаток 3 г/л); по содержанию сульфатов — агрессивные по отношению к бетону и металлу, по другим показателям — неагрессивные.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертячных-современных аллювиальных отложений. Распространен в пределах первых надпойменных (тугайных) террас и пойм рек Сырдарьи и Амударьи и частично их притоков. Представлен преимущественно песками (реже иловатыми) с прослоями лессовидных супесей, суглинков и глин, местами гравийно-галечниками. Описываемые отложения в значительной степени переработаны золовыми процессами и в ходе строительства ирригационных сооружений.

Пески в основном серые и желтовато-серые, мелко- и разнозернистые, пылеватые, слюдястые с линзами и пропластками супесей и суглинков иловатых. Сложение рыхлое, реже пески средней плотности. Пески обладают неодинаковой степенью сортированности. Тонкозернистые пески хорошо сортированные ($S_p=2$), разнозернистые — плохо сортированные, а остальные разности песков среднесортированные ($S_p=3,5-4,0$). Коэффициент неоднородности, по Хазену, в большинстве случаев изменяется от 2,3 до 2,5, а у разнозернистых песков — 4,5. Грунты отличаются недоуплотненным сложением, коэффициент уплотняемости песков 0,55—0,81. Пескам свойственна большая величина водоотдачи, равная 13,5—21,5% при полной влагоемкости 23,5—32%. Прочностные свойства песков при насыщении водой ухудшаются, они начинают обладать повышенной сжимаемостью. Пески тонкозернистые при естественной влажности имеют модуль осадков 16, пески мелкозернистые — 45. Соответственно модули осадков при насыщении водой равны 19 и 56. Мелкозернистые пески поймы Сырдарьи в районе ст. Чинли обладают меньшими значениями углов естественного откоса, чем амударьинские — в среднем 34°42' в сухом состоянии и 25°33' —

под водой. Плотность этих песков $2,66 \text{ г/см}^3$, объемная масса $1,78 \text{ г/см}^3$, максимальная молекулярная влагоемкость $8,7\%$, а полная влагоемкость $27,7\%$. Углы естественного откоса (α) песков Шаватского района Хорезмского оазиса по сравнительно достаточному количеству определений (38) равны: сухого грунта — $28-41^\circ$, в среднем 31° при среднеквадратичном отклонении $3,49$ и коэффициенте вариации $0,11$; под водой α в среднем составляет 27° , при экстремальных значениях — $18-29^\circ 30'$. Фильтрационные свойства песков наиболее изучены в районе Большого Чардаринского водохранилища, в Хорезмском оазисе и в низовьях левобережья Амударьи. Коэффициент фильтрации песков (K_f) изменяется здесь в широком диапазоне. Так, аллювиальные сырдарьинские тонко- и среднезернистые пески в районе Чардаринского водохранилища, опробованные в лабораторных условиях (в трубке СпецГЕО), характеризуются средним коэффициентом фильтрации, равным $5,73 \text{ м/сут}$ (8 опр.) при экстремальных значениях $0,10-17,16 \text{ м/сут}$. Среднеквадратическое отклонение составляет $5,53$, а коэффициент вариации $0,97$ (интервал опробования $3-10 \text{ м}$). Единичное значение коэффициента фильтрации по результатам откачки из этих же песков и на том же интервале составило $23,7 \text{ м/сут}$. Фильтрационные свойства аллювиальных песков в Хорезмском оазисе характеризуются более низкими значениями K_f . Средние значения этого показателя (по методу Каменского в лабораторных условиях) равны $1,32-1,60 \text{ м/сут}$ при экстремальных значениях соответственно на $0,003-7,34 \text{ м/сут}$ (13 опр.) и $0,03-5,5 \text{ м/сут}$ (31 опр.). Средние значения K_f тех же песков по данным лабораторного опробования (в трубке СпецГЕО) составляют $2,07-3,10 \text{ м/сут}$ при экстремальных значениях соответственно $0,06-4,74$ (7 опр.) и $0,13-10,68 \text{ м/сут}$ (35 опр.).

Таблица 14

Гранулометрический состав и физико-механические свойства суглинков геолого-генетического комплекса верхнечетвертичных-современных аллювиальных отложений (интервал опробования $0-3 \text{ м}$)

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S

Центральная часть Хорезмского оазиса

Гранулометрический состав. (Содержание фракций, %:				
песчаные	34	11—57	32,38	13,28
пылеватые	34	31—76	54,65	13,20
глинистые	34	11—15	12,97	1,27
Верхний предел пластичности, % .	36	19,32	24,58	3,52
Число пластичности	36	3—12	6,56	4,69
Влагоемкость максимальная молекулярная, %	36	9,7—17	13,04	3,80
Плотность, г/см^3	33	2,62—2,75	2,72	0,01
Объемная масса при естественной влажности, г/см^3	7	1,68—1,97	1,79	0,11
Объемная масса скелета, г/см^3 . .	21	1,39—1,86	1,68	0,11
Пористость, %	8	35,3—57,10	43,7	7,67
Коэффициент пористости	6	0,54—0,79	0,66	0,10
Коэффициент внутреннего трения .	5	0,51—0,67	0,58	0,05
Угол внутреннего трения, °	5	27—31°30'	29	—
Сцепление, 10^5 Па	5	0,01—0,31	0,12	0,84
Коэффициент водонасыщения . . .	6	0,8—0,95	0,86	0,11
Набухание, %	6	2,6—17,5	6,2	5,39

Суглинки представлены легкими, средними, тяжелыми и пылеватыми разностями. Характеризуются по достаточному количеству определений в вышеприведенной таблице (табл. 14). Коэффициенты фильтрации суглинков в районе древней Присарыкамьинской дельты Амударьи по данным наливов в 10 пунктах изменяются от 0,078 до 3,15 м/сут, а по лабораторным данным (7 опр.) от 0,002 до 2,8 м/сут. Тяжелые суглинки характеризуются значительными значениями модуля осадков: 30 при естественной влажности и 35 при насыщении водой. Эти же суглинки и легкие пылеватые обладают просадочными свойствами. Средние значения коэффициента относительной просадочности тяжелых суглинков 0,021 (6 опр.).

Супеси по гранулометрическому составу представлены в основном тяжелыми крупными и пылеватыми разностями. Просадочными свойствами обладают супеси тяжелые и пылеватые. Средний коэффициент относительной просадочности пылеватых супесей составляет 0,027 (19 опр.), а тяжелых — 0,310 (34 опр.). Среднее значение коэффициента макропористости 0,860 (из 5 опр.). О прочностных свойствах супесей можно судить по средним значениям угла внутреннего трения 32° и сцепления 0,230 (из 6 опр.).

Физико-механические свойства глин приведены в табл. 15. Известны отдельные значения показателей гранулометрического состава и

Таблица 15

Гранулометрический состав и физико-механические свойства глин геолого-генетического комплекса верхнечетвертичных-современных аллювиальных отложений (интервал опробования 3—4 м)

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Низовья правобережья Амударьи				
Содержание фракций, %:				
гравелистые	51	1—70	8,43	12,25
песчаные	51	24—93	66,8	12,13
глинистые (менее 0,002 мм) . .	51	26—45	35,71	4,20
пылеватые	51	6—43	24,94	8,26
Верхний предел пластичности, % .	59	16—26	21,56	1,92
Число пластичности, %	59	8—20	16	
Влагоемкость максимальная молекулярная, %	50	43—31	18	
Плотность, г/см ³	8	2,67—2,70	2,69	0,01
Объемная масса при естественной влажности, г/см ³	9	1,41—1,71	1,54	
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	9	1,49—1,96	1,45	
Пористость, %	10	27—48	41,79	0,02
Коэффициент пористости	8	0,470—0,920	0,730	0,14

свойств глинистых пород, развитых к югу от города Туркестан, в пределах урочища Чушкаколь. Содержание глинистых фракций размером менее 0,005 мм составляет 25—40%; фракций размером 0,005—0,05 мм — 30—50; фракций размером 0,05—0,10 мм — 4—35% (чаще 20—30%). Десятые доли процента в составе пород составляют фракции крупнозернистого (1—2 мм) песка и мелкого (2—3 мм) гравия. Число пластичности 8—22. В естественном состоянии глины пластичные. Относительная их влажность равна 0,6—0,75, что свидетельствует об очень влажном состоянии грунтов. Глины слабо- и средне-сжимаемые. Модули осадков при нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па равны $3,6 \cdot 10^5$ Па (при естественной влажности) и $14 \cdot 10^5$ Па (при насыщении водой).

О прочностных свойствах глин свидетельствуют средние значения угла внутреннего трения $27^{\circ}30'$, сцепления $0,190 \cdot 10^5$ Па.

По классификации СоюзНИХИ, принятой для районов Средней Азии, среди отложений описываемого комплекса встречаются незасоленные, слабозасоленные, средnezасоленные, сильнозасоленные и солончаковые грунты. Какой-либо закономерности в степени засоленности отдельных разностей грунтов не установлено.

Грунтовые воды залегают на глубине 1—20 м (преобладает 3—10 м). Воды соленые, плотный остаток 3—10 г/л с резко выраженной сульфатной агрессивностью по отношению к бетону и металлу.

Геолого-генетический комплекс эоловых отложений нерасчлененного четвертичного возраста представлен песками, широко распространенными в пустыне Кызылкум и частично на аллювиальной равнине Сырдарьи (на левобережье) и в Приаралье.

Пески в Кызылкуме кварцевые, хорошо отсортированные, красновато-желтые, бурые и рыжие. Мощность от 12—15 до 30 м. Пески мелко- и среднезернистые с преобладанием частиц от 0,25—0,1 мм (50—95%). Содержание пылевой фракции — 1—2%. В литологическом составе песков, по данным Б. Б. Миттарц, преобладают: кварц — 54—86%, полевые шпаты — 9—26, кальцит — 1,5—20%. В составе тяжелой фракции присутствуют: гранаты — 9,7%, циркон — 9,3, турмалин — 8,7, эпидот — 11,1, апатит — 0,2%. Эоловые пески на аллювиальных равнинах Сырдарьи и Амударьи желто-серые, мелкозернистые (фракции от 0,05 до 0,25 мм — 75%). Мощность их от 5—8 до 10—20 м. В петрографическом составе преобладает кварц, на втором месте полевые шпаты и кальцит; встречается также большое количество слюды. Физико-механические свойства песков приведены в табл. 16, 17.

Таблица 16

Гранулометрический состав и физико-механические свойства песков геолого-генетического комплекса нерасчлененных четвертичных эоловых отложений

Виды определений	n	Границы	$\bar{x}$	s
Чардаринское водохранилище				
Содержание фракции, %:				
песчаные	60	50—97	78,62	12,97
пылеватые	60	3—50	21,20	13,13
глинистые	17	0,7 —30,0	9,82	8,60
Плотность, г/см ³	29	2,56— 2,72	2,68	0,40
Естественная влажность, %	17	0,7 —30	9,82	8,60
Объемная масса при минимальном уплотнении, г/см ³	28	0,95—1,46	1,24	0,13
Объемная масса при максимальном уплотнении, г/см ³	29	1,22—1,80	1,49	0,12
Пористость:				
при минимальном уплотнении, %	26	45,3 —64,6	53,88	5,11
при максимальном уплотнении, %	25	38,7 —63,0	44,40	4,89
Влагоемкость максимальная молекулярная, %	35	1,0 —16,0	6,81	3,95
Влагоемкость полная, %	31	18—41	26,58	4,5
Водоотдача, %	35	13—27	20,05	3,68
Угол естественного откоса в воздухе, °	19	33—44	36°44	—
Угол естественного откоса под водой, °	18	30—41	33°50	2,27
Высота капиллярного поднятия, мм	10	0,46—0,94	0,72	0,13

Коэффициент фильтрации (м/сут) песков геолого-генетического комплекса
эоловых отложений четвертичного возраста

Район опробования	Метод опробования	n	$\bar{x}$	Пределы	S
Чардаринское водохрани- лище	Болдырева В трубке	44	3,47	11,50—0,63	2,68
	СпецГЕО	105	3,12	16,15—0,02	2,73
Пустыня Кызылкум	Болдырева В трубке	13	1,98	3,50—0,63	0,83
	СпецГЕО	51	2,53	9,74—0,02	2,40

Породы комплекса обводнены локально. Грунтовые воды залегают на глубине от 5—10 до 30 м. Они пресные и слабосолоноватые (до 3 г/л), приурочены главным образом к участкам развесаемых и слабо-закрепленных песчаных массивов. Такие воды могут быть использованы для обеспечения нужд пастбищного животноводства.

Современные геологические процессы

В пределах описываемого региона развиты дефляция, выветривание, засоление и заболачивание, такры, эрозия, гравитационные, суффозионно-карстовые процессы, процессы переработки берегов водохранилищ, просадочные явления.

Дефляция распространена широко, особенно в пустыне Кызылкум. Она заключается в развевании и перевевании песков. Общая пораженность территории эоловыми процессами около 80%. Формы проявления процессов самые разнообразные — от небольших прикустовых бугров навевания (у растений) до бугристо-грядовых песков и барханов (высота до 10 м). Преобладают бугристые пески. В пределах южной части Северного Кызылкума наблюдается чередование гряд, ячей и межгрядовых понижений. Гряды с плоскими вершинами асимметричного строения. Восточные склоны крутые (15—30°), а западные пологие (6—8°). Гряды вытянуты в направлении, близком к меридиональному с небольшим отклонением на восток, совпадающим с преобладающим направлением ветров.

В результате свевания песков с вершин гряд и их переноса между грядами возникают более мелкие гряды или диагональные перемычки, как бы разделяющие межгрядовые понижения. Образуются котловины-ячей самой различной формы; их глубина 1,5—5 м, длина 7—30, ширина 8—12 м. Чаще всего вторичное развевание песков наблюдается вдоль троп и караванных путей. Повторяемость эоловых процессов ежегодная и постоянная. Пески в основном закреплены. Незакрепленные пески, перевеваемые ветром, образуются обычно в результате бесхозяйственной деятельности человека (неумеренный выпас скота, вырубка кустарников и т. п.). На таких участках наблюдается наступательное движение песков на оазисы. Пески, навесившие на аллювиальную равнину, в пределах зоны древнего орошения обычно не закреплены. Здесь их аккумулятивная деятельность особенно заметна. При аэровизуальных наблюдениях отчетливо видны засыпанные песками развалины древних крепостей, следы древней ирригационной сети и

борозды заброшенных полей. Аккумулятивная деятельность ветра приводит к образованию прирусловых мелкобугристых песков вблизи крупных каналов — Шават, Газават, Ханабад и др.

Выветривание. Физическое выветривание способствует образованию плоских вершин на останцовых возвышенностях. Наиболее интенсивно подвержены выветриванию трещиноватые сланцы и песчаники (возвышенности Джумыртау, Туз-гир, Кокча и др.). Склоны возвышенностей на участках обнажения этих пород покрыты осыпями. Иногда наблюдаются каменные и гипсовые россыпи. Элювиальные отложения представлены неотсортированными угловатыми обломками незначительных размеров.

Засоление почвогрунтов с образованием солончаков получило интенсивное развитие в пределах плоских террасированных равнин рек Сырдарьи и Амударьи, по берегам мелких озер и на юге Хорезмского оазиса. Наиболее крупные солончаки Айдар, Бейпак, Тузкак. Другие солончаковые участки наблюдаются в пределах Присарыкамышской дельты и вдоль границы золых песков с орошаемой зоной. Кроме того, солончаки развиты по окраинам орошаемых площадей и в основном приурочены к реликтам древних озер и днищам крупных бессточных котловин. Площади солончаков от 200 м² до 2—4 км². На поверхности солончаков образуется сплошная корка соли мощностью до 2—3,5 см. Под ней залегает 8—10 см пухлый пылеватый и глинисто-песчаный слой, содержащий легкорастворимые соли от долей до десятков процента. Увеличение объема почвы при кристаллизации сульфатов натрия и хлористых солей кальция и натрия, обладающих большой гигроскопичностью, приводит к обезвоживанию почвы и образованию пухлого горизонта. Кроме пухлых солончаков встречаются солончаки и мокрые, образование которых объясняется преобладанием транспортируемой по капиллярам влаги над испаряемостью. Пухлые солончаки приурочены к краевым несколько повышенным участкам низменной равнины.

Наиболее интенсивное образование солончаков происходит на поливных участках, среди песчаных массивов; на землях древнего орошения наблюдаются реликтовые солончаки, которые находятся в стадии рассоления, происходящего за счет понижения уровня грунтовых вод, в связи с длительным прекращением полива и последующей промывкой грунта атмосферными осадками. Активизированы процессы соленакопления на поливных землях, расположенных в зоне Арысь-Туркестанского оросительного канала, Шаульдерского и Кызыл-Ординского массивов орошения. Существенную роль в засолении почвогрунтов, помимо превышения норм поливного режима, играет также свойственный большинству аридных зон процесс континентального засоления. Содержание водорастворимых солей и засоленность почвогрунтов во многом зависят от гипсометрического положения участков. Так, например, почвогрунты в предгорьях Каратау обычно характеризуются относительно малым содержанием солей. Засоленные грунты отмечаются в пределах пониженных участков предгорной равнины. При этом если на более высоких отметках сумма водорастворимых солей в грунтах составляет от 0,43 до 0,09%, то по периферии предгорной равнины эта величина нередко превышает 1,0—1,2%. На значительной части орошаемых массивов вследствие промывки приповерхностного слоя распределение солей несколько изменяется; при этом четко отмечается увеличение их содержания с глубиной. В пределах староорошаемых массивов процессы континентального засоления также активизированы. Необходимо отметить, что содержание здесь слаборастворимых солей

по разрезу почти не меняется. В связи с применением крупных ирригационно-дренажных мероприятий наблюдается сокращение площадей, занятых солончаками (Гурленский и другие районы Хорсзмской области).

Заболачивание. Наиболее крупные заболоченные участки наблюдаются в северной полосе Шаватского района (районы Говдыша, Диванкуль и др.). Особенно характерно процессы заболачивания проявляются в пределах дельт рек Сырдарьи и Амударьи. Заболачивание также отмечается на некоторых участках массивов орошения.

Такырообразование получило развитие на отдельных разрозненных площадях, в пределах слабо выраженных понижений рельефа, а также на дне котловин. Они приурочены к местам временного скопления и застаивания атмосферных осадков с последующим их испарением и высыханием. Размеры такыров от 2—4 до 20—100 км², а в пределах Северного Кызылкума до 5—10 км в диаметре. С поверхности такыры покрыты маломощным плотным глинисто-илистым слоем, залегающим на супесчаном и песчаном основании. Такие площадки характеризуются ровной гляцевитой поверхностью, разбитой трещинами усыхания на многочисленные многогранники. Во влажное время года такыры трудно проходимы.

Эрозия проявляется в виде размыва берегов рек, овражного размыва и плоскостного смыва на горных склонах в связи с деятельностью временных потоков. Береговые обрушения по Амударье (дейгиш) имеют в ряде мест непоправимые последствия. Так, размыв береговой полосы с резким отклонением вправо на 1—8 км повлек за собой полное уничтожение старого города Турткуля, в ряде мест — смыв культурных земель и разрушение головных сооружений магистральных каналов. По данным инженерно-геологической съемки 1954 г. в сопоставлении с данными топоосновы 1971 г., линия берега Амударьи значительно пореместилась на север. Установлено, что интенсивному размыву и обрушению подвержен участок берега Амударьи от Турткуля до Шаббаза. На протяжении 500—700 м за 5—8 мин отмечено до 3 обвалов. В районе Турткуля смывалось до 5—10 м, а на отдельных участках — до 50 м берега в сутки. Максимальное смещение русла в период однолетнего средне-многоводного паводка составляет 600—100 м при длине размываемого участка в 1500—2500 м. На участке несколько ниже пристани Шаббаз размыв до 3 км берега. По данным института «Средазгипроводхлопок», на участке водозабора канала Пахта-Арза с 1932 по 1950 г. Амударьей размыва полоса берега шириной 700—800 м, а в голове канала Саймак за 18 лет — 1250 м. Наряду с этим наблюдаются участки реки, которые с 1932 по 1954 г. почти не претерпели изменений. Однако в целом установлено, что разрушение берега наибольшей силы достигает в местах отсутствия низкой поймы, где водный поток прижат к берегу в период спада пиков паводка. За период с 1932 по 1954 г. (Теуш и др., 1955) в результате размыва (дейгиша) уничтожено 50 км² берега Амударьи и в процессе последующей аккумуляции смытого грунта образовано 14 км² низкой поймы, что свидетельствует о преобладании эрозионных процессов над аккумулятивными. Другим примером аккумулятивной деятельности реки является образование низкой поймы в пределах участка, занятого Шаббазским тугаем, длиной около 16 км и шириной до 2 км. Подобные участки наблюдаются и в ряде других мест по реке.

Менее интенсивна эрозионная деятельность на р. Сырдарье. Река размывает свои берега почти на всем протяжении, но не так катастро-

фически, как р. Амударья. В паводки разлив достигает 2,0—2,5 км. Боковой эрозии, наряду с основными водотоками, почти повсеместно подвержены берега каналов и коллекторов. Наблюдаются вертикальные смещения отдельных блоков, оползни, оплывины в суглинчатых образованиях участков; отдельные блоки имеют размеры 2 м×3 м.

Неглубокие суходолы прорезают склоны Бельтау, а более глубокие промоины отмечены на крутых обнаженных склонах возвышенности Тузгир. Слегка покатая солончаковая поверхность изрезана многочисленными эрозионными ложбинами, начиная от мелких дождевых борозд до русел, заглубленных на 30—50 см. Эрозионные промоины, мелкая овражная сеть глубиной 0,2—1,0 м, едва уловимые на глаз понижения и конусы выноса отмечены в полосе персхода предгорной равнины в плоскую. Кроме того, овражная сеть (глубиной до 1,5—2,0 м) широко развита вдоль коллекторов, протоков (Раушан), на склонах старых протоков р. Сырдарьи (Джанадарьи, озер Майлы и др.). Не менее активна эрозионная деятельность вдоль русла р. Сырдарьи.

Особо следует выделить эрозионно-селевые явления, наблюдающиеся на западных склонах хр. Каратау, где ряд небольших бассейнов относится к четвертой категории селеопасности, по классификации Н. Ф. Колотилина (Колотилин, Бочкарев, 1963).

Суффозионные процессы развиты в пределах левобережной неорошаемой части Амударьинской дельты, в ряде мест Хорезмского оазиса, в районе Бельтау и др. Процессы выщелачивания водорастворимых солей в суглинистых грунтах, протекающие преимущественно на участках скопления нор землероев или трещин усыхания в пределах районов с глубоким залеганием грунтовых вод, приводят к образованию различных воронок и провалов. Встречаются крутые провальные воронки глубиной 4—6 м и диаметром 7—15 м. Пресобладающие размеры пустот 1,5—2,0 м в диаметре. С глубиной воронки сужаются или расчленяются на отдельные мелкие отвершки и трещины, уходящие вглубь. Зачастую воронки сообщаются

Просадка приурочена к лессовым породам и получила широкое развитие в пределах террас Сырдарьи. Проявляется в виде западин и углублений размером от 5—10 до 20—50 см. Требуется специальное изучение и учета при инженерно-строительном и хозяйственном освоении районов, сложенных лессовыми породами, особенно при сооружении и эксплуатации ирригационных систем.

Общие инженерно-геологические условия региона сложные вследствие особенностей геологического строения, интенсивного развития современных геологических и инженерно-геологических процессов и явлений и резко континентального климата. Наиболее серьезный ущерб народному хозяйству причиняют эрозионные процессы, засоление, заболачивание, эоловые процессы и просадка.

Малопригодны к освоению периодически затопливаемые земли, расположенные в пределах дельт и низких террас Амударьи, Сырдарьи и Арыси. Учет просадочности лессовых пород — обязательное условие при всех видах строительства и эксплуатации, особенно в зонах с глубоким залеганием грунтовых вод. Кроме того, при хозяйственном освоении южных и юго-восточных районов региона необходимо учитывать сейсмичность в 7 баллов и селевые явления.

МАНГЫШЛАК-УСТЮРТ-ТУАРКЫРСКИЙ
РЕГИОН

Мангышлак-Устюрт-Туаркырский регион расположен между Каспийским и Аральским морями, в северо-западной части Туранской плиты. Территория региона входит в состав Гурьевской области Казахской ССР, Каракалпакой АССР, Красноводской и частично Ташауэской областей Туркменской ССР.

Особенности рельефа определяются наличием равнинных плато: Устюртского, Красноводского, Южно-Мангышлакского и невысоких горных возвышенностей Мангышлака и Туаркыра.

Плато Устюрт (средняя абсолютная отметка 150—250 м) ограничено высокими чинками. Особенно грандиозны чинки на западе и юге, где они достигают абсолютной отметки 320 м (Кулан-Даг на побережье Кара-Богаз-Гола и Капранкыр над впадиной Карашор). Плато имеет наклон на восток и северо-восток. В западной его части расположены бессточные впадины глубиной до 10 м, длиной 2—3 км (Барсакельмес, Карашор, Кумсебшен) и увал Карабаурский с абсолютными отметками до 286 м. Большая часть плато Устюрт занята такырами, реже корково-пухлыми солончаками; встречаются глубокие блюдцеобразные понижения, западины. Плато Устюрт на юге заканчивается двумя отрогами, доходящими до Узбоя. Южные окончания Устюрта называются плато Челюнкыр и Капланкыр. Они разделены впадинами Карашор и песками Учтагал.

Красноводский полуостров — плато с останцовыми возвышенностями и котловинами с абсолютными отметками от 200 до 320 м и уклонами 0,003—0,004. На юге, юго-западе и севере плато обрывается высокими чинками, а на северо-западе постепенно спускается к приморской низменности, которая занимает западную окраину полуострова. Вдоль моря протягивается полоса солончаков. На юге низменность переходит в узкую и длинную Красноводскую косу, отделяющую Красноводский залив от Каспийского моря, а на севере — в Карабогазскую косу.

Южно-Мангышлакское плато окаймляет с севера зал. Кара-Богаз-Гол, обрываясь к нему крутым чинком высотой 100—130 м. На юго-западе поверхность заметно снижается, сменяясь песчаной косой, где развиты небольшие соленые озера и солончаки. Северная часть плато расчленена, а центральная и южная — плоские, с карстовыми западинами и такырами. Широкое развитие получили песчаные массивы.

Горный Мангышлак занимает северо-западную часть региона и состоит из низких хребтов Каратаулик, Каратау, Каскыржай и куэстовых гряд Актау. Абсолютные высоты вершин 180—200 м, относительные превышения 40—80 м. Рельеф характеризуется сочетанием отдельных гряд запад-северо-западного простирания и разделяющих их понижений. Длина гряд до 800—1500 м при ширине у основания до 150 м. Углы наклона склоновых поверхностей не превышают 30°, преобладают 15—20°.

Туаркыр расположен к юго-востоку от зал. Кара-Богаз-Гол и к северу от песков Чильмамедкум. Здесь преобладает куэстовый рельеф, развиты моноклинальные гряды, останцовые и платообразные возвышенности, ограниченные крутыми обрывами и разделенные плоскодонными понижениями на ряд замкнутых котловин с обширными такыра-

ми. Максимальная высота возвышенностей 483 м (Горы Бегиарслан). Высота впадения цепи куэст 100—150 м, а вторичных — до 10 м.

Постоянно действующие водотоки отсутствуют. Атмосферные осадки собираются на такырах, образуя эфемерные озера с пресной водой. Некоторые озера, различные по размерам и глубине, образованы за счет сброса оросительных вод или выклинивания грунтовых вод. В северной части Устюрта расположена группа горько-соленых озер. На юго-восточной окраине находится глубокая озерная впадина Ассак-Аудан, сливающаяся с Сарыкамышской котловиной. Редки в южной части региона небольшие по объему искусственные водохранилища с объемами воды до десятка сотен, иногда тысяч кубометров.

Климат резко континентальный с обилием солнечной радиации, незначительным количеством атмосферных осадков и активной ветровой деятельностью.

Инженерно-геологическая характеристика пород

Для региона характерно развитие пород двух структурных этажей: допалеозой-палеозойского складчатого фундамента и мезокайнозойского осадочного чехла.

Допалеозой-палеозойский структурный этаж слагают породы метаморфических, интрузивных и вулканогенных формаций, выходы которых известны на Туаркыре. Породы высокопрочные, характеризуются высокими прочностными показателями. Породы молассовой формации пермо-триасового возраста обнажаются на Мангышлаке, в горах Каратау, в Туаркыре, а также вскрыты скважинами на значительной глубине. Они представлены аргиллитами, песчаниками, конгломератами, сланцами с прослоями карбонатных пород общей мощностью до 4000 м. На выходах породы молассовой формации обводнены. Воды трещинного типа, по составу преобладают хлоридные натриевые с минерализацией 3—21 г/л. Дебиты скважин не превышают 0,5 л/с. На большей части плато эти воды залегают на значительных глубинах (1000—3200 м) и слабо изучены.

Мезокайнозойский структурный этаж. Терригенно-угленосная формация среднетриас-раннеюрского возраста представлена отложениями континентального генезиса общей мощностью более 160 м. Породы обнажаются в сводовых частях антиклиналей горного Мангышлака, вскрыты скважинами на поле Тюб-Карагап, на Центральном Мангышлаке и Устюрте. Представлены глинами, песчаниками, алевролитами с прослоями углей. В основании формации прослой конгломерата из плохоокатанной гальки кварца.

Глины сильно каолинизированы и хлоритизированы. Алевролиты характеризуются по пункту Курлук: полной пористостью — 6—10%, открытой — 2—6%, а по пункту Агыныш, соответственно 6—26 и 3—15%. Проницаемость и полезная емкость по этим же пунктам составляют соответственно 1 и 1—18 м/Д и 2—13% (по пункту Агыныш).

Песчаники преимущественно серые, мелко- и среднезернистые, кварцевые, плохо отсортированные; глинистый цемент составляет 45—50%. Они характеризуются большими значениями пористости, чем алевролиты. По Курлуку полная их пористость составила 9—20%, открытая — 5—18%, проницаемость 1—140 м/Д. По Агынышу соответственно 9—34 и 7—32%, 1—160 м/Д. Плотность песчаников 1,8—

2,1 г/см³. Мелкозернистый песчаник в восточной части хр. Восточный Каратау имеет значения пределов прочности: в сухом состоянии (759÷899) · 10⁵ Па при среднем значении 829 · 10⁵ Па и в водонасыщенном — (403÷502) · 10⁵ Па, при среднем 465 · 10⁵ Па.

Морская терригенно-карбонатная формация юрского возраста представлена в основании пестроцветными песчано-глинистыми породами и светло-серыми песчаниками, перемежающимися с серыми и темно-серыми глинами с многочисленными пластами угля, достигающими мощности 1 м и, как правило, плохо выдержанными по простиранию. В верхней части формации залегают песчаники зеленовато-серых и желтовато-серых тонов и переслаивающиеся пески и песчаники с серыми слоистыми глинами. Глины преобладают. Общая мощность формации 800—1050 м. Породы обнажаются в пределах Каратау и в горах Центрального и Восточного Мангышлака.

Глины серые и темно-серые, плотные, песчанистые, алевролитистые, часто карбонатные и гипсоносные.

Преобладают песчаники серые, мелкозернистые, иногда органогенные с кварцевой галькой или глауконитом. В районе пос. Сенек характеризуются высокими прочностными свойствами: прочность при сжатии сухого образца — (907÷1204) · 10⁵ Па, в водонасыщенном состоянии — (693÷806) · 10⁵ Па, при средних значениях соответственно 1060 · 10⁵ Па и 749 · 10⁵ Па. Плотность песчаников при этих испытаниях равна 2,72 г/см³, объемная масса — 2,73 г/см³, пористость—9,8%. Севернее р. Узень временное сопротивление сжатию сухого образца песчаников 1168 · 10⁵ Па, а водонасыщенного — 1105 · 10⁵ Па при степени водопоглощения 1,38%. Плотность 2,68 г/см³, объемная масса 2,57 г/см³, пористость 4,10%. Песчаники других районов региона характеризуются данными табл. 18.

Таблица 18

Физико-механические свойства песчаников терригенно-карбонатной формации юры

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$
Песчаники тонкозернистые. Устьорт, Ассакеаудан			
Пористость полная, %	6	5,7 — 24,63	12,89
Объемная масса, г/см ³	6	2,02— 2,53	2,32
Устьорт			
Пористость полная, %	10	2,24—23,88	12,79
Объемная масса, г/см ³	10	2,04— 2,62	2,34
Туаркы			
Пористость полная, %	83	—	26,0
Объемная масса, г/см ³	83	—	2,25

Преобладают пески тонко- и мелкозернистые, светло-серые и уплотненные разности с минералогическим составом: кварц — до 84%, гранат — до 15,5, циркон — до 16,6, рутил — до 11,7%. В районе кладбища Карасу на глубине 2,0 м пески имеют следующие показатели. Гранулометрический состав: содержание фракций 0,25—0,05 мм — 31,8%; 0,05—0,005 мм — 35,7; <0,005—32,5%. Плотность 2,64 г/см³, объемная масса 1,82 г/см³, объемная масса скелета 1,78 г/см³, пористость 32,6%, коэффициент пористости 0,483, набухание 0,92%, угол

внутреннего трения при естественной влажности $38^{\circ}30'$, при насыщении водой — 37° ; сцепление: при естественной влажности $(0,870 \div 0,510) \cdot 10^5$ Па, при насыщении водой — $(0,790 \div 0,760) \cdot 10^5$ Па.

Известняки плотные, песчаные. На Туаркыре значение плотности в среднем — $2,58 \text{ г/см}^3$ (19 опр.) при пористости 7%.

Мергели зеленовато-серые с раковистым изломом. Среди них отмечаются прослои несколько более плотных разностей, переходящих в глинистые известняки, и менее плотные — типа известковистых глин. Полная пористость по данным 10 определений на Ассакеаудане (Устюрт) составляет от 9,02 до 25,37%. Объемная масса изменяется в пределах $2,00$ — $2,63 \text{ г/см}^3$.

Породы формации обводнены незначительно, минерализация вод более 190 г/л, практическое значение их ничтожно. Они обладают сульфатной агрессивностью, общая жесткость выше 8 мг/экв. Дебиты водопунктов составляют сотые и десятые доли литра в секунду. Глубина залегания этих вод на Туаркыре от нескольких метров до 20 и более, на Устюрте — 783—2300 м.

Терригенно-пестроцветная формация нижнего мела представлена породами, залегающими с угловым несогласием на размытой поверхности терригенно-карбонатной формации юры. Формация сложена пестроцветной толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов, алевроитов и глин с прослоями конгломератов в основании. Характерно частое чередование песчаников и глин. Породы пестроцветной терригенной формации обнажаются на Туаркыре, Красноводском полуострове, в пределах Горного Мангышлака. Здесь они выветрелые и трещиноватые. Общая мощность отложений формации от 700 до 1000—1500 м (в центральных частях Устюрта). В инженерно-геологическом отношении породы слабо изучены.

Глины преимущественно темные, от серых до черных, тонкослоистые, грубослоистые и плотные монолитные разности. В минералогическом составе преобладают гидрослюда, каолинит, бейделит. Глины в значительной степени обогащены водорастворимыми солями. В составе солей резко преобладают хлориды натрия. Распределение солей по разрезу подчиняется общей для района Горного Мангышлака закономерности, характерной для аридных зон. По граносоставу выделяются глины чистые с минимальным содержанием алевролитового материала и песчаные. Глины способны набухать при водонасыщении, однако величина набухания при этом не превышает 10% к первоначальному объему. Механические свойства глинистых пород по району расположения могилы Демеген — (глубина отбора — 4 м) характеризуются высокими показателями углов внутреннего трения и сил сцепления, достигающими при полном водонасыщении до $I=56^{\circ}30'$ и $S=1,25 \cdot 10^5$ Па. Объемная масса глин района Туаркыра в среднем $2,33 \text{ г/см}^3$, пористость 20% (31 опр.).

Песчаники желтовато-серые и зеленовато-серые, мелко- и тонкозернистые, в различной степени известковистые, кварцево-полевошпатовые; в верхней части буровато-серые и серые глауконитовые с шаровидными конкрециями до 2—3 м. Общая мощность до 700 м. Плотность $2,68 \text{ г/см}^3$. Объемная масса $2,57 \text{ г/см}^3$. Пористость 4,10%. Временное сопротивление сжатию сухого образца $1168 \cdot 10^5$ Па, водонасыщенного — $1105 \cdot 10^5$ Па при водопоглощении 1,38%. Как видно из приведенных данных, песчаники обладают плотным сложением и относительно высоким запасом прочности. Высокие значения коэффициентов корреляции зависимости открытой пористости от коэффициента отсортированности (0,660) и проницаемости от коэффициента отсортированно-

сти (0,880), установленные А. Гульмухамедовым и др. (1970), свидетельствуют о наличии тесной взаимосвязи между пористостью и проницаемостью, с одной стороны, и объемной массой и коэффициентом отсортированности — с другой (табл. 19).

Таблица 19

Физико-механические свойства песчаников пестроцветной терригенной формации нижнего мела по отдельным пунктам опробования (среднеарифметические или предельные значения, число определений от 2 до 20)

Пункты опробования	Плотность, г/см ³	Пористость, %		Проницаемость, м/Д	Объемная масса, г/см ³
		полная	открытая		
Кунград	2,04—2,47	7—24	6—22	—	
Чурук	2,54	5—12	4—10	9	
Шахпахты	2,16	12—32	5—15	1—5762	1,74—1,91
Сев. Асаккеаудан	2,46	10—25	6—24	1—850	2,03—2,46
Кунград	1,94—2,37	13—28	12—26	1—253	
Вост. Харой	1,8	34	38	434	
Сев. Асаккеаудан	1,87—2,33	15—30	14—27	357—2880	1,87—2,33
Шахпахты	—	17—35	16—33	5—2900	1,74—1,90
Кунград	1,82—2,22	12—32	11—30	1—1235	
Чурук	1,8—2,49	18—34	15—30	1—1507	
Асаккеаудан	1,82—2,56	19—30	17—36	11—4230	1,87—2,56
Шахпахты	—	18—21	17—20	5	2,13

Пески желтовато- и зеленовато-серые, мелко- и тонкозернистые, кварц-полевошпатовые. Содержание мелкопесчаных фракций (0,1—0,25 мм) лишь по одному образцу составляет 71%, в остальных преобладает тонкопесчаная и пылеватая фракция. Количество водорастворимых солей в песках составляет до 1,5%. В составе водорастворимых солей основное место занимают соли хлоридные натриевые и сульфатные натриевые. Плотность в среднем составляет 2,75 г/см³, естественная влажность — 1—2%, объемная масса сухого грунта — 1,51 г/см³, пористость — 45—48%, коэффициент пористости — 0,734.

На Устюрте подземные воды в породах терригенной формации нижнего мела залегают на глубинах 300—1830 м, обладают напором. Пьезометрический уровень 108—208 м от поверхности земли. Удельный дебит 0,008—0,03 л/с. Воды сильно минерализованы (27—169 г/л), хлоридные натриевые.

На Туаркыре выходящие на поверхность известняки и песчаники содержат подземные воды на глубинах до 20 м. Они солоноватые и соленые с минерализацией 2,3—23,9 г/л, преимущественно сульфатно-хлоридные натриевые. Общая жесткость равна 8—82,7 мг-экв, воды обладают сульфатной агрессивностью. Водообильность пород очень низкая, дебиты водопунктов не превышают 0,2 л/с.

Подземные воды в песчаных отложениях терригенной формации нижнего мела в горных районах Мангышлака вскрываются на глубине несколько десятков метров. Водообильность сравнительно небольшая и составляет, по данным отдельных откачек, 0,02—0,06 л/с при понижении уровня на 0,5 м. Коэффициенты фильтрации песков 1,5—4,1 м/сут. Минерализация вод 0,6—3,0 г/л.

Терригенно-карбонатная формация альб-ранне-палеоценового возраста распространена повсеместно, представлена мелководно-морскими терригенными (альб-сеноман-турон) и

карбонатными (сенон, дат) образованиями, залегающими с размывом, местами с угловым несогласием на отложениях терригенной формации нижнего мела. В состав ее входят глины, песчаники, известняки, мергели, пясчый мел.

Глины серые слегка жирные на ощупь, слабо пластичные, плотные, крепкие известковистые и слабо известковистые, реже загипсованные, ожелезненные. Структура пелитовая, псаммитовая и алевролитовая. Порода состоит в основном из тончайшей глинистой массы с заметной примесью мелкозернистого карбоната. Содержание легкой фракции 99,55%, тяжелой — 0,45%. Глинистая часть породы представлена гидрослюдой. Глины тяжелые содержат глинистых частиц 55% и пылеватых — 44%, могут быть применены для буровых растворов. Коллоидальность 26—41,1%, набухаемость 2,2—3,5% при плотности 1,16—1,20 г/см³. Сопротивление сдвигу через 1 мин составило $(3,4 \div 11,9) \cdot 10^5$ Па, а через 10 мин — $(10,2 \div 17,0) \cdot 10^5$ Па. На Устюрте в пределах Шахпахты, Ассакеаудана и Чурука значения открытой пористости глин изменяются в пределах 6—25% при плотности 2,30—2,50 г/см³.

Песчаники от серовато-зеленых до желтовато-серых, мелкозернистые, загипсованные, слабо- и крепкосцементированные глинистым и известняково-глинистым цементом; ожелезненные. Структура псаммитовая; содержит 30% глинистых частиц и 27% пылеватых. Плотность песчаников турона 1,92 г/см³. Пористость полная 28—35%, открытая — 27—34%. Проницаемость 46—1000 м/дарсн. Полезная емкость 12—21% (пункт опробования Кохпахты).

Известняки белые и слегка желтоватые, плотные. Обладают значительным запасом прочности, в частности известняки, отобранные в районе Дюсен, даже при сравнительно высоких показателях пористости (27,07%) имеют пределы прочности: при сжатии в сухом состоянии $(423 \div 591) \cdot 10^5$ Па, в среднем $507 \cdot 10^5$ Па и в водонасыщенном — $(192 \div 360) \cdot 10^5$ Па при среднем значении $276 \cdot 10^5$ Па. Объемная масса известняков Туаркыра в среднем 2,48 г/см³, пористость 11% (число определений 23).

Белый пясчый мел характеризуется следующими основными показателями физико-механических свойств: плотность — 2,77 г/см³, объемная масса — 1,51 г/см³, пористость — 45,5%, водопоглощение — 21,9%. Временное сопротивление сжатию в сухом состоянии в среднем $108 \cdot 10^5$ Па. При насыщении водой белый пясчый мел в значительной степени снижает свои прочностные свойства и временное сопротивление сжатию водонасыщенных образцов не превышает $27 \cdot 10^5$ Па при среднем значении $20 \cdot 10^5$ Па.

Мергели белые и розовые, часто мелоподобные, плотность их 2,74 г/см³, объемная масса — 2,06 г/см³, пористость — 25%, водонасыщение — 7,7%. Предел прочности при сжатии в сухом состоянии $(202 \div 256) \cdot 10^5$ Па при среднем значении $238 \cdot 10^5$ Па. В водонасыщенном состоянии прочность мергелей изменяется в очень широких пределах в зависимости от содержания глинистого материала и составляет в среднем $147 \cdot 10^5$ Па. Объемная масса мергелей района Туаркыра в среднем 2,38 г/см³, а пористость 20% (46 опр.).

На Красноводском полуострове подземные воды в породах терригенно-карбонатной формации вскрываются скважинами на глубине 300 и 110 м. Они трещинные, напорные, часто самоизливающиеся (высота пьезометрического напора над поверхностью 6—25 м). Дебит по скважинам колеблется от 0,5 до 2 л/с, а по восходящим источникам не превышает 0,5 л/с. Воды соленые, рассолы (16—125 г/л) по составу хлоридные натриево-кальциевые. Вдоль побережья Кара-Богаз-Гола

дебиты источников 0,03–0,006 л/с, а скважин — 0,01–0,3 л/с при понижении на 20 м. Воды соленые (38,2 г/л), хлоридные натриевые.

В пределах Туаркыра турон-датские отложения представлены водоупорными карбонатными и глинистыми породами, а датские известняки сдренированы.

На Устьюрте подземные воды формации залегают на глубине 76–1170 м (преимущественно — 560 м) и рассматриваются как единый альб-сеноман-туронский водоносный комплекс (по В. Н. Соколову, А. С. Вишнякову и др.). Воды межпластовые, напорные (статический пьезометрический уровень 9,5–205,0 м от поверхности земли). Удельный дебит 0,002–0,89 л/с. Общая минерализация 3,0–130,0 г/л (преобладающая 12 г/л). По типу воды хлоридные натриевые.

Терригенно-карбонатная формация позднелеоцен-позднемиоценового возраста распространена повсеместно, за исключением Центрально-Устьюртской системы антиклинальных зон. Выходит на поверхность в горах Мангышлака, по чинкам Устьюрта, Краснодарского плато и в отдельных понижениях (котловинах). Общая мощность отложений до 1000 м. В разрезе преобладают глинистые и карбонатные породы.

Глины тонкодисперсные, алевроитовые и известковистые. Первые по гранулометрическому составу характеризуются высоким содержанием (90–98%) тонкодисперсной фракции (0,01 мм). Алевролитовые глины составляют значительную часть разреза олигоцена и реже среднего эоцена, образуя прослои и линзовидные тела среди других глин и мергелей. Содержание алевролитовой фракции в них колеблется от 10 до 40%, а песчаной не более 3%. Основная масса известковистых глин сложена тонкочешуйчатым глинистым веществом (до 80%) с неравномерной примесью мелкозернистого кальцита (до 25%) и реже доломита (до 10%). В составе глинистых пород терригенно-карбонатной формации Мангышлака значительную роль играют сланцевые глины олигоцена. Их особенностью является способность к набуханию при увлажнении, обусловленному их минералогическим составом. Набухание при увлажнении в отдельных случаях достигает 30% от первоначального объема. Они обладают высокой емкостью поглощения (до 25 мг·экв на 100 г) и содержат значительное количество водорастворимых солей (до 7%). Число пластичности составляет 33–49%.

Наибольшее развитие в пределах региона получили глинистые и алевроитистые разности мергелей, имеющие в основном плотное сложение. Часто наблюдается полная перекристаллизация пород без изменения состава карбоната. Содержание алевроитового материала в мергелях более 90%. Песчаные частицы отсутствуют.

Известняки представлены несколькими разновидностями (пелитоморфные, оолитовые, псевдооолитовые, фораминиферные). Пелитоморфные — светло-серые с зеленоватым и желтоватым оттенком, чаще всего крепкие, плотные, массивные. Основная масса сложена кальцитом пелитоморфной структуры, местами наблюдается кристаллизация и замещение ее мелкозернистым кальцитом. Известняки оолитовые и псевдооолитовые состоят из разнообразных по форме оолитов (0,01–0,5 мм) концентрического и радиально-лучистого строения, соединенных известковым цементом. Детритусовые известняки на 70–90% состоят из обломков раковин фораминифер и моллюсков, сцементированных тонкозернистым карбонатным цементом, который местами перекристаллизован и замещен кальцитом. Фораминиферные известняки на 40–60% сложены раковинами фораминифер размером до 1 мм и в меньшем количестве обломками раковин фораминифер и пелеципод. В разрезе

формации встречаются и хемогенные карбонатные образования — известняки и доломиты с разными структурно-текстурными особенностями.

Породы формации безводные. Они представляют собой 40—600-метровый региональный водоупор.

Терригенно-карбонатная формация верхнего миоцена — нижнего плиоцена распространена повсеместно. Отложения ее имеют преобладающее развитие в пределах региона. Они слагают с поверхности плато Устюрт, обнажаются в обрывах Красноводского плато и вскрываются многочисленными скважинами. Представлены мелководно-морскими и лагунными отложениями сарматского и тортонского ярусов. В нижней части разреза формации — желтовато-серые, коричневатобурые, мелко- и среднезернистые пески, глины тонкоплитчатые, мертели с прослоями конгломератов в основании. Верхняя часть разреза сложена желтовато-зелеными, серовато-желтыми, иногда красновато-бурыми мергелями, мергелистыми глинами, оолитовыми, песчанистыми известняками с прослоями зеленовато-серых глин и гипсов. Общая мощность отложений формации 250—350 м. В толще пород терригенно-карбонатной формации выделяются песчано-глинистые прибрежно-лагунные отложения и известняково-мергелистые морские отложения.

Пески и песчаники грубозернистые, косослоистые, ржаво-желтые известковистые, содержат гравий, гальку и битую ракушу.

Глины серые и зеленовато-серые, слоистые, с прослоями гипсов, алевролитов, мергелей и рыхлых ракушечников.

Известково-мергелистые отложения представлены несколькими разновидностями известняков и мергелей. Преимущественное распространение имеют известняки-ракушечники. Они слабо изучены. В табл. 20 приведены лишь некоторые данные о прочностных и других физиче-

Таблица 20

Физико-механические свойства мергелей терригенно-карбонатной формации
(средние значения из 2—3 определений)

Литологические разновидности мергелей	Плотность, г/см ³	Объемная масса, г/см ³	Пористость, %	Водопоглощение, %	Предел прочности при сжатии, 10 ⁵ Па	
					сухого образца	водонасыщенного
Светло-серый, почти белый плотный	2,76	2,13	22,8	8,3	348,0	198,0
Светло-серый, глинистый . .	2,71	1,49	8,12	16,05	137,0	49,0
Розовато-серый, глинистый .	2,74	—	—	—	210,0	образцы размокли
Серый	1,77	1,98	28,52	11,06	185,0	32,7

ских свойствах известняков-ракушечников. В верхних горизонтах известняки сильно трещиноватые.

Влияние тектонических процессов на степень разрушенности пород наблюдается на Аламбекском поднятии. Наиболее значительная пористость отмечена в пределах пониженных участков (Каракидыр) и на солончаках (в северо-западной части Каракалпакского Устюрта). Одна из значительных зон наибольшей трещиноватости расположена в пределах Ассакеауданской впадины. Породы с пористостью 20% и выше в большинстве случаев имеют K_f до 25—50 м/сут и соответствен-

мо при $n=10-40\%$ $K_f=25-50$ м/сут; при n до 10% $K_f=10-25$ м/сут, реже $5-10$ м/сут (n — пористость, K_f — коэффициент фильтрации).

Известняки сармата, обнажающиеся в обрыве на плато Устюрт, в 30 км к северо-западу от г. Кунграда, имеют в своем составе: CaO — $28,87-29,14\%$; Mg — $19,41-21,7\%$; нерастворимый остаток — $2,44-4,6\%$. Пределы прочности: в сухом состоянии — $90 \cdot 10^5$ Па, в водонасыщенном состоянии — $67,2 \cdot 10^5$ Па, после определения морозостойкости — $58,8 \cdot 10^5$ Па, коэффициент морозостойкости 0,88, коэффициент размягчения 0,70, объемная масса $1,75$ г/см³, водопоглощение 10% . Коэффициенты фильтрации известняков изменяются от десятых долей метра в сутки до нескольких десятков метров в сутки.

Таблица 21

Некоторые средние физико-механические свойства известняков терригенно-карбонатной формации верхнего миоцена—нижнего плиоцена
(число определений 13)

Место опробования и литологическое описание образца	Плотность, г/см ³	Объемная масса, г/см ³	Порис- тость, %	Водопо- глощение, %	Предел прочности при сжатии, 10^5 Па	
					сухого образца	водонасы- щенного
Форт Шевченко, из- вестняк-ракушечник, светло-серый . . .	2,72	1,87	31,25	8,87	128,0	82,0
Сай-Утес, то же . . .	2,75	1,64	40,36	12,53	21,0	75,5
Форт Шевченко. Из- вестняк-ракушечник, розовато-серый . .	2,72	1,73	36,4	10,51	50,5	48,6
Жетыбай. Известняк- ракушечник, розова- тый и светло-серый, средне- и крупно- зернистый		1,4—2,1		2,32—4,37	—	—
Устюрт—месторожде- ние камня	2,71	1,61	44,7	19,1	39,28	18,22
Участок Кунградский	2,65—2,89	1,63—1,90	6,3—54,1	9,1—18,6	13,1	9,9
Участок Аламбек . .	2,68—2,69	1,35—2,10	20,6—60,6	3,13—32,86	23,9—76,4	16,9—13,

Мергели слоистые, часто трещиноватые и загипсованные. Они резко снижают свои прочностные свойства при водонасыщении. Коэффициент фильтрации мергелей в среднем (из 3 определений) составил $2,3-5,18$ м/сут (интервал опробования $15-40$ м).

Глины практически водонепроницаемые, $K_f=0,05-0,1$ м/сут. Плотность $2,74$ г/см³, объемная масса скелета грунта $1,75$ г/см³, пористость 37% , верхний предел пластичности 34% . Механические свойства глин: коэффициент сжимаемости в интервале нагрузок $(1 \div 2) \cdot 10^5$ Па равен $0,03$, при $(2 \div 3) \cdot 10^5$ Па — $0,002$; коэффициент трения $0,614$, сцепление $0,525 \cdot 10^5$ Па; коэффициент сдвига при $2 \cdot 10^5$ Па равен $0,876$, при $3 \cdot 10^5$ Па — $0,969$.

Коэффициент размягчения известняков-ракушечников изменяется от $0,44$ до $1,00$; преобладает $0,60$.

На Устюрте подземные воды в породах терригенно-карбонатной формации грунтового типа вскрываются на глубине от $4-60$ до 118 м; обладают сравнительно слабым напором (на высоту $5,5-64$ м). Преобладающий удельный дебит $0,9$ л/с. Воды преимущественно сульфатные натриевые и хлоридные натриевые с повышенным содержанием

сульфатов и кальция. Плотный остаток их варьирует в пределах 3—139 г/л (преобладающий 5 г/л). Подземные воды пластово-трещинного типа обладают сульфатной жесткостью (общая жесткость до 163 мг-экв). В целом водообильность пород высокая. В районе Красноводского полуострова редкие источники нисходящего типа обычно малодобитны (сотые, реже десятые доли литра в секунду). Воды соленые (до 18 г/л), сульфатно-хлоридные натриевые. Водообильность сарматских отложений здесь весьма незначительная (не более 0,8—1 л/с). Воды солоноватые (2,2—9,3 г/л) хлоридного натриевого состава, обладают сульфатной агрессивностью. Общая жесткость 37—67 мг-экв.

Нижняя терригенно-песчано-глинистая формация акчагыла имеет значительные по площади выходы на мысе Песчаном и в пределах Красноводского полуострова. Нижняя часть разреза представлена глинисто-мергелистыми породами, содержащими гипс с маломощными пропластками песков, песчаников и известняков. В средней части преобладают известняки, мергели и реже известковистые глины, а в верхней — желтоватые, светло-палевые пески с редкими, маломощными песчаниками. Венчается разрез песчаниками и известняками. Мощность изменяется от 10—12 до 150 м.

Верхняя терригенно-песчаная формация апшерона развита на Красноводском полуострове и представлена преимущественно грубыми песчаниками, гравелитами, раковинными и детритусовыми известняками, замещающимися по простиранию конгломератами. Мощность изменяется от 1—8 до 150 м. В инженерно-геологическом отношении образования описываемых формаций не изучены. У глин пределы пластичности: верхний — 42%, нижний — 26%; коэффициент фильтрации — сотые доли метров в сутки; средние значения коэффициента внутреннего трения 0,554, сцепления — $0,668 \cdot 10^5$ Па.

Геолого-генетический комплекс бакинских морских отложений. Породы его представлены песчано-ракушечниками, в большей или меньшей степени сцементированными, а также конгломератами и известняками мощностью до 10 м.

Геолого-генетический комплекс хазарских морских отложений распространен вдоль побережья п-ова Мангышлак, на южном и западном берегах залива Кара-Богаз-Гол, а также в западной и юго-западной частях Красноводского полуострова. Нижняя часть комплекса представлена серыми и коричневыми алевроитистыми глинами мощностью до 20 м. Верхняя часть на западном берегу Кара-Богаз-Гол составляет тела древних пересыпей, а южнее протягивается неширокой полосой вдоль западного берега Красноводского полуострова, образуя основание Красноводской косы; комплекс представлен прибрежными косослоистыми известняками-ракушечниками и конгломератами мощностью до 5 м.

Геолого-генетический комплекс хвалынских морских отложений распространен на абразионных террасах Мангышлака, по бортам впадины Карагие, в западной и северо-западной частях Красноводского полуострова и по берегам Кара-Богаз-Гола. На северо-западе Красноводского полуострова пески переработаны ветром (пески Октумкум). На остальной территории отложения комплекса представлены также песками, реже рыхлыми детритусово-ракушечными известняками, песчано-галечниково-суглинистыми образованиями общей мощностью от 5 до 15 м.

Пески среднесжимаемые, хорошо водопроницаемые; K_f в зоне аэрации 3,5 м/сут, а в зоне насыщения — 3 м/сут.

Глины имеют плотность 2,72—2,74 г/см³, объемную массу при естественной влажности 1,83—2,09 г/см³, пористость 37—44%; верхний предел пластичности — 29,5—35,9%, число пластичности — 10,6—14,1; коэффициент трения 0,400—0,562, сцепление до 0,07·10⁵ Па, коэффициент сжимаемости при нагрузке 3·10⁵ Па равен 0,004.

Морские отложения хазарского и хвалынского возраста обводнены. Приуроченные к ним грунтовые воды залегают на глубине 5—20 м. Минерализация пестрая (до 10 г/л), состав хлоридный натриевый.

Геолого-генетический комплекс новокаспийских морских отложений развит вдоль берегов Красноводского полуострова и зал. Кара-Богаз-Гол. Он слагает морскую террасу, и современные пересыпи, отделяющие залив от моря. Самый молодой береговой вал (1939—1940 гг.) возвышается на 1 м над нынешним уровнем Каспия. Представлен он песками, алевролитами, скоплениями раковин, реже — рыхлыми ракушечниками. Мощность обычно не превышает 3—5 м, на отдельных участках достигает 25 м. Лагунные осадки Кара-Богаз-Гола и хемогенные осадки впадин представлены пластами солей среди илов, супесей и суглинками, насыщенными рапой. Мощность их от 1 до 15, местами до 50 м. Известно, что естественная влажность песков на глубине 0,7 м — 17%, а на глубине 1,65 м — 16,2%. Объемная масса песка равна соответственно 1,99 и 2,05 г/см³. Объемная масса суглинков на глубине 1,0 м — 1,65 г/см³, а на глубине 2,0 м — 1,87 г/см³.

Подземные воды комплекса приурочены к пескам и алевролитам, вскрываются на глубине до 5—12 м. Минерализация более 150 г/л (до 300 г/л), по составу воды хлоридные натриевые. В прибрежной полосе встречаются линзы слабосоленоватых пресных вод. Самая крупная из них на п-ове Тарта имеет площадь 2,5 км², мощность линзы до 5 м. По составу воды пестрые, но преобладают хлоридные натриевые.

Лагунные отложения Кара-Богаз-Гола обводнены. Воды здесь безнапорные и напорные, с напором 15—24 м. Удельный дебит водопунктов достигает 7 л/с.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных-современных хемогенных отложений слагает днища бессточных впадин. Представлен поваренной солью, сильноминерализованными илами, глинами с прослоями суглинков и супесей, песками. Общая мощность до 25 м. Мощность солевых пропластков 1,0—19,2, в среднем 8 м. Подземные воды и рапа имеют хлоридный натриево-магниевый состав. Минерализация рапы до 341 г/л, а грунтовых вод — более 17 г/л (Барсакельмес).

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных делювиально-пролювиальных отложений слагает делювиально-пролювиальные равнины и представлен суглинками, супесями и глинами.

Суглинки лессовидные, легкис, пылеватыс, реже — тяжелые и средние. При разовом определении плотность суглинков составила 2,70 г/см³, пористость — 40%, коэффициент пористости — 0,660—0,709. Углы внутреннего трения 19°20' и 26°20'; сцепление соответственно 0,2 и 0,3·10⁵ Па. Суглинки сильнопросадочные, максимальное значение коэффициента относительной просадочности 0,173 (среднее 0,116). Высокая просадочность обусловлена высокой засоленностью. Сумма водорастворимых солей 4%, а на солончаках 5—12%. При замачивании происходит повышенная деформация грунтов (табл. 22).

Преобладают легкие и тяжелые разности супесей мощностью 1,0—2,5 м. Плотность супесей 2,67 г/см³, объемная масса 1,53 г/см³ при

Таблица 22

Состав и физико-механические свойства суглинков геолого-генетического комплекса делювиально-пролювиальных четвертичных отложений по трассе Кунград—Бейнеу («Мосгипротранс»)

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Гранулометрический состав. Содержание частиц, %:				
глинистые (менее 0,002 мм)	70	8,0 —16,0	12,49	17,6
пылеватые	70	21,6 —60,0	44,87	17,5
песчаные	70	27,2 —67—2	32,18	16,8
гравелистые	70	0,6 —6	—	—
Естественная влажность, %	29	6,1 —26,8	15,97	7,35
Нижний предел пластичности, %	69	13,20—22,8	17,48	2,98
Число пластичности	69	7,2 —11,6	8,4	2,26

уплотнении 1,36 г/см³, при естественной влажности 1,59 г/см³; угол естественного откоса: сухой — 35°30', под водой — 26°. Коэффициент фильтрации 0,305 м/сут.

Глины характеризуются плотностью 2,75 г/см³, объемной массой 1,99 г/см³, пористостью 41,4%, коэффициентом пористости 0,708 (табл. 23).

Таблица 23

Гранулометрический состав и физико-механические свойства глин геолого-генетического комплекса четвертичных делювиально-пролювиальных отложений по трассе железной дороги Кунград—Бейнеу («Мосгипротранс»)

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Гранулометрический состав. Содержание фракций, %:				
глинистые (менее 0,002 мм)	6	31,2 —60,8	39,61	11,2
пылеватые	6	29,64—51,48	41,32	9,6
песчаные	6	9,5 —37,6	20,07	11,0
Естественная влажность, %	9	14,8 —37,50	24,63	6,2
Предел пластичности, %	10	13,6 —29,6	22,50	5,0
Число пластичности	10	17,2 —40,0	23,18	6,75
Показатель консистенции	9	0 —0,43	0,13	—

Глины, покрывающие с поверхности такыры, характеризуются несколько иными инженерно-геологическими свойствами. Общая мощность их 3—5 м, а толщина сугубо глинистой поверхностной корки 10—20 см. Содержание глинистых и пылеватых фракций размером менее 0,01 мм — 87—92%. На отдельных такырах объемная масса глин при естественной влажности изменяется от 1,89 до 2,03 г/см³, плотность — от 2,62 до 2,70 г/см³; пористость невелика и составляет 27—35%. В сухие сезоны года верхние горизонты (до 5 см) такырных глин характеризуются естественной влажностью, не превышающей 2—3%. Ниже по разрезу влажность увеличивается до 5—8, достигая максимума 10—12% на глубине 30—50 м. Более глубокие горизонты характеризуются уменьшением естественной влажности до 3—4%. При выпадении атмосферных осадков изменение значений влажности наблюдается лишь в верхних горизонтах отложений. Максимальные значения ее — до 28—

40% — в этот период отмечаются в первом 10-сантиметровом интервале разреза.

Обводненность делювиально-пролювиальных отложений весьма неравномерна и в большинстве случаев связана с водоносными горизонтами подстилающих пород. Уровень грунтовых вод от 0,2 до 1—3 м. Воды высокоминерализованные с сухим остатком свыше 30, реже 200—314 г/л; хлоридно-натриевого состава с повышенным содержанием фтора (до 3 г/л).

Геолого-генетический комплекс четвертичных коллювиальных отложений широко развит вдоль чинков Устюрта и северного обрыва Красноводского плато в пределах развития оползней, осыпей и на склонах горных возвышенностей. Состоит из сильно перемятых и раздробленных глинистых и карбонатных пород или монолитных блоков из тех же пород, нередко достигающих в объеме многих тысяч кубических метров. Они обводнены. Источником питания являются атмосферные осадки, которые аккумулируются в оползневых блоках. Наибольшее количество воды поступает в оползневую зону за счет таяния снега, собирающегося под чинком в зимнее время.

Водообильность родников и колодцев незначительная. Максимальный дебит родников достигает 0,1—0,2 л/с. Столб воды в колодцах равен 0,25—0,30 м. Воды пресные, общая минерализация 0,8—2 г/л, жесткость вод не превышает 6,5 мг-экв. По химическому составу воды коллювия хлоридно-сульфатно-натриевые.

Геолого-генетический комплекс четвертичных эоловых отложений распространен по побережьям Каспия и Арала, где слатает крупные песчаные массивы: Чимамельдук, Баскудук, Саускан, Бостанкум, Тюссу, Тышканкум, Бурма, Карынжарык и др. Пески преимущественно кварцевые мелкозернистые, реже среднезернистые мощностью от 3 до 100 м. По периферии массивов пески пылеватые с включением мелких известняковых оолитов, слабо закреплены растительностью (табл. 24).

Таблица 24

Состав и физико-механические свойства песков геолого-генетического комплекса нерасчлененных четвертичных эоловых отложений. Месторождение «Акмол» по трассе железной дороги Кунград—Бейнеу

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Гранулометрический состав. Содержание фракций, %:				
пылеватые 0,10—0,05 мм	10	17,7 — 27,9	22,7	1,18
песчаные 0,05—0,25 мм	10	1,8 — 4,7	3,5	1,43
песчаные 0,25—0,10 мм	10	70,3 — 77,9	73,9	1,20
Объемная масса, г/см ³ :				
рыхлого сложения	10	1,41— 1,45	1,43	0,46
плотного сложения	10	1,62— 1,69	1,64	0,85
Коэффициент фильтрации, м/сут				
рыхлого сложения	10	7,26—14,12	10,95	2,33
плотного сложения	10	4,89— 8,76	6,75	1,23
Угол естественного откоса в воздухе, ° . . .	10	30—31°30'	30	—
Угол естественного откоса под водой, ° . . .	10	29—30°30'	30	—

Степень засоленности песков по содержанию в них хлора и плотному остатку — средняя (согласно классификации СоюзНИИ, разра-

ботанной для среднеазиатских условий). Среднее количество хлора 0,75 мг-экв, а плотный остаток равен 0,261 г/л (по 6 определениям на участке месторождения Сынгырлау).

В пределах песчаных массивов Сауслан, Тюесу и других водообильность песков увеличивается в направлении на северо-восток, K_{ϕ} изменяется от 1,7 до 5,6 м/сут. Наиболее обводнен массив Тюесу (мощность горизонта 10—15 м). Глубина залегания грунтовых вод от 1 до 10 м. Дебиты колодцев до 0,5 л/с, скважин 0,5—0,8, редко 3—4 л/с. Минерализация воды 1—3 г/л.

В массиве Баскудук, где мощность песков от 40 до 80 м, глубина залегания грунтовых вод от 1 до 18 м. Дебиты скважин 1—1,2 л/с при понижениях соответственно 2,5—7,5 м. Минерализация воды от 0,3 до 10 г/л, причем воды с минерализацией до 10 г/л вскрываются только в пределах северной окраинной части песчаного массива. В пределах региона распространены также песчаные массивы почти полностью безводные, например Сапгиркум и ряд мелких вдоль прибрежной полосы Каспийского моря.

Современные геологические процессы и явления

Многообразие форм рельефа, сложность геолого-гидрогеологических условий, суровые климатические особенности и хозяйственная деятельность человека способствуют интенсивному проявлению современных геологических процессов: карстообразования, оползневых явлений, такырообразования, засоления, выветривания, эоловых, селевых, эрозионных.

Карст получил повсеместное развитие на плато Устюрт в пределах степного Мангышлака, Уттагана и на Красноводском плато. Приурочен в основном к известнякам, гипсам и огипсованным породам терригенно-карбонатной формации верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Формы проявления карста самые разнообразные: долинообразные поля, котловины, колодцы, западины с такыровидными поверхностями и задернованными воронками. Наиболее типичные поля наблюдаются в Жетыбай-Узеньском районе, севернее пос. Фетисово, в центральной и юго-восточной частях Устюрта, где они протягиваются на 8—10 км при глубине от 3—5 до 10 м и вытянуты в юго-западном направлении.

Оползни развиты в чинках Устюрта и Красноводского плато, в бортах бессточных впадин и вдоль морского побережья. Наблюдаются древние и современные проявления оползней. Древние оползни, датируемые как апшерон-акчагыльские, широко распространены на уровне моря по юго-восточному чинку Устюрта и восточному берегу зал. Кара-Богаз-Гол на обращенном к Узбою южном чинке Челюнгкыра. Оползни блокового типа. Длина отдельных блоков 200 м и более, ширина по склону до 5 м. В оползнение вовлечены сильно загипсованные мергели (мощностью до 35 м), глины с прослоями песчаника (мощностью 10—40 м) и гипса (2—3 м) тортоновского яруса неогена; сарматские известняки (мощностью 50—60 м) с незначительными (до 1 м) прослоями мергелей и покрывающие эти породы маломощные (до 2 м) четвертичные образования. Глины плотные, вязкие, очень жирные на ощупь, являются выдержашными водоупорными породами в пределах всего Устюрта.

Максимальное развитие оползней наблюдается в районе мыса Актумсук, где их ширина составляет 1,5—3 км. Оползни эти также блокового и ступенчатого типа со стенками осыва, достигающими 40 м.

Насчитывается до четырех сильно нарушенных ступеней шириной 200—400 м. В верхней части описываемых оползней наблюдаются новые заколы трещин шириной до 15 см с амплитудой смещения 0,05—1,5 м и протяженностью до 3 м. Свежие (еще не заросшие растительностью) оползневые трещины нередко пересекают колесо дороги. Современные оползни развиты преимущественно на крыльях положительных структур (Актумсук, Кабалтай и др.), имеют высокое гипсометрическое положение. В районе восточного борта впадины Карагие отчетливо прослеживаются оползневые террасы и цирки. Разрывы между отдельными блоками до 10—15 м.

Смещения типа плоскостного смыва на склонах широко развиты в пределах Мангышлака, в причинковой зоне Устюрта и Красноводского плато. Процессы выветривания в сочетании с осадками, особенно ливневого типа, способствуют интенсивному смыву рыхлого супесчано-суглинистого покровного материала со склонов возвышенностей и чинковых уступов незначительной мощности (до 0,2—0,5 м).

Такры распространены в пределах суглинистых и солончаковых равнин бессточных впадин на абсолютных отметках не выше 190—200 м и не ниже 90—100 м. Такры довольно широким поясом окаймляют склоны увалов и Актумсук на Устюрте, но наибольшее развитие получают в пределах впадин Барсакельмес, Ассакеаудан, Качикальмамбет, Уру (Северный), Бслеули, Сарытакыр, Баймин, Кульмагамбеткуль и др. Большая часть такры имеет площадь 1—3, реже 5 км², а на Южном Устюрте 0,5—1 км². Такры Северного Устюрта чаще всего округлой правильной формы, иногда изометричны и обычно разобщены. Такры Южного Устюрта имеют в большинстве случаев неправильную форму, очень редко ориентированы по общему уклону поверхности, почти равномерно и с большой плотностью распределены по площади. Повсеместно такры изолированы друг от друга, а отдельные по руслам временных водотоков взаимно связаны (и зачастую имеют общую водосборную площадь за своими пределами), образуя так называемые «такрыные системы». Суммарная площадь, занятая такрыми в пределах только Каракалпакского Устюрта, составляет более 1700 км².

Происходит дальнейший рост отдельных такры как по площади, так и по мощности накопления рыхлого покрова. Однако современный процесс такрыобразования по своим темпам значительно уступает первоначальным стадиям его формирования. Одновременно в ряде мест отмечается стабилизация роста такрыных понижений; такры зарастают, теряя свои водосборные свойства.

Засоление — один из наиболее неблагоприятных геологических процессов, проявляющийся почти на всей территории региона. Высокая степень засоленности почвогрунтов обуславливает их высокую коррозийность. Следует отметить, что металлические, в частности железные конструкции, непосредственно соприкасающиеся с грунтом, уже в течение одного года могут приходить в полную негодность, т. е. почти нацело разрушаться ржавчиной. Наглядным примером высокой коррозийности супесчаных отложений (геолого-генетического комплекса) хвалынского и поволжского возрастов является разрушение рельсового пути узкоколейной железной дороги, проложенной от угольных шахт, в районе пос. Таучик до порта Сарыташ (плато Мангышлак). Эта узкоколейка, построенная в годы Великой Отечественной войны для подвозки каменного угля к порту, в настоящее время пришла в полную негодность в результате коррозии рельс. Характерно, что на участках отсутствия непосредственного соприкосновения рельс с грун-

том сохранность их удовлетворительная. Там же, где сверху лежит хотя бы небольшой слой земли, они до основания изъедены ржавчиной и легко разрушаются даже от легкого постукивания молотком.

Выветривание наиболее интенсивно проявляется в горной части Мангышлака, чинковых уступах побережья Аральского и Каспийского морей, бессточных впадин, на Устюрте, Красноводском плато, Туаркыре. Температурные колебания в сочетании с физико-механическими процессами приводят к нарушению монолитности пород, их растрескиванию и нередко отчленению от массива (рис. 14). При этом на горных

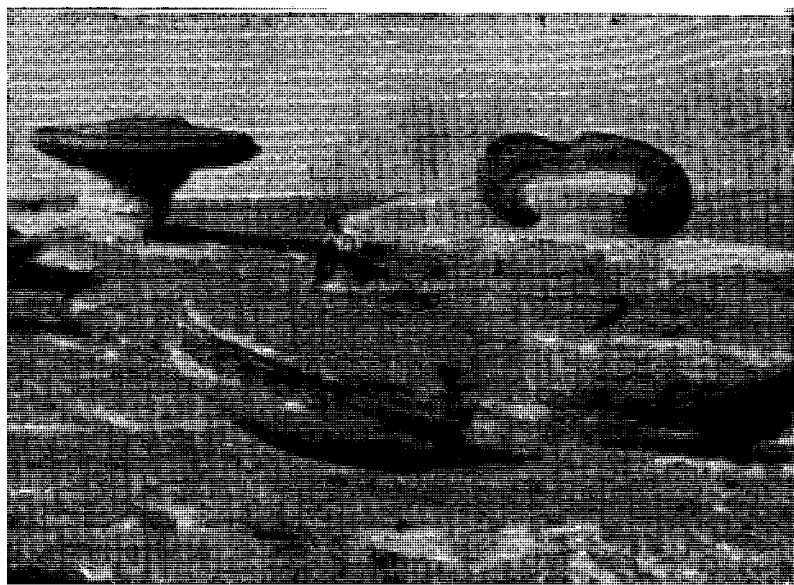


Рис. 14. Формы выветривания (Мангышлак). Фото А. С. Бочкарева

склонах и в уступах чинков образуется грубообломочный материал, который под влиянием гравитационных сил перемещается вниз по склонам или накапливается у подножия чинковых уступов. Выветривание скальных и полускальных пород приводит к значительным изменениям их физико-механических свойств, к увеличению трещиноватости и снижению механической прочности, к образованию делювиальных, пролювиальных и других накоплений. Выветривание глинистых пород мела и палеогена приводит к образованию пухляков в местах выходов этих пород на поверхность.

Эоловые процессы. Сухость климата, интенсивные ветры, наличие мелкозернистого покрова и слабое развитие растительности создают весьма благоприятные условия для развевания и переотложения пыловато-песчаного материала. Области наиболее широкого развития этих процессов располагаются в пределах распространения эоловых песчаных массивов. Преобладающими формами накопления эолового материала являются преимущественно строго выдержанные системы параллельных друг другу гряд, осложненных барханами и бутрами. Местами песчаные массивы представлены сложным сочетанием песчаных форм рельефа. В центре песчаных массивов отмечаются участки перевеваемых песков с общим направлением перемещения: азимут от 180 до 205°. При этом на вершинах основных гряд и барханов образуются

небольшие (до 1—1,5 м высотой) барханы, ориентировка которых все время меняется и полностью зависит от направления однодневных ветров. Наличие этих небольших барханов позволяет судить о достаточно высокой динамичности процесса дефляции. Котловины выдувания, ветровая рябь, песчаные пребешки являются распространенными и типичными формами микрорельефа участков развития перевеваемых песков. Углы склонов на незакрепленных барханах составляют до 32—34° с подветренной стороны и 10—12° с наветренной. Пески отличаются высокой степенью сортировки. В результате деятельности ветра в пределах чинковых уступов почти повсеместно можно встретить ячеи и ниши иногда значительных размеров.

Сели наблюдались А. С. Бочкаревым летом 1956 г. в горах у пос. Сарыташ. Следы прохождения селя отмечались также вдоль морского побережья в районе пос. Саур. Селевые явления были обусловлены ливневыми дождями высокой интенсивности. Наиболее характерное прохождение селя было отмечено по руслу временного водотока в районе мопильника Шахбогата, где вскоре после начала ливня русло стало быстро заполняться водой и уже через полчаса здесь проходил бурный поток, интенсивно размывающий рыхлообломочный материал в бортах. Движение потока носило четко выраженный волнообразный характер. Высота отдельных валов достигала 2 м. Обломки известняково-мергелистых пород размером не более 50—60 см в поперечнике составляли основной материал селя. Ввиду небольшой площади водосборов и относительно малых уклонов продольных русел прохождение селей по ним обычно прекращается сразу же после окончания дождей. При этом расходы потоков резко падают.

Эрозия наиболее интенсивно развита в пределах горного Мангышлака, в припиктовой зоне Устюрта и Красноводского плато и является одним из основных морфогенетических факторов формирования рельефа.

Инженерно-геологические условия на большей части региона сложные. Ограничивают освоение его территории районы распространения золотых песков и площади развития соленосных пород. В горах инженерно-геологические условия осложняются сейсмичностью, составляющей 5 баллов в районе Капланкыра и 8—9 баллов в Красноводском районе и на Мангышлаке.

Изученность геологических процессов весьма слабая. Поэтому на первом этапе рекомендуется площадная оценка территории региона по определению его пораженности современными геологическими явлениями (особенно карстом и оползневыми на Устюрте, Красноводском полуострове и селевыми на Мангышлаке) и выработка рекомендаций для их предотвращения. Особое внимание исследователей должно быть направлено на изучение инженерно-геологических свойств пород, процессов засоления почвогрунтов и агрессивности грунтовых вод.

ГЛАВА 8

ЧУ-САРЫСУЙСКИЙ РЕГИОН

Чу-Сарысуйский регион приурочен к одноименной впадине типа синеклизы, ориентированной в северо-западном направлении. Территория Чу-Сарысуйской впадины относится к Джамбульской, Чимкентской,

Кзылординской и Карагандинской областям Казахской ССР и частично к Киргизской ССР.

Поверхность Чу-Сарысу́йской впадины представляет собой аккумулятивную равнину с абсолютными высотами поверхности от 800—1000 м и более на юге и в предгорьях Киргизского хребта до 120 м на северо-западе в устьевой части долины р. Чу. Предгорный шлейф здесь образован слившимися конусами выноса многочисленных горных речек и ручьев, спускающихся со склонов гор Каратау, Киргизского хребта и Чу-Илийских гор. Поверхность шлейфа представляет собой покатую равнину, наклоненную от гор в сторону центральной части впадины, с абсолютными отметками от 800—1000 до 640—680 м. Вблизи гор поверхность равнины осложнена многочисленными сухими руслами и глубокими (до 3—5 м) промоинами.

В долинах Чу, Таласа, Сарысу и Ассы выделяются пойма, первая, вторая и третья надпойменные террасы. К северу от долины Чу расположено плато Бетпак-Дала, представляющее собой почти идеально выравненную поверхность (с абсолютными отметками 130—300 м), обрывающуюся к западу и югу резкими уступами (чинками). Севернее и западнее плато протягивается плоская равнина, в пределах которой протекает р. Сарысу.

Климат региона засушливый пустынный и полупустынный с малым количеством атмосферных осадков и высоким дефицитом влажности воздуха. Лето здесь жаркое, зима умеренно холодная, мягкая. Усиленная деятельность ветра часто сопровождается пыльными бурями, вызывающими эрозию почв.

Инженерно-геологическая характеристика пород

В геологическом разрезе Чу-Сарысу́йского региона выделяется два структурных этажа: нижний допалеозойский складчатый и верхний мезокайнозойский осадочный чехол.

Нижний структурный этаж представлен вулканогенными и метаморфическими формациями от архея до карбона общей мощностью несколько километров и терригенно-соленосными формациями пермского возраста. Они имеют незначительные площади распространения на поверхности и недостаточно изучены в инженерно-геологическом отношении.

Верхний мезокайнозойский структурный этаж начинается терригенно-угленосной формацией юрского возраста, которая вскрыта скважинами в южной части впадины: она представлена ритмичным чередованием конгломератов, песчаников, аргиллитов с включениями многочисленных горизонтов бурого угля.

Верхнемеловые осадки представлены нижнетерригенной (сеноман-турон) и верхнетерригенной (сенон) формациями. Отложения нижнетерригенной формации вскрыты на плато Бетпак-Дала на глубинах ниже 100 м. В нижней части разреза они представлены переслаиванием желто-серых плотных глин и разнородных кварцевых слабо сцементированных песчаников и песков, алевролитов и гравелитов, в верхней части — песками с прослоями галечников, конгломератов, гравийников, алевролитов и глин. Характерно общее увеличение крупности обломочного материала в сторону хр. Каратау. Общая мощность пород изменяется от 80—160 м на западе до нескольких метров на востоке и северо-востоке.

Верхнетерригенная формация сепона представлена песчано-галечными отложениями, песками и глинами. Песчано-галечные отложения состоят из разнозернистых песков, гравийных песков и галечников с редкими прослоями алевролитов и песчаных глин, песчаников и конгломератов. В составе конгломератов хорошо окатанная галька кварца и кремнистых пород. Иногда среди галек имеются валуны (4—6%), заполнитель песчаный и гравийно-песчаный. Пески серые, розовато-серые и белые, иногда записованные, в их минеральном составе преобладают кварц и кремнистые породы, реже встречаются полевые шпаты, эффузивы и др. Среднее содержание галечной фракции в песках достигает местами 12,5%, гравийной — 22%, фракции 2—0,2 мм — 37%, фракции менее 0,2 мм — 28,5%. Глины и алевролиты в основном пестрой окраски, песчанистые, сильно записованы, гидро-слиудные, бейделитовые, местами содержат включения гальки и гравия. Породы верхнетерригенной формации обводнены. Глубина залегания грунтовых вод на участках выхода на дневную поверхность изменяется от 1 до 20 м и более. Пьезометрические уровни напорных вод устанавливаются на глубинах от 6 до 20 м ниже поверхности земли. Воды с минерализацией от 2,4 до 4,0 г/л преимущественно хлоридные натриевые. При глубинах больше 20 м температура подземных вод достигает 50° и более.

Карбонатно-терригенная морская формация палеоцена — нижнего олигоцена. Представлена глинистыми и песчаными отложениями, соответствующими фациям прибрежно-морской и мелкого моря. Глины имеют серые, зеленовато-серые, кирпично-красные и шоколадные тона, чаще всего неслоистые, в низах разреза алевролитистые. Местами содержат прослои и линзы кварцево-слиудистых песков и рыхлых песчаников, конгломератов и гравелитов мощностью от 0,5 до 8 м. Иногда отмечаются многочисленные включения сидерита и зерен глаукогонита. Глины монтмориллонитовые, за исключением глин верхнего эоцена (чеганская свита), в составе которых преобладает бейделлит. В верхах разреза глины содержат обильный алевролитистый материал (до 18—20%). Общая мощность глин до 300 м.

Глины терригенно-карбонатной формации безводны и представляют собой региональный водоупор.

Пески мелко- и среднезернистые, преимущественно кварцевого, реже полимиктового состава. Содержание кварца в них достигает 80—90%, полевых шпатов — 4—20% и слюды — 1—3%. Гравий и галька, содержащиеся в виде примеси в песках (до 10—20%), представлены окатанными обломками кварца и кремнистых пород. Физико-механические свойства грунтов практически не изучались.

Породы карбонатно-терригенной формации содержат подземные воды. Водоносны прослои песков, рыхлых песчаников и конгломератов мощностью от 1—2 до 20—40 м, глубина залегания подземных вод от нескольких метров до 300—600 м в юго-западной части впадины. Пески и песчаники, залегающие на больших глубинах, содержат напорные воды. Близкое залегание подземных вод в отдельных дефляционных впадинах и озерных котловинах способствует образованию солончаков и соров. Минерализация подземных вод изменяется от 1 до 2—3 г/л, реже достигает 10 г/л. Воды обычно хлоридные натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые, местами гидрокарбонатные и натриевые.

Верхняя пестроцветная терригенная формация среднего олигоцена — плиоцена, представленная мощной толщей континентальных осадков (свыше 500 м), отложившаяся начиная

с середины олигоцена до середины плиоцена¹. Отложения формации распространены повсеместно. Преобладают глинисто- и карбонатно-глинистые осадки лагун и застойных озерных бассейнов с повышенной соленостью и песчано-гравийно-галечниковыми осадками рек и озер.

Глинистые и карбонатно-глинистые отложения представлены красноватыми, реже зеленоватыми и пестрыми глинами и алевролитами с включением зерен кварца, реже микроклина и кислого плагиоклаза. Обычно они отличаются высокой карбонатностью и загипсованностью. Местами на смену глинам и алевролитам приходят мергели и глинистые или песчаные известняки серой окраски. Как те, так и другие содержат прослои и линзы кварцевых песков и железистых песчаников, реже алевролитов и гравелитов. Глины по составу гидрослюдистые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые со значительным содержанием песчаных и алевролитовых частиц. Содержание в глинах фракции — 0,01 мм изменяется от 75,1 до 86,5%. Алевролитистые разности глин содержат алевролитовые фракции в количестве 28—53,6%, глинистые — от 37,1 до 71%. Глины верхней части формации характеризуются мелкокомковатой текстурой, в результате чего при легком ударе молотком они рассыпаются на остроугольные комочки размером 0,5—1,0 мм.

Физико-механические свойства глин практически не изучались. Имеются лишь отрывочные сведения по глинам средней части формации, которые характеризуются высокой пористостью (39,5—42,5%) и незначительной естественной влажностью. Плотность 2,6—2,7, объемная масса от 1,6 до 1,8 г/см³. Пески и песчаники, образующие прослои в глинах, преимущественно мелкозернистые, реже разномзернистые, кварцевого состава с примесью кремнистых пород, полевых шпатов и слюды.

Подземные воды приурочены к линзам и прослоям песков мощностью от 5 до 20 м. Глубина залегания грунтовых вод в предгорьях Каратау, на участках выхода отложений на дневную поверхность, изменяется от 0,7 до 20—36 м, в осевой части впадины до 230 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 1,5—48 м от поверхности земли. Реже воды самоизливаются, и уровень превышает устье скважины на 13 м и более.

Минерализация подземных вод изменяется в больших пределах — от 0,8 до 93 г/л. Состав вод преимущественно хлоридно-сульфатный кальциево-натриевый. Воды агрессивные по отношению к бетону. Отложения представлены обычно галечниками и гравийниками, разномзернистыми песками светло-серой и зеленовато-серой окраски, пореходящими местами в конгломераты, и песчаниками на карбонатном и железисто-карбонатном цементе. Иногда в них заключены прослои пестроцветных глин и алевролитов.

Четвертичные отложения в пределах впадин распространены широко и представлены несколькими геолого-генетическими комплексами.

Породы геолого-генетического комплекса плейстоценовых аллювиальных отложений слагают третьи надпойменные террасы рек Чу, Ассы, Сарысу и Талас. В их составе преобладают желтовато-серые и розовато-серые мелко- и среднезернистые полимиктовые пески, местами содержащие примесь гравия (до 10%) и линзы песчаников на карбонатно-глинистом цементе. Общая мощность песков составляет в долине Чу и Таласа 40—70 м. В западной части региона, ниже слияния рек Чу и Сарысу, аналогичные

¹ Верхние плиоценовые отложения также относятся к данной формации. Она имеет спорадическое распространение и на большей части территории отсутствует.

пески перекрыты серыми песчанистыми глинами. Аллювий вложен здесь в глубокие (до 50 м) эрозионные ложбины, выработанные в отложениях олигоцена и верхнего плиоцена. Мощность аллювия не превышает 13—18 м. По гранулометрическому составу среди них преобладают пески мелкозернистые, алевролиты и алевроциты. По своему происхождению это в основном автохтонные образования, формирующиеся за счет переевения аллювиальных отложений на месте их залегания. Пески в большинстве случаев закреплены растительностью и слабо переувлажнены. Широкие межрядовые понижения покрыты с поверхности суглинистыми и глинистыми образованиями незначительной мощности. Во многих случаях они заняты обширными такырами.

В составе песков преобладают фракции 0,2—0,05 мм (69—90%). Коэффициент фильтрации изменяется от 1,5 до 6 м/сут. Физико-механические свойства песков характеризуются следующими показателями: плотность 2,6 г/см³, объемная масса 1,5—1,8 г/см³, пористость 42,0%. Угол внутреннего трения составляет 27°. Алевроциты обладают некоторыми свойствами типичных лессов. Микропористость и столбчатая отдельность прослеживаются даже в крупных обнажениях высотой до 12—15 м. Гранулометрический состав алевроцитов представлен в основном фракциями 0,05—0,01 мм — 51,9% и 0,01—0,002 мм — 26,2%. Глинистая фракция не превышает 9%. Коэффициент фильтрации песков изменяется от 1—3 до 6—10 м/сут, редко достигает 20 м/сут.

Грунтовые воды залегают на различных глубинах в зависимости от рельефа поверхности. В межбугристых и межрядовых понижениях северо-западной части террасы глубина их 35—70 м, в юго-восточной — от 7 до 100 м. Обводнены в основном песчаные разности аллювия, а также залегающие на них золотые пески.

Геолого-генетический комплекс среднечетвертичных аллювиальных отложений составляет вторую надпойменную террасу рек Чу, Сарысу, а также вторую и третью террасы рек Талас и Ассы. В долинах двух первых рек комплекс представлен толщей (50—60 м) желтовато-серых полимиктовых песков с прослоями гравелитов и карбонатных глин. В небольших останцах второй и третьей надпойменных террас рек Талас и Ассы он сложен гравийно-галечниковыми отложениями с прослоями песков и суглинков. Пески выше рассмотренного комплекса в долинах рек Чу и Сарысу подвергались переувлажнению на глубину 10—12 м. Данных о физико-механических свойствах нет. Коэффициенты фильтрации тонко- и мелкозернистых песков 1—9 м/сут, а среднезернистых 10—30 м/сут.

Грунтовые воды содержатся как в аллювиальных отложениях, так и перекрывающих их золотых песках. Глубина залегания грунтовых вод в межбугристых понижениях от 1—3 до 5—10 м, под песчаными буграми увеличивается до 20—40 м. В период высокого стояния уровня грунтовых вод в пониженных участках рельефа образуются озера с пресной водой довольно значительных размеров. Минерализация грунтовых вод в большинстве случаев 1—3 г/л при сульфатном кальциевом составе. Лишь в крайней юго-восточной части региона минерализация уменьшается до 0,3—0,8 г/л, и воды приобретают сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав. При повышенной минерализации воды обладают сульфатной агрессивностью к обычным цементам.

В долинах рек Талас и Ассы пески мелко- и среднезернистые, в отдельных прослоях содержат включения гравия и гальки (до 20%). По данным единичных определений плотность песков в среднем составляет 2,66, объемная масса — от 1,46 до 1,64 г/см³. Угол естественного

откоса под водой не превышает 17—19°, в нормальных условиях увеличивается до 22—27°. Коэффициент фильтрации песков изменяется от 1, до 3 м/сут. Пески слабо засолены, тип засоления сульфатно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный.

Суглинки тяжелые. Преобладают пылеватые (42,5%) и глинистые (29,5%) фракции. Включения гравия местами достигают 8,4%. Коэффициент фильтрации по результатам опытных наливов составляет 0,1—0,4 м/сут. Физико-механические свойства суглинков изучены очень ограниченным количеством определений (3—4)¹. Засоленность грунтов слабая — плотный остаток меньше 0,3%. Тип засоления сульфатно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный.

Супеси изучены слабо. По результатам единичных лабораторных определений плотность супесей 2,6—2,7 г/см³, угол внутреннего трения 24—25°. Сцепление грунтов характеризуется величинами $0,1 \div 0,15 \times 10^5$ Па. Грунты слабо засолены, тип засоления гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный, реже хлоридный. Коэффициенты фильтрации, по данным наливов, 0,5—0,9 м/сут.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных-современных аллювиальных отложений. Слагает поймы и первые надпойменные террасы рек Чу, Сарысу, Таласа и Ассы. В долине р. Чу комплекс сложен внизу разнотеррасными песками (6—23 м), местами с гравием и мелкой галькой. Выше они переходят в алевриты с прослоями мелкозернистых хорошо отсортированных песков. Суммарная мощность аллювия составляет 85—100 м. В строении аллювия р. Сарысу преобладают в нижней части разреза песчано-гравийные осадки, в верхней — суглинки мощностью 2—4 м. Ниже по течению реки пески исчезают и мощность аллювия резко сокращается, но затем в районе с. Тасты снова появляются пески и алевриты мощностью до 10—12 м (табл. 25).

Гравийно-галечные отложения, развитые по долинам рек Таласа и Ассы, достигают мощности более 100 м. Гранулометрический состав их характеризуется преобладанием гравелистых частиц (до 61—77%). Пылеватые и глинистые фракции в составе заполнителя не превышают 5,5%, на глубине более 10 м увеличиваются до 17,2%. В основном заполнителем является песок от мелко- до крупнозернистого, образующий иногда прослой в составе гравийно-галечных отложений. Коэффициент фильтрации в зависимости от состава заполнителя изменяется от 1,3 до 4,69 м/сут.

Пески преимущественно мелко- и среднетеррасные с включением гравия до 20% и более. Глинистая фракция в них составляет 0,3—15,8%. Коэффициент фильтрации по результатам лабораторных определений составляет 1,01—2,8 м/сут. Засоленность песков в основном слабая, плотный остаток обычно не превышает 0,3%. Отложения сильно засолены и характеризуются хлоридным и сульфатно-хлоридным типом засоления. Соответственно грунтовые воды в них приобретают сульфатную агрессивность к бетону.

Супеси образуют прослой мощностью 1—4 м. По гранулометрическому составу супеси пылеватые тяжелые. Содержание песчаных частиц в них по данным единичных определений составляет 43,9—50,3%, гравия и гальки — до 20%. Породы недоуплотненные, среднепросадочные. Величина набухания составляет 2,25%. Скорость размокания до 3 мин. В интервале 0—3 м супеси характеризуются средней засоле-

¹ Естественная влажность 26,8%, число пластичности 20,4, объемная масса 1,5 г/см³, плотность 2,7 г/см³, пористость 49%.

**Физико-механические свойства верхнечетвертичных-современных
аллювиальных отложений р. Чу**

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Пески				
Естественная влажность, %	13	1,71—30,60	11,69	11,09
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	13	1,37— 1,95	1,64	0,192
Объемная масса скелета, г/см ³	13	1,33— 1,70	1,51	0,105
Плотность, г/см ³	13	2,66— 2,71	2,68	0,0142
Пористость, %	13	36,40—50,30	44,32	4,005
Суглинки				
Естественная влажность, %	153	1,50—40,50	17,49	8,12
Верхний предел пластичности, %	23	19,0 —35,0	26,17	4,01
Число пластичности	139	8,7 —17,18	9,83	2,74
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	141	1,38— 2,16	1,76	0,18
Объемная масса скелета, г/см ³	136	1,15— 1,85	1,50	0,14
Плотность, г/см ³	136	2,68— 2,78	2,72	0,017
Пористость, %	135	32,48—57,60	44,63	5,39
Сцепление, 10 ⁵ Па	11	0,05— 0,92	0,41	
Угол внутреннего трения, °	15	18 —30	24°04	3,15
Модуль деформации, 10 ⁵ Па	44	10—244,0	89,90	55,23
Коэффициент сжимаемости	23	0,0019—1,15	0,011	0,0085
Супеси				
Естественная влажность, %	95	2,0 —21,17	12,52	5,16
Верхний предел пластичности, %	22	19,0 —37,0	24,79	3,59
Число пластичности	86	1,0 — 7,0		
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	95	1,40— 2,12	0,83 1,83	3,99 0,19
Объемная масса скелета, г/см ³	91	1,22— 1,79	1,65	0,15
Плотность, г/см ³	91	2,66— 2,77	2,69	0,020
Пористость, %	84	26,83—53,70	38,83	5,62
Сцепление, 10 ⁵ Па	7	0,080 —1,700	0,861	
Коэффициент сжимаемости	16	0,0019 0,0229	0,0056	0,0043

ностью, тип засоления сульфатный. Широко распространены слабозасоленные разности с сульфатно-карбонатным и гидрокарбонатно-сульфатным типом засоления. С увеличением плотного остатка до 0,2—0,4 % увеличивается содержание хлоридов и сульфатов.

Суглинки составляют прослой в галечниках и песках мощностью от 1—3 до 10 м, а также образуют покров на поверхности поймы и первой надпойменной террасы. По гранулометрическому составу преобладают пылеватые и тяжелые суглинки с суммарным содержанием пылеватых и глинистых частиц до 70%. Суглинки находятся в недоуплотненном состоянии, по консистенции относятся к твердым. Коэффициент сжимаемости суглинков при нагрузках $1000 \div 3000 \cdot 10^5$ Па составляет $15 \div 12 \cdot 10^5$ Па, что характеризует их как среднесжимаемые. При замачивании грунтов возможны небольшие просадки. Коэффициент просадочности при нагрузке $3000 \cdot 10^5$ Па в среднем составляет 0,045. Величина набухания суглинков местами достигает 20—24,6%. Скорость размокания образцов грунта в лабораторных условиях 3—4 мин.

Степень засоления грунтов самая разнообразная — от незасоленных до сильнозасоленных, соответственно изменяется и тип засоления — от гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-сульфатного до хлоридного. С глубины 2—3 м наблюдается уменьшение засоленности грунтов.

Глины перекрывают грубообломочные разности аллювия или образуют прослои в них. В гранулометрическом составе преобладают пылеватые фракции (до 50% и более), содержание глинистых частиц не превышает 33,6—38%. Заметно увеличение песчаности глин с глубиной, содержание песчаных частиц на глубине 5—10 м увеличивается до 17,8%. Коэффициент сжимаемости глин при нагрузках $1 \div 3 \cdot 10^5$ Па для глубины 0—1 м составляет $4 \div 24 \cdot 10^5$ Па, для глубин 1—5 м соответственно $9 \div 39 \cdot 10^5$ Па, т. е. сжимаемость глин с глубиной увеличивается. Глины набухающие, величины набухания достигают 15,3—27%, при этом более высокие значения характерны для нижней части комплекса. С глубиной дефицит насыщения грунтов уменьшается, соответственно уменьшается и величина набухания при увлажнении естественной структуры. Коэффициент фильтрации глин при опытных наливах составлял 0,08—0,1 м/сут. Глины в интервале 0—3 м относятся к незасоленным и слабозасоленным (плотный остаток составляет 0,3—1,0%). Тип засоления гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный. Физико-механические свойства пород комплекса приведены в табл. 26.

Породы комплекса обводнены. Глубина залегания зеркала грунтовых вод от 1,3—5 (вблизи русла) до 10—20 м. В понижениях рельефа грунтовые воды выходят на поверхность, образуя обширные заболоченные площади (15—20 км²), — Гуляевские, Камкалинские разливы и др. Минерализация грунтовых вод не превышает 1,0 г/л, состав вод сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый. Вниз по долинам рек и при удалении от русла минерализация повышается до 1—3 г/л, и воды приобретают гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый состав. На участках неглубокого залегания грунтовых вод вследствие интенсивного испарения минерализация их достигает 20—60 г/л и более, а в составе вод преобладают хлориды и сульфаты. Местами отмечается сульфатная агрессивность по отношению к бетону. При инженерно-геологической оценке территории кроме агрессивности вод, обусловленной высоким содержанием сульфатов, необходимо учитывать близкое залегание уровня и особенности гранулометрического состава пород, приобретающих под влиянием нагрузки свойства плавучих.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных пролювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений слагает конусы выносов в предгорьях. Основную часть его составляют гравийно-галечные отложения, содержащие местами включения валунов до 10—20%. Размеры валунов достигают 35 см и более. Гравийно-галечная фракция составляет 50—70%. Заполнитель песчаный, супесчаный и суглинистый. В целом разрез аллювиально-пролювиальных отложений характеризуется большой невыдержанностью по простираию и по глубине и слабой отсортированностью материала. По данным опытных наливов в шурфы, коэффициенты фильтрации пород в зависимости от заполнителя изменяются от 4,55—4,74 до 6,8—7,1 м/сут. Грунты не засолены.

Пески представлены в основном мелкозернистыми фракциями (до 78%), местами содержат значительное количество гравия. Плотность песков по небольшому количеству определений составляет 2,68 г/см³, объемная масса — 1,58—1,6 г/см³, естественная влажность не выходит

**Физико-механические свойства пород геолого-генетического комплекса
верхнечетвертичных-современных аллювиальных отложений рек Таласа и Ассы**

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	s
Пески				
Естественная влажность, %	64	0,31—29,90	7,08	5,51
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	65	0,94—1,95	1,52	0,17
Объемная масса скелета, г/см ³	85	0,94—1,87	1,50	0,16
Плотность, г/см ³	73	2,20—2,78	2,62	0,14
Угол естественного откоса, °	33	26°—42°	31°44'	3,47
Супеси				
Естественная влажность, %	34	4,04—26,30	15,34	5,97
Верхний предел пластичности	23	18,0—40,0	24,97	5,31
Число пластичности	23	1,7—8,6	6,33	3,04
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	31	1,44—1,76	1,72	0,326
Объемная масса скелета, г/см ³	6	1,35—1,60	1,49	
Плотность, г/см ³	36	2,30—2,70	2,67	0,124
Пористость, %	12	38,40—50,10	44,10	3,75
Сцепление, 10 ⁵ Па	8	0,05—0,40	0,191	0,098
Угол внутреннего трения, °	8	17°—34°	23°54'	5,90
Угол естественного откоса, °	8	31°30'—39°	35°14'	
Коэффициент относительной просадочности		0,007—0,055	0,036	0,0156
Суглинки				
Естественная влажность, %	151	3,0—38,70	15,92	7,22
Верхний предел пластичности	139	18,0—42,0	28,74	4,80
Число пластичности	150	6,90—17,50	9,96	3,29
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	138	1,0—2,3	1,84	0,26
Объемная масса скелета, г/см ³	61	1,22—1,80	1,54	0,15
Плотность, г/см ³	157	2,30—2,78	2,71	0,07
Пористость, %	109	32,20—49,40	41,82	8,14
Сцепление, 10 ⁵ Па	26	0,05—1,36	0,33	0,36
Модуль деформации, 10 ⁶ Па	36	75,0—898,0	294,38	286,6
Глины				
Естественная влажность, %	34	2,74—32,2	18,84	6,91
Число пластичности	28	17,9—29,0	18,45	4,6
Объемная масса естественного сложения, г/см ³	31	1,52—2,15	1,90	0,22
Плотность, г/см ³	33	2,43—2,80	2,73	0,059

за пределы 14,93—18,33%. Угол естественного откоса в природных условиях составляет 28°49', под водой — 23°45'. Коэффициент фильтрации по лабораторным данным 0,37 м/сут, по результатам налива в шурфы — 2,68—2,88 м/сут. В интервале 0—1 м пески засолены, до 3 м появляются средnezасоленные разности. Тип засоления сульфатно-гидрокарбонатный.

Суглинки преобладают в верхней части разреза. Суглинки относятся к средним и пылеватым разностям, местами со значительными включениями гравия (до 10—15%). По своим физико-механическим свойствам (табл. 27) суглинки близки к лессовидным породам. Они

Физико-механические свойства геолого-генетического комплекса нерасчлененных четвертичных пролювиальных и аллювиальных отложений

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Суглинки				
Естественная влажность, %	109	3,30—33,90	17,19	5,07
Число пластичности	85	7,0 —16,7	10,0	2,62
Объемная масса скелета, г/см ³	72	1,27— 1,85	1,61	0,13
Плотность, г/см ³	104	2,68— 2,78	2,72	0,02
Пористость, %	105	23,86—53,0	38,51	5,26

также отличаются высокой пористостью и карбонатностью, что обуславливает слабые структурные связи в грунтах. Естественная влажность грунтов с глубиной заметно возрастает. Грунты недоуплотненные, в естественном и водонасыщенном состоянии характеризуются сжимаемостью $0,01 \div 0,012 \cdot 10^5$ Па. Модуль деформации суглинков изменяется от $20 \div 195 \cdot 10^5$ Па (в среднем $53,8 \cdot 10^5$ Па). По коэффициенту просадочности породы среднеспросадочные. При удалении от гор просадочные свойства грунтов значительно возрастают. На глубине более 1 м грунты становятся пластичными. Коэффициент фильтрации суглинков по лабораторным определениям составляет 0,1–0,45 м/сут. До глубины 3 м суглинки не засолены.

Супеси по гранулометрическому составу относятся к тяжелым пылеватым. Содержание гравия местами достигает в них 37% и более. Коэффициент фильтрации от 0,03 до 0,5—1 м/сут. Физико-механические свойства супесей почти не изучены. Имеются отрывочные данные по естественной влажности — 20,2—28,9%, объемной массе — 1,81 г/см³ и коэффициенту пористости — 0,0735—0,891. Плотный остаток в водных вытяжках из супесей не превышает 0,3%, ниже, на глубине 3 м, супеси становятся более засоленными; тип засоления гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный, с увеличением плотного остатка переходит в сульфатный.

Подземные воды приурочены к галечникам и гравийно-галечникам и залегают на глубинах от 80—100 м в верхней части конусов выноса и до 0—5 в их периферической части, где происходит выклинивание подземных вод на дневную поверхность. В результате выклинивания подземных вод образуются родники и небольшие реки типа Карасу. За зоной выклинивания воды вновь погружаются на глубину от 3—10 до 60 м. В верхней части предгорного шлейфа и в зоне выклинивания воды пресные с минерализацией 0,2—0,8 г/л, состав воды гидрокарбонатный кальциевый. В зоне погружения минерализация вод увеличивается до 2—3 г/л, они приобретают гидрокарбонатно-сульфатный магниевый-кальциевый-натриевый состав. В предгорьях Кендыктасских и Чу-Илийских гор аллювиально-пролювиальные отложения характеризуются меньшей водообильностью.

Современные геологические процессы

Наиболее распространенными современными геологическими процессами являются эрозия, дефляция, затопление, заболачивание и засоление.

Эрозия. В предгорной зоне в связи с большой контрастностью высот и наличием на поверхности равнины легко размываемых супесчано-суглинистых отложений широко развита линейная эрозия, проявляющаяся в виде образования логов с сухими руслами и оврагов. Протяженность отдельных логов достигает нескольких километров при ширине до 10 м и глубине вреза от 0,5 до 2,5 м. Овраги, приуроченные к уступам речных террас, имеют протяженность до 25—50 м, ширина их не превышает 0,6—1,2 м, глубина 1—1,5 до 9—10 м. Вблизи гор в пределах денудационных равнин глубина вреза отдельных оврагов достигает 10—20 м и более, а длина их увеличивается иногда до 0,5—1,0 км.

Местами донная эрозия сочетается с боковой, в результате чего образуются широкие ложбины стока (до 0,5—2,0 км) с пологими склонами. Для среднего и нижнего течения рек Чу, Таласа, Ассы и Сарысу характерна боковая эрозия. Подмыв и обрушение берегов приводят к расширению русел, образованию новых меандр, русел и стариц.

Дефляция. Частые и сильные ветры при большой сухости климата и преимущественно песчаном составе покровных отложений создают благоприятные условия для развевания и переотложения песчаного материала. Основные процессы перевевания наблюдаются в пределах Муюнкумского массива эоловых песков, отдельные бугры и гряды которого слабо закреплены растительностью. По долинам рек прослеживаются более мелкие массивы эоловых песков, слабо закрепленных растительностью, которые также подвергаются перевеванию. Распашка земель без учета влияния природных факторов нередко приводит к развеванию почвенного слоя, лишенного растительного покрова. Вместе с мелкими пылеватыми частицами из почвы выносятся и многие полезные минеральные компоненты.

На предгорных равнинах дефляция проявляется менее интенсивно, о чем свидетельствует отсутствие форм эоловой аккумуляции. Накопление лессов на поверхности равнины, связанное в значительной мере с деятельностью ветра, протекает крайне замедленными темпами и не может служить препятствием при освоении территории.

Заболачивание и засоление. Большая часть территории характеризуется неглубоким залеганием грунтовых вод, что в условиях аридного климата ведет к широкому развитию процессов заболачивания и континентального засоления почвогрунтов. Засоление отмечается в основном в низовьях рек Таласа и Ассы, на поверхности поймы и первой надпойменной террасы р. Чу, а также по периферии конусов выноса, где грунтовые воды выклиниваются или подходят близко к дневной поверхности. Концентрация солей на поверхности или в верхних горизонтах почвогрунтов происходит в результате капиллярного выноса их из более глубоких горизонтов и интенсивного испарения влаги.

Тип засоления в зависимости от концентрации солей и химического состава грунтовых вод изменяется от гидрокарбонатного до гидрокарбонатно-сульфатного и сульфатно-хлоридного. На дневной поверхности засоление почвогрунтов проявляется в виде обширных площадей солончаков, соров, пухлых грунтов и такыров. Особенно большие площади солончаков прослеживаются в нижнем течении р. Чу на участках Гуляевских и Камкалинских разливов, простирающихся на расстоянии до 50—100 км. Ширина полосы развития разливов достигает 30 км. В низовьях р. Чу они занимают всю площадь от оз. Акджай-жун до Ащиколь. Наиболее крупным солончаком здесь является Асказансор, площадь которого составляет около 100 км².

Пухляками и сорами заняты многие озерные котловины, а также широкие межгрядовые понижения песчаных массивов. В пониженных участках рельефа и озерных котловинах накапливаются снеготалые и дождевые воды, при испарении которых на поверхности остаются белые налеты и топки корки соли. Высокая засоленность почвогрунтов в значительной степени повышает коррозирующую их способность.

При сравнительно глубоком залегании грунтовых вод (5—10 м) в рыхлых образованиях аллювия формируется уплотненный аллювиальный горизонт. Засоление почвогрунтов происходит также на площади денудационных равнин, сложенных осадками терригенно-карбонатной формации палеогена. Растворение и вынос солей из этих отложений способствуют образованию суффозионных воронок и блюдца диаметром 5—10 м и глубиной до 2 м. Аналогичные явления прослеживаются на других участках территории, в строении которых принимают участие лессовидные грунты, склонные к просадкам при избыточном увлажнении.

Затопление. В весенний период, особенно после зим с высоким снежным покровом, обширные площади низовий рек Чу, Таласа и Ассы подвергаются затоплению. Летом после спада воды на этих участках образуются болотца. Заболачивание почвогрунтов прослеживается и в зоне выклинивания грунтовых вод периферии конусов выноса, а также на участках указанных выше разливов р. Чу. Насыщенные водой грунты приобретают текучепластичное состояние и становятся не пригодными для использования под основания для различных инженерных сооружений.

Предгорные наклонные равнины характеризуются благоприятными инженерно-геологическими условиями. Но при освоении следует учитывать расчлененность рельефа, подверженность эрозии супесчано-суглинистого покрова на поверхности конусов выноса, а также возможность возникновения селей, оползневых явлений и просадки. При строительстве оросительных каналов необходимы противофильтрационные мероприятия. Низовья рек Таласа и Ассы подвержены периодическому затоплению в период прохождения паводка и заболачиванию, в связи с чем потребуются сооружения защитных дамб и насыпей вблизи от площадей орошения и различных сооружений.

Основными природными факторами, которые необходимо учитывать при инженерно-строительных работах в пределах пойм и первых надпойменных террас р. Чу, являются подмыв и обрушение бергов на суженных участках долины, возможность просадки грунтов и заболачивание, что делает невозможным использование земель под инженерные сооружения без проведения специальных мелноративных работ. Широкое развитие процессов континентального засоления почвогрунтов затрудняет использование земель в качестве оснований под различные инженерные сооружения, а также для строительства дорог. Освоение территории под поливное земледелие связано здесь с проведением специальных работ по рассолению почвогрунтов.

Сплошное развитие сыпучих песков и бугристо-грядовый характер рельефа Мулюнкума позволяют отнести его к совершенно непригодному для крупного гражданского и промышленного строительства. Экономическое значение песчаного массива ограничивается развитием только отгонного животноводства.

ОПЫТ СТРОИТЕЛЬСТВА И ИЗМЕНЕНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ТЕРРИТОРИИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ ПОД ВЛИЯНИЕМ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА

ГЛАВА 9

ОПЫТ СТРОИТЕЛЬСТВА

Гидротехническое строительство. Возведение гидротехнических, мелиоративных и гидроэнергетических сооружений, включая водохранилища, вызывает изменения водного баланса крупных регионов, их инженерно-геологических и гидрогеологических условий.

Мелиоративное строительство. Зарождение орошаемого земледелия относится к V—IV тыс. до н. э. На междуречье Теджена и Мургаба у неолитического поселения Гсокюр-1 обнаружена древняя оросительная система мессопотамского типа. Она представляет собой канал длиной около 3 км, в поперечнике до 2,5 м, отходящий от питающего русла под прямым углом. Орошал он примерно 50 га земельных угодий. В III—II тыс. до н. э. преобладал лиманно-каирный способ орошения, который заключался в регулировании естественного затопления полей путем их обвалования. В эпоху бронзы на территории оазисов начинается постепенный переход к канальной системе, причем в качестве каналов использовались русла и протоки рек. Античные и средневековые ирригационные сооружения обнаружены во всех ныне орошаемых районах. Сначала это были прямолинейные, широкие и плоскодонные, а позже — узкие, глубокие, с разветвленной сетью оросителей. Плотный забор воды из рек приурочивается к середине средневековья, когда начинается использование чигирных систем для подъема воды на орошение. Попытки регулирования поверхностного стока с помощью плотин и водохранилищ приурочены к средневековью. В XIII—XIV вв. коэффициент земельного использования составлял примерно 0,3 (Андрианов, 1967). Началось строительство первых осушительных сооружений (коллекторы Эски-Эмир-Тимур, Джейхун в Бухарском оазисе).

Широкое мелиоративное строительство началось практически только после Великой Октябрьской социалистической революции. Вначале решались задачи по обеспечению магистрального питания существующей оросительной сети путем полного использования стока Зеравшана, Мургаба, Теджена, Амударьи и Сырдарьи в среднем и нижнем течении.

В послевоенное время (1950—1960) началось регулирование сезонного и многолетнего стока рек Амударьи и Сырдарьи для нужд

ирригации. В первых вариантах предполагалось на стоке Амударьи освоить земли в Хорезм-Ташаузском оазисе, Каракалпаккии, Присары-камыше, а вдоль русла Узбоя построить Главный Туркменский канал. Комплексные изыскания показали недостаточную обоснованность воднобалансовых расчетов по наполнению Сарыкамышской впадины и обеспечению стока по Узбою, а также значительное напряжение водного баланса для обеспечения орошаемого земледелия в Приаральской и Хорезм-Сарыкамышской дельтах Амударьи. Вследствие этого строительство Главного Туркменского канала было законсервировано.

В 1974 г. завершено строительство Тахиаташского гидроузла. Он, наряду с Тюмююнским гидротехническим комплексом, обеспечивает регулирование стока Амударьи в нижнем ее течении. Возведены Кызылординский и Чардаринский гидротехнические комплексы в среднем и нижнем течении Сырдарьи, зарегулировавшие ее сток. Чардаринский комплекс, наряду с низконапорной плотиной, включает наливное водохранилище (длиной около 100 км и шириной 15 км) и ГЭС средней мощности.

Уникальным гидротехническим комплексом, основанным на стоке Амударьи, является Каракумский канал им. В. И. Ленина, который обеспечивает орошение крупных массивов плодородных земель; I очередь канала от Амударьи до Мургаба и II очередь от Мургаба до Теджена с Хаузахским водохранилищем емкостью 460 млн. м³ сданы в эксплуатацию соответственно в 1962 и 1966 гг. К моменту завершения II очереди строительства водами канала орошено около 200 тыс. га земельных угодий, а его головной забор составил около 200 м³/с.

Режимные наблюдения в Юго-Восточных Каракумах и Мургабском оазисе показали, что воды канала формируют асимметричную депрессионную кривую подпора. Северная ее ветвь, по направлению регионального грунтового потока, достигает на 10—12-м году эксплуатации в ширину 15—18 км, а южная, против течения, — 8—10 км, что вызвало развитие процессов подтопления и вторичного засоления орошаемых земель в полосе канала. Этому на орошаемых массивах способствовало зарастание открытых коллекторов и дренажей. Механическая очистка последних становилась необходимой через каждые два года и после двух-трех очисток размеры коллекторов увеличивались и становились недостижимыми для обычных экскаваторов.

Крупными мелиоративными системами на территории Чу-Сарысуйского и Сырдарьинского регионов являются Большой Чуйский и Арысь-Туркестанский каналы. Головной водозабор осуществляется на реках Чу и Арысь, сток которых почти полностью используется на орошение.

В построенных к середине 60-х годов системах ввиду неоднозначных научных рекомендаций по ведению земледелия в новых условиях отсутствовал дренаж и применялся неотработанный режим поливов и промывок, что способствовало вторичному засолению земель. Для борьбы с вторичным засолением начали применяться: противофильтрационная облицовка оросительной сети, строительство закрытого горизонтального и вертикального дренажей, биологические методы борьбы с зарастанием каналов и коллекторов и т. п. В последнее десятилетие осуществляется строительство комплексов машинного орошения и вертикального дренажа. Уникальными гидротехническими комплексами машинного орошения являются Аму-Каракульский, Аму-Бухарский и Каршинский каналы, введенные в эксплуатацию в 1962, 1966 и 1973 гг. и использующие сток Амударьи.

Аму-Бухарский канал предназначен (I очередь) для улучшения водообеспеченности мелиоративных систем Шахруд и Хайрабад в Бухарском оазисе на площади 65 тыс. га, ранее питавшихся водами Зеравшана и, частично, для освоения целинных и переложных земель (~35 тыс. га). Фильтрационные потери канала на машинном участке (данные САНИИРИ, 1969) составили при расходах 55,7 и 38,21 м³/с соответственно 6,0 и 4,0 м³/с и практически совпали с проектными. Десятилетний опыт эксплуатации канала показал, что в целом комплекс его сооружений действует удовлетворительно, без каких-либо существенных отклонений от намеченного режима. Плановый забор воды из Амударьи обеспечивался постоянной работой землесосов на самотечной части канала по расчистке его от наносов. Разрушение дамбы канала отмечено однажды на участке его пересечения с сухим руслом Кашкадарьи в многоводном 1969 году. Тогда вода реки прошла в низовья, прорвала дамбу и по руслу канала сбрасывалась в Тудакульскую впадину, южнее Куюмазарского водохранилища.

Улучшение водообеспеченности мелиоративной системой Шахруд вначале за счет стока Зеравшана и строительства Куюмазарского водохранилища, а затем Аму-Бухарского канала потребовало разработки эффективных методов системы дренажа грунтовых вод. К 1975 г. введены в эксплуатацию в пределах юго-восточной части Бухарского оазиса около 100 скважин вертикального дренажа, производительность которых изменяется от 25 до 85 л/с. Одной скважиной мелиорируется до 50—160 га угодий, засеиваемых хлопчатником, что составляет 50—70% от проектных предположений. Это отклонение объясняется несоответствием режима эксплуатации скважин с проектным по продолжительности откачек и нормы осушения, а также занижением значений инфильтрационного питания грунтовых вод в проекте, которое в натуре возросло за счет увеличения градиентов потока как к каждой скважине, так и к их системе в целом.

В основе решения проблемы сельскохозяйственного освоения Каршинской степи, расположенной в низовьях Кашкадарьи (~1 млн. га), лежала задача по забору воды из Амударьи и подъему ее на высоту, которая позволила бы оросить 200 тыс. га земли, необеспеченные водой. Она решена за счет строительства Каршинского и Ульяновского машинных каналов и шести насосных станций подъема. В период освоения Каршинской степи выявилась необходимость организации промывного режима орошения сельскохозяйственных культур с нормой от 8,0 до 11 тыс. м³/га в вегетацию. Суть этого режима орошения заключается в подаче такого количества воды, которое заведомо превышало испарение и транспирацию. Такой режим предотвращает при наличии дренажа процесс вторичного засоления и способствует удалению солей из зоны аэрации.

Необходимым элементом освоения земель под орошаемое земледелие является их капитальная планировка, которая способствует рациональной организации поливов, промывок, уменьшает объемы сброса поливных вод в коллекторы, создает хорошие условия для применения сельскохозяйственных машин и т. д. Объемы капитальных планировок в основном зависят от характера рельефа. Удельные их объемы изменяются от 500—600 м³/га при спокойном рельефе до 2000—2500 м³/га при всхолмленном. Общий объем перемещения грунтов при планировках по расчетам составит $0,2 \cdot 10^9$ м³.

Нормы капитальных промывок в зависимости от степени и характера засоленности почв, минерализации грунтовых вод изменяются в

широких пределах (5—300 м³/га и более). Нижние пределы берутся при слабом засолении, а верхние — для солончаков.

Как показал опыт, при эксплуатации оросительных и осушительных мелiorативных систем необходима организация специальной службы по регулированию стока, ремонту, реконструкции и т. п. В процессе эксплуатации проводятся регулярные чистки русел каналов от наносов и растительности, что ведет к образованию искусственных насыпей. Непосредственно в каналах протекает боковая и глубинная эрозия, аккумуляция наносов.

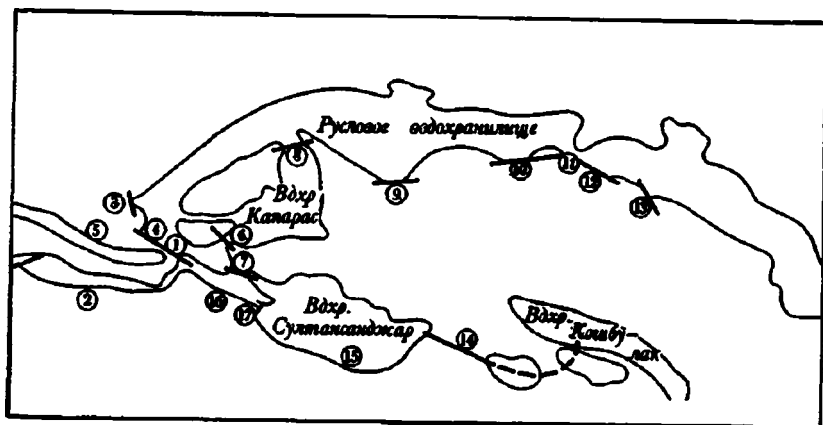


Рис. 15. Схематическая компоновка сооружений Тюямуянского гидроузла и водохранилищ:

- 1 — створ гидроузла, 2 — левобережный магистральный канал, 3 — правобережная дамба № 3, 4 — правобережная дамба № 1, 5 — правобережный магистральный канал, 6 — водозабор наполнения и сработки водохранилища Капарас, 7 — водозабор наполнения и сработки водохранилища Султансанджар, 8—13 — левобережные дамбы, 14 — канал наполнения и сработки водохранилища Кошбулак, 15 — Султансанджарская дамба, 16 — канал осветленной воды из наливных водохранилищ, 17 — водозабор осветленной воды из водохранилища Султансанджар

Примером гидротехнического строительства в пределах региона может служить Тюямуянский гидроузел. Тюямуянский гидроузел располагается на стыке среднего и нижнего течения Амударьи. Створ плотины расположен в теснине Тюямуя в пределах Питнякского поднятия. Обширный комплекс гидротехнических сооружений гидроузла общим числом более 30 размещен на площади, охватывающей отрезок долины р. Амударьи протяженностью более 150 км от Дарган-Аты до Ташсаки (рис. 15, 16). Сооружения Тюямуянского гидроузла размещены на весьма обширной территории, характеризующейся разнообразием инженерно-геологических условий. Поэтому было проработано три варианта расположения створов плотины.

Ташсакинский створ, расположенный в 15 км ниже теснины Тюямуя, позволяет создать напор в 17,0 м. Бетонные сооружения (водосливная плотина, судоходный шлюз, водозаборы магистральных каналов) расположены на левом берегу, в основании залегает неоднородная толща отложений плиоцена — мелкозернистые глинистые слабо сцементированные пески, содержащие прослой и линзы твердых глин и слабых песчаников. В основании земляной намывной плотины длиной 2 км располагаются четвертичные мелко- и разнотернистые аллювиальные пески мощностью более 30 м с $K_{\phi} = 5—20$ м/сут.

Дуль-Дуль-Атлаганский створ расположен в одноименной теснине, образовавшейся на месте пересечения речной южного крыла Ичкиджарской антиклинали. Длина теснины около 1 км, ширина реки до 300—400 м. При этом варианте створа гидроузла создается напор в

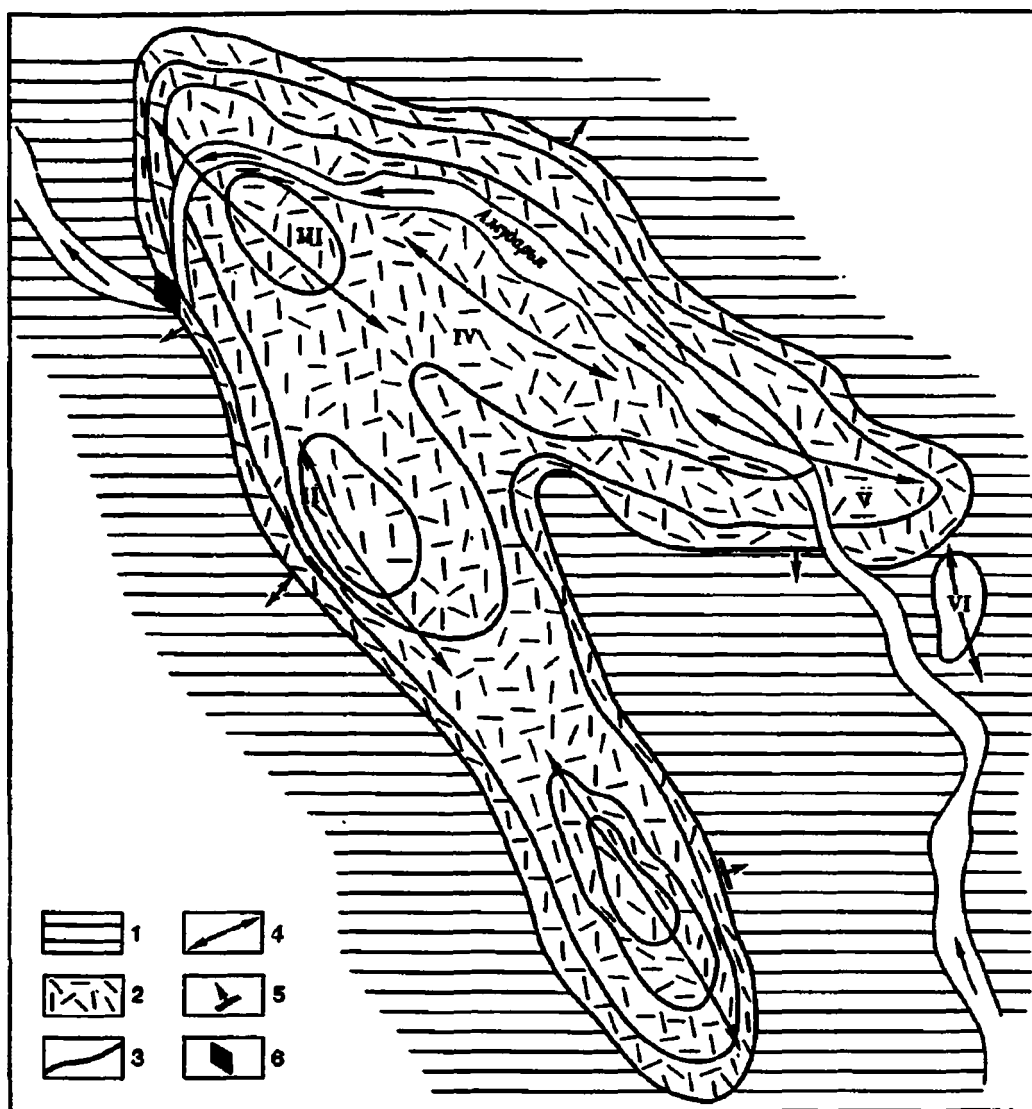


Рис. 16. Схема геолого-тектонического строения Питнякского района (отложения неогенового и четвертичного возрастов сняты):

1 — палеоген, 2 — верхний мел, 3 — маркирующие горизонты, 4 — оси антиклиналей, 5 — направление падения слоев, 6 — створ гидроузла. Антиклинали: I — Кошбулакская, II — Султансанджарская, III — Тюямуюнская, IV — Мешклинская, V — Ичкиджарская

10 м, основными емкостями рассматриваются впадины Султансанджар и Кошбулак. Оба берега на створе сложены верхнемеловыми известняками и слабыми песчаниками.

Тюямуюнский створ расположен в теснине, где река, образуя излучину, прорезает одноименную впадину. Сопоставление створов по геологическим условиям показывает преимущества Тюямуюнского ство-

ра. Основные особенности инженерно-геологических условий района Тюямуонского гидроузла.

1. Проектируемые сооружения расположены в сложных инженерно-геологических условиях. Выбранный створ гидроузла позволяет использовать благоприятные природные условия как для сооружений на створе, так и для создания системы водохранилищ в русле Амударьи и прилегающих впадинах.

2. Основные бетонные сооружения гидроузла размещены на юго-западном склоне гряды Тюямуон, имея в основании 45-метровую толщу отложений верхнего мела, представленных (сверху вниз) известняками, слабыми песчаниками, слабо сцементированными песками и алевролитами. Непосредственно под фундаментной плитой залегает пласт известняка мощностью (по врезке) от 2—5 до 6—10 м. Он расчленен трещинами на блоки, с преобладанием по трещинам скальных контактов. Принятые в расчетах устойчивости сооружений параметры сдвига по трещинам в известняках (как наиболее слабый из возможных расчетных случаев), равные $\operatorname{tg} \varphi = 0,45$ и $C = 0$, являются достаточно надежными. Сооружение цементной завесы и комбинированного дренажа (разгрузочные скважины + лепточник дренаж) в подземном контуре сооружений для обеспечения фильтрационной устойчивости (для снятия напора и как противосуффозионное мероприятие) представляется целесообразным. В основании земляной плотины в русле Амударьи залегает толща аллювиальных песков мощностью до 65 м, с коэффициентом фильтрации от 10 до 40 м/сут, содержащая у правого берега с глубины 20—25 м 20-метровый пласт мягкопластичных суглинков. Шлюз на правом берегу стоит на неоднородных грунтах: мелких либо пылеватых аллювиальных песках, содержащих тонкие прослойки мягкопластичных суглинков. В основании верхней головы шлюза залегают неоднородные по составу и физико-механическим свойствам глинистые грунты палеогена.

3. Наличие залежей солей во впадинах не препятствует использованию последних в качестве наливных емкостей. Наиболее простой и дешевый способ изоляции соли — искусственное затопление впадин путем чередования наполнений и сбросов.

4. При наполнении водохранилищ и эксплуатации магистральных каналов ожидается подпор подземных вод и подтопление территории как в верхнем, так и в нижнем бьефах. В верхнем бьефе площадь подтопленных земель составит 8,5% от площади затопления. Однако мелиоративная обстановка в общем не ухудшается. В нижнем бьефе и в зоне влияния магистральных каналов происходит существенное ухудшение мелиоративной обстановки. Площадь подтопленных земель на левобережье увеличится на 15%, на правобережье — на 46% по сравнению с нынешним положением.

5. Фильтрационные потери из водохранилищ весьма незначительны по отношению к среднему расходу реки (1800 м³/сут). Временные потери на насыщение дна с бортов составят 5%, постоянные потери на фильтрацию — 0,1—0,15%.

6. Берега водохранилища будут подвергаться неодинаковой волновой переработке в разных местах. Для однолетнего периода эксплуатации прогнозируемая величина переработки берега (расчет по методу Золотарева) составит от 20—50 до 170—200 м, а для конечной стадии — от 150 до 275—300 м.

Гражданское и промышленное строительство. Исторически сложилось, что гражданское и промышленное строительство ранее осуществлялось только в дельтах, долинах рек и по берегам Амударьи,

Сырдарьи, Чу, Или, Зеравшана, Кашкадарьи, Мургаба, Теджена. В последние десятилетия в связи с разработкой месторождений нефти и газа, цветных металлов и других полезных ископаемых строительство продвинулось в практически ранее неосвоенные территории Мангышлака, Устюрта, Каракумов, Муюнкумов.

Массовое гражданское и промышленное строительство в республиках Средней Азии началось после Великой Октябрьской социалистической революции. В 1920—1930 гг. проектирование и возведение сооружений осуществлялось на фундаментах, выполненных отдельно в виде лент под стены зданий и плит под отдельно стоящие колонны и машинное оборудование. Глубина заложения фундаментов была незначительной и обуславливалась лишь глубиной промерзания. Геологическое строение почти не учитывалось.

Комплексно проблема градостроительства решается, начиная с 50—60-х годов, когда строительство и реконструкция городов и колхозно-совхозных поселков осуществлялись в соответствии с генеральными планами их развития, для обоснования которых проводились комплексные гидрогеологические и инженерно-геологические исследования. Основное внимание при этом уделялось вопросам гравитационного перемещения грунтов и эрозии. Широкое применение получили бетонные и железобетонные фундаменты глубокого заложения. Здания значительной протяженности разделяются на блоки, работающие отдельно в зависимости от несущих свойств грунтов оснований, а при значительных нагрузках, неоднородности грунтов, их естественном и искусственном обводнении применяются фундаменты в виде плит и блоков. Обводненные грунты оснований, представленные пылеватыми тексотропными песчаными и супесчаными грунтами, перекрываются песчано-гравийными подушками по всей площади фундаментов.

При определении сейсмичности территории и установлении норм застройки следует учитывать также неотектонические подвижки по разломам между структурными блоками, которые могут привести к разрушению или частичной деформации зданий.

Большие площади на территории Туранской плиты заняты массивами золотых песков, любое хозяйственное освоение которых вызывает их движение. Скорость передвижения песков в пределах различных массивов и их частей неодинакова. Внутриазиатские пески (Ташауз), не охваченные земледелием, движутся в южном направлении со скоростью до 10—15 м/год. В северо-западной части Амударьинского региона барханы — разбуженные пески — постоянно движутся в юго-западном направлении со скоростью до 37 м/год (Добрин, 1973). Движение песков вызвано механическими разрушениями верхнего дернового слоя, а также беспорядочным движением транспортных средств, нерациональным использованием пустынных пастбищ при выпасе и т. п.

Опыт освоения территории показывает, что при выборе участков под жилые и промышленные объекты следует учитывать степень подверженности песков дефляции (Бабаев, Чередищенко, 1972). Наиболее благоприятными для строительства являются участки закрепленных песков. Опыт строительства показал, что для борьбы с дефляцией необходимо ориентировать сооружения вдоль основного направления движения песков, а также применять технические и агропомимические мероприятия по их закреплению. Для Каракумов применение фитомелиораций особенно эффективно. Дефлекцию и ее последствия необходимо учитывать также в пределах щебнистых пустынь Мангышлака и Устюрта, лессовых равнин Амударьинского региона, в районе Межбалханского коридора и т. п. На этих территориях отмечен интенсив-

ный транзит песка ветром, который возникает при скорости, превышающий 4 м/с. Основные мероприятия должны быть направлены на предотвращение нарушения сложившегося режима транзита песчаных частиц.

В пределах Сырдарьинского региона на всем протяжении Амударьи наблюдается явление «дейгиш», заключающееся в линейной сосредоточенной эрозии, проявляющейся прежде всего в паводки и изменяющей продольный и поперечный профиль русла. Эрозия ведет к значительному переуглублению дна, за счет чего увеличивается живое сечение потока. Это приводит к быстротечной потере стабильности местных базисов денудации, что, наряду с волновыми и струйными процессами, способствует обрушению берегов. Блоковый характер обрушения, по-видимому, обусловлен сохранением структурных связей горных пород, слагающих берега, при слабой их увлажненности. Роль «дейгиша» в градостроительстве в приречных районах можно проследить на примере г. Турткуля. Ежегодное перемещение правого берега реки на несколько сот метров, которое по материалам топографических съемок за период 1886—1946 гг. составило 6 км (Крылов, 1972), послужило причиной перенесения города в 1951 г. на 12 км восточнее. Явление «дейгиша» наблюдается также по левому берегу Сырдарьи, в районе совхоза «Байркум».

Для борьбы с «дейгишем» еще с древних времен сооружались волногасящие и струнаправляющие заграждения в виде фашин. Эффективным мероприятием может быть сооружение на реке плотин и водохранилищ, которые препятствуют систематическому переуглублению русла и уменьшению живой силы потока. Для этих же целей, по мнению Н. Н. Ходжибаева и Ю. А. Печорина (1973), может быть использовано стремление Амударьи прорваться «в сторону наиболее выработанной долины Дарьялыка» (один из рукавов пра-Амударьи), для чего необходимо построить крупный канал.

В приречных и дельтовых районах Туранской плиты начиная с 60—70-х годов имеет место подтопление городов и населенных пунктов грунтовыми водами. Начавшееся подтопление городов (Бухара, Хива, Мары, Карши, Нукус, Кызыл-Орда и др.) связано с интенсификацией орошаемого земледелия и освоением целинных и залежных земель при недостаточном внимании к организации дренажа. С другой стороны, это явление связано со значительным водопотреблением в городах как на орошение, так и для коммунально-промышленных целей, что увеличивает фильтрационное и инфильтрационное питание грунтовых вод. Процессы подтопления городов связаны, наряду с деятельностью человека, с геолого-геоморфологическими особенностями территорий, обуславливающими их слабую естественную дренированность или бессточность.

Разработка месторождений полезных ископаемых. На территории Туранской плиты разрабатываются газовые и нефтяные месторождения, ведется открытая разработка стройматериалов, цветных и редких металлов и т. п. Подземная разработка получила весьма малое распространение. Эксплуатация нефтяных и газовых месторождений сосредоточена в пределах Амударьинского и Мангышлак-Устюртского регионов. Комплекс вопросов, связанный с освоением месторождений, состоит в основном из изыскания источников водоснабжения, строительства транспортных коммуникаций, выбора земельных массивов под населенные пункты и промышленные зоны, обоснования методов борьбы с последствиями дефляции. Инженерно-геологических осложнений при этом не наблюдается, особенно если с первых дней развед-

ки и эксплуатации принимаются меры для предотвращения движения песков и защиты дернового слоя щебнистых пустынь от разрушения.

Многие месторождения, особенно газовые, отличаются высокими пластовыми давлениями на глубинах свыше 2500 м. Наличие в сводовых частях месторождений мощной толщи глинистых, известково-песчаных пород мела, а также мощного регионального водоупорного слоя глин палеогена, по-видимому, способствует перераспределению давлений при разработке месторождений внутри эксплуатируемых пластов и поэтому не приводит к изменению современного рельефа, как это, например, имеет место в Западной Сибири. Падение пластовых давлений не превышает 2-3% от начальных.

Открытая разработка месторождений твердых полезных ископаемых получила свое применение на Мангышлаке, а также в некоторых других районах. Палеогеновые глины, при их вскрытии выработками, имеют тенденцию к пластинчатому раскалыванию и усыханию. Разрушаясь таким образом, борта осложняются осыпями, которые ливневыми дождями смываются, образуя глинисто-зернистую пылью. Породы терригенно-карбонатной формации палеогена и мела относительно устойчивы по отношению к выветриванию. Совместное складирование отработанных известняков, мергелей, песчаников, песков, глин позволяет поддерживать почти отвесные углы отвалов (не менее 60%). Обводненность месторождений слабая, случаи значительной обводненности весьма редки и связаны с водоносными комплексами меловых отложений. В скальных и полускальных породах на устойчивость бортов карьеров влияет в основном их трещиноватость и обводненность.

Линейное строительство. Основная специфика строительства линейных сооружений связана с засушливостью климата, преимущественным распространением явлений дефляции и развитием орошения. Строительство линейных сооружений ведется по следующим принципам: либо с сохранением природных грунтов в основании сооружений, что сопровождается гидроизоляцией и специальными мероприятиями по повышению их несущей способности, либо заменой грунтов основания.

Автодороги. Опыт строительства магистральных автомобильных дорог показал, что основными трудностями при строительстве и эксплуатации в условиях искусственного орошения является необходимость обеспечения устойчивости земляного полотна в связи с повышением уровня грунтовых вод, создающего возможность подтопления, вторичного засоления грунтов основания сооружений и размыв полотна при прорыве воды из оросительной сети. Наиболее сложные участки автодорог располагаются вблизи каналов.

Основным мероприятием по борьбе с избыточным увлажнением грунтов основания автодорог грунтовыми водами является увеличение высоты насыпи. На неорошаемых территориях, подлежащих освоению и орошению, в период строительства и эксплуатации дороги расчетный уровень грунтовых вод принимается по перспективным данным организаций водного хозяйства с учетом прогноза изменения уровня грунтовых вод, связанных как с орошением и промывками, так и с дренажными мероприятиями. При этом высота насыпи принимается, исходя из минимально допустимого превышения низа дорожной одежды над поверхностью земли или над расчетным уровнем грунтовых вод с учетом состава пород и их засоленности, от 0,2 до 2,0 м, а в условиях сильнозасоленных грунтов и с ограниченным поверхностным и подземным стоком — до 2,4 м. На участках пересечения оврагов, балок, промоин высокими насыпями в соответствии со СНиП II-Б, 2-62 замачива-

ют грунты основания; при этом строительство автомобильных дорог с покрытиями капитального типа проводится не ранее чем через год после возведения насыпи.

Деформации полотна автомобильных дорог, связанные с боковой эрозией рек, отмечены на трассе Турткуль—Нукус в районе г. Беруни. Мероприятия по защите земляного полотна сводятся к укреплению берегов.

Железные дороги. Выровненность рельефа местности, широкое развитие пород с невысокими значениями влажности позволяют применять самые простые конструкции железнодорожного полотна при небольших объемах земляных работ. Однако развитие на отдельных участках засоленных грунтов, которые способствуют образованию углублений в основании площади, дефляционные и эрозийные процессы—все это осложняет условия строительства и эксплуатации железных дорог и требует проведения специальных мероприятий.

Опыт показывает, что наиболее распространенным видом деформаций земляного полотна как на длительно эксплуатируемых, так и недавно построенных железных дорогах являются балластные корыта, осадки пути, а также деформация откосов. Основная причина формирования балластных корыт—недоуплотнение тела насыпи при строительстве. Для обеспечения нормальной эксплуатации железной дороги проводится увеличение мощности балластного слоя, устройство водонепроницаемых подушек из асбестового балласта, а на вновь строящихся насыпях—уплотнение грунтов. Эти мероприятия проводятся при оптимальной влажности до плотности $0,90—0,95 \text{ г/см}^3$.

В последние годы пересмотрены нормы на использование при строительстве насыпей засоленных грунтов. В условиях недостаточного увлажнения допускается использование грунтов с гипсовым типом засоления, но при этом устанавливаются строгие требования к гидроизоляции насыпи с помощью создания поверхностного слоя уплотненных незасоленных суглинков.

В зоне развития эоловых песков основные трудности при строительстве и эксплуатации железных дорог связаны с занесением трассы движущимися песками и выдуванием насыпи. Основные мероприятия направлены на стабилизацию движущихся песков с помощью закрепления вяжущими веществами, сохранения и посадки растительности, в частности саксаула, черкеза и др. Для предотвращения процессов выдувания предусматривается укладка защитного слоя из уплотненных суглинков по поверхности насыпи.

Деформация полотна железной дороги на участках ее прохождения в выемках связана в основном с его увлажнением. Оплывание водонасыщенных грунтов в излишне крутых откосах вызывает заполнение кюветов для отвода поверхностных вод. При этом водонасыщение грунтов основания приводит к выплеску водонасыщенных грунтов при прохождении поездов и развитию ослабленных зон. Основными мероприятиями, предотвращающими их, являются: постоянная расчистка профиля выемки, заложение полукружных откосов и создание нагорных канав, перехватывающих поверхностные воды за пределами выемки. Для обеспечения устойчивости сооружений, расположенных по трассам железных дорог (мостов, путепроводов, эстакад и др.), в зоне развития просадочных лессовых пород, например в пределах массивов орошения Каршинской степи, предусматриваются свайные фундаменты с заглублением свай до 12 м.

Линии электропередач. Основной проблемой при их строительстве и эксплуатации ЛЭП-500 является обеспечение устойчи-

ности опор в мелкоземистых грунтах массивов орошения, характеризующихся низкой несущей способностью. Для этой цели разработаны специальные конструкции фундамента. При условии строительства опор на водонасыщенных грунтах применяются монолитные железобетонные фундаменты с заглублением до 2,5—3,0 м. Как показал опыт строительства, для защиты монолитных и свайных железобетонных и бетонных фундаментов от агрессивных грунтовых вод в этих условиях рекомендуется предусматривать обработку их поверхности вяжущими веществами или строительство фундамента опоры в насыпи с обеспечением отвода поверхностных вод. На участках прохождения линий электропередач в условиях развития движущихся барханных песков основные трудности при строительстве и эксплуатации связаны с процессами выдувания, вызывающими обнажение фундаментов, и наоборот, формирование барханов между опорами ЛЭП. Для укрепления движущихся песков в основании опор фундамента применяется обработка вяжущими материалами и закрепление камышовыми матами. Для предотвращения формирования барханов между опорами эффективно установить дополнительные столбы, вокруг которых формируются пониженные участки.

Газопроводы. В пределах региона построена сеть газопроводов, соединяющая среднеазиатские нефтегазовые месторождения с центром и городами Ташкент, Алма-Ата. Газопровод Газли — Ташкент проходит в зоне развития эоловых песков на участке Газли — Бухара и мелкоземистых отложений с массивами орошаемых земель на остальной трассе. На всем протяжении трубы заглублены на 0,8 м, исключения составляют участки переходов через овраги, русла небольших саев, где газопровод прокладывается на опорах на поверхности земли. Пролет между опорами не превышает 30 м. Опоры применяются как бетонные, так и металлические. При переходе через большие реки трубы укладываются по дну.

Основную трудность при эксплуатации газопроводов представляет необходимость защиты от коррозии поверхности труб, особенно в пределах массивов орошения. Основным мероприятием по борьбе с коррозией является защита труб гидроизоляцией. Эффективна катодная защита.

Газопровод Средняя Азия — Центр проходит по территории Амударьинского и Мангышлак-Устьюртского регионов. Для борьбы с дефляцией, как показал опыт строительства, целесообразно применять фитомелиорацию и обработку песков битумом или химическими связывающими веществами и т. п.

ГЛАВА 10

ИЗМЕНЕНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПОД ВЛИЯНИЕМ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА

Природные условия региона во многом осложнены и преобразованы искусственными факторами. В результате возникли качественно новые ландшафты: аграрно-мелиоративные, городские, нефтегазопромысловые, горнопромышленные, коммуникационные (линейные) и др.

Наибольшие изменения претерпевают дельтовые и прибрежно-речные ландшафты региона: они практически преобразованы в аграрно-мелиоративные, городские и т. п. При этом аграрно-мелиоративными

преобразованиями затронуто до 90—95% площади измененных ландшафтов. Остальные ландшафты освоены незначительно (по площади менее 1—3%).

Сложнейшие изменения происходят на территории под воздействием орошения. Анализ этих изменений позволил Н. Н. Ходжибаеву (1970, 1971) отметить, что ведущую роль здесь играют процессы подтопления и вторичного засоления. Интенсивное развитие орошения ожидается за пределами существующих оазисов, в том числе за счет переброски в Среднюю Азию части стока северных рек.

Основа мероприятий по перераспределению поверхностного стока для использования на орошение связана с его регулированием путем строительства водохранилищ. В результате этого выравнивается расход рек, что ведет к снижению интенсивности линейной и боковой эрозии в их руслах. Водохранилищами затапливается и подтапливается некоторая часть земельных угодий. Емкости водохранилищ со временем заполняются речными наносами. Перераспределение поверхностного стока направлено на орошение ранее практически безводных угодий, что изменяет структуру водного баланса территорий, ведет к увеличению размеров испарения (в основном продуктивного) и к общему сокращению объемов стока.

Инженерная организация территорий для орошения связана с планировкой местности, прокладкой каналов мелиоративной сети. Эти мероприятия направлены на уменьшение интенсивности плоскостной эрозии. На каналах мелиоративной сети развиваются линейная и боковая эрозии, террасирование бортов, что обычно приводит к образованию так называемого «иригационного рельефа». Эксплуатационные водохозяйственные мероприятия обеспечивают новую структуру водного баланса освоенной территории. Состоят они из эксплуатации мелиоративной сети, поливов и промывок сельскохозяйственных угодий. Вместе с агротехническими мероприятиями, включая применение удобрений и др., они в корне преобразуют природные условия долин реки и их дельт. В староорошаемых районах коэффициент полезного действия мелиоративных систем составляет не более 0,6—0,7, что обеспечивает в балансе грунтовых вод практически половину всех видов их питания. Вновь строящиеся мелиоративные системы, например в Каршинской степи, характеризуются КПД до 80% за счет противотрадиционной облицовки, начиная от магистральных каналов вплоть до участковых распределителей. Это мероприятие не решает полностью проблемы фильтрационных потерь. Расходные статьи баланса связаны с испарением и транспирацией, в меньшей степени — с дренажем. Только на отдельных системах искусственный дренаж обеспечивает до 15—20% расхода грунтового потока. Это обстоятельство, в условиях общей предрасположенности территорий к развитию процессов вторичного засоления, объясняет причину его широкого распространения на орошаемых массивах.

В пизовых Сырдарьи на Кызылординском орошаемом массиве по завершению строительства Кызылординского гидроузла и Чардаринского водохранилища стала резко преобладать в приходных статьях баланса роль фильтрации из каналов и инфильтрации поливных вод, развилось подтопление и засоление земель.

Сложившаяся практика определения объемов дренажного стока основывается на предположении поддержания зеркала грунтовых вод на «критической глубине». В то же время наблюдения показали, что полная ликвидация процессов вторичного засоления земель и порождающих их причин возможна при поддержании зеркала грунтовых вод на

глубине, равной максимальной высоте капиллярного подъема (считая от нижней границы корнесобитаемого слоя). В условиях, например, Каршинской степи и Южного Хорезма удовлетворение этого требования привело бы к поддержанию зеркала грунтовых вод на глубинах 5—8 и 3—5 м. В действительности достижение таких глубин возможно с помощью вертикального или сверхглубокого горизонтального дренажа с глубиной заложения 5—9 м. При этом производительность дренажных систем должна достичь объемов искусственного питания грунтовых вод, что по технико-экономическим соображениям пока затруднительно. Практика орошаемого земледелия показала удовлетворительное мелиоративное состояние угодий при поддержании зеркала грунтовых вод на глубине 2—3 м и промывном режиме орошения. На засоленных землях повышается значение капитальных промывок, которые эффективны в сочетании с более густой сетью временных дрен. При умеренном режиме орошения в сочетании с дренажем полного рассоления почв и грунтовых вод не достигается. В этих случаях минерализация грунтовых вод снижается до 3—5 г/л и длительное время не изменяется. Усиленный промывной режим орошения, что, например, имеет место в Хорезмском оазисе, приводит на отдельных массивах к устойчивому опреснению грунтовых вод (0,7—1,5 г/л) на глубину до 30 м.

Водобалансовые расчеты позволили определить, без учета эффекта гидродинамического взаимодействия между отдельными орошаемыми массивами, производительность дренажа в размере 10—25% от головного расхода мелиоративной системы. При таких соотношениях, как показывает опыт, прекращается соленакопление в почвах, но рассоляющий эффект иногда не проявляется длительное время (Бухарский и Каракульский оазисы). Еще больше может проявиться эффект гидродинамического взаимодействия орошаемых массивов при освоении земель за счет стока северных рек. Такие крупные преобразования приведут к повышению коэффициента земельного использования в дельтах Амударьи и Сырдарьи до 60—70%, что значительно сократит размеры «сухого дренажа». Компенсировать его придется увеличением производительности дренажных систем.

Орошение вызывает подтопление территории, в том числе и при своевременной компенсации подъема зеркала грунтовых вод дренажом, так как оно поддерживается на глубине 2—3 м против 5—7 м в естественных условиях. В результате подтопления мощность зоны аэрации сокращается, и она практически становится равной мощности почвенного слоя.

Инженерно-геологические свойства грунтов в зоне почвообразования характеризуются снижением прочностных показателей, а вместе с процессами подтопления — снижением несущих способностей грунтов. Почвообразовательные процессы сообщают породам структурность в основном за счет аморфных веществ, органики и удобрений, повышается водопоглощающая способность, кроме того, эти процессы способствуют преобладанию капиллярных связей над адсорбционными и т. д. Вспашка, периодическое рыхление почв способствуют увеличению пористости и водопроницаемости непросадочных пород в пахотном слое. В подплужном горизонте (0,5—1,0 м) наблюдается уплотнение пород. Выращивание сельскохозяйственных культур повышает ветроустойчивость местности, улучшает ее микроклиматические показатели.

Преобразование природных дельтовых и прибрежно-речных ландшафтов в аграрно-мелиоративные имеет позитивные и негативные пос-

следствия экологического плана. Позитивные аспекты преобразования в целом способствуют расширенному воспроизводству биологической продуктивности окружающей среды при условии воздействия на нее оптимальным комплексом мелиораций. Негативные аспекты связаны, в частности, с некоторым осложнением инженерно-геологических условий территорий для гражданского, промышленного и линейного строительства. Они ведут к необходимости организации водоотлива при строительстве, применению устойчивых к агрессивным грунтовым водам материалов, усложнению конструкций фундаментов сооружений и т.д.

Своеобразные аграрные ландшафты создаются в Южном Приаралье среди песчаной пустыни. Здесь обрабатываются и окультуриваются суглинки и супеси такыров и аллювиальных образований пра-Сырдарьи и пра-Амударьи. В связи с орошением на площади этих оазисов наблюдается подъем грунтовых вод с глубины 30—17 м, за 7—10 лет — на 8—12 м. Режим орошения — промывной, водоподача не зарегулирована. Дальнейший подъем зеркала грунтовых вод компенсируется подземным оттоком, так как слагающие разрез эоловые пески и плиоцен-четвертичные песчаники обладают высокой водопроницаемостью (около 200—500 м²/сут), а сформировавшиеся инфильтрационные бугры имеют значительные уклоны (0,01—0,001). В дальнейшем при увеличении водоподачи на орошение может развиваться подтопление оазисов.

Строительство магистральных каналов, транзитом пересекающих эту часть Сырдарьинского региона, или крупное освоение земельных угодий под орошение (варианты переброски стока северных рек) могут привести в бездренажных условиях к подтоплению территории и вторичному засолению пород зоны аэрации.

РАЗДЕЛ I

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ИСТОРИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

ГЛАВА II

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В ДОКЕМБРИЙ — ПАЛЕОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОВРЕМЕННЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Горно-складчатые сооружения отличаются сложным геологическим строением, формирование которых определялось тектоническим развитием и палеогеографической обстановкой. Характер и время палеотектонических изменений были различными, о чем свидетельствует разновозрастность горно-складчатых сооружений. Это обусловило выделение тектонистами среди горно-складчатых сооружений — карелид (Срединный Тянь-Шань, Юго-Западный Гиссар), каледонид (Северный Тянь-Шань), герцинид (Южный Тянь-Шань и Северный Памир), альпинид (Южный Памир, Копетдаг)¹.

Всю допалеозойскую и палеозойскую историю геологического развития можно разделить на три этапа: докембрийский, раннепалеозойский и средне-позднепалеозойский.

Докембрийский этап. С этим этапом связано формирование самого древнего допалеозойского структурного этажа — кристаллического фундамента Тянь-Шаня, Памира. Выходы его занимают значительные площади в Северном, Юго-Западном Тянь-Шане, в Центральном и Юго-Западном Памире, гораздо меньшие — в Срединном и Южном Тянь-Шане. Кристаллический фундамент слагают два комплекса: нижний (архей-среднепротерозойский) и верхний (верхнерифейский). Нижний комплекс представлен гнейсами, грапто-гнейсами, слюдяными сланцами, амфиболитами и мраморами (мощностью в 14—17 км в Юго-Западном Памире, 16—21 км в Срединном Тянь-Шане); верхний — филлитами, кварцитами, песчаниками, алевролитами, мраморами (мощностью в 8 км в Северном Тянь-Шане и менее 1 км в Южном, Центральном Кызылкуме).

¹ Северный Тянь-Шань объединяет такие орографические единицы как Северный и Внутренний Тянь-Шань; Срединный — Средний и Юго-Западный, Южный — Юго-Восточный и Южный.

В истории формирования допалеозойских структур известны лишь послераннепротерозойский и байкальский этапы ее становления. В течение первого была создана сложная структура кристаллического фундамента, сохранившаяся только в отдельных глыбах и поэтому практически не поддающаяся общей реконструкции.

Байкальские геосинклинального типа складчатые структуры имеют значительное распространение в Северном Тянь-Шане. Окончание их становления отмечено появлением пестроцветных молассоидных толщ в разрезах вендских отложений Таласского хребта и прилегающих районов Среднего Тянь-Шаня, угловыми несогласиями и трансгрессивным характером залегания толщ вышележащего каледонского структурного этажа. Байкальские складчатые структуры здесь отличаются значительной сложностью и нередко состоят из чешуй, надвинутых друг от друга. С байкальской складчатостью связано внедрение гранитоидов — реже ультрабазитов, габброидов в районе хребтов Куингей-Алатау, Большого Каратау, Пскемского, образующих интрузивные формации.

В районе Букантау, Тамдытау, Ауминзатау рифейские отложения, по мнению Ахмеджанова М. А. и др. (1971), являются платформенными. Представление о платформенном развитии значительной части Тянь-Шаня в рифсе и палеозое не принимается многими исследователями; они рассматривают этот режим как миеосинклинальный.

Палеогеографическую обстановку в докембрии трудно восстановить, так как для отложений этого возраста характерны сильные метаморфические изменения, особенно для пород нижнего комплекса метаморфических формаций.

Раннепалеозойский этап характеризуется формированием каледонского структурного этажа. Самые ранние каледонские геосинклинали были заложены в пределах Северного Тянь-Шаня. В начале раннего палеозоя на раздробленном допалеозойском фундаменте существовали геосинклинальные прогибы: Таласско-Каратауский, Чилико-Кеминский, Киргизско-Терскайский, Карабалтинский. Они занимали обширные пространства. В Таласско-Каратауской и Карабалтинской зонах байкальское основание в раннем палеозое испытало общее умеренное погружение, и здесь, в кембрии — тремадоке, в условиях открытого эпиконтинентального бассейна, накопилась толща карбонатных пород общей мощностью около 2000 м (шабахтинская, курумсакская, бешташская свиты). В конце среднего ордовика Таласско-Каратауский и Карабалтинский миеосинклинальные прогибы прекратили свое существование. Известняки и доломиты, слагающие карбонатную формацию, были смяты в простые, нередко куполовидные складки. Карбонатная формация имеет выходы на дневную поверхность в Таласском хребте (бешташская свита), в Малом Каратау (шабахтинская свита), в Большом Каратау (курумсакская свита). Видимая мощность пород составляет соответственно 600—2000 м, 2500—3000 и до 2000 м.

В Киргизско-Терскайской и Чилико-Кеминской зонах байкальское докембрийское основание в отличие от Таласско-Каратауской и Карабалтинской в начале палеозойской эпохи испытало глубокое погружение, превратившись в днище эвгеосинклинального прогиба, разрез которого представлен вулканогенной, вулканогенно-терригенной формациями. В основании залегают продукты вулканогенных излияний основного состава — спиллиты. В составе последних помимо вулканогенно-клас-тических пород весьма широко представлены грубые глыбовые известняковые конгломераты, зеленовато-серые и красноцветные полимиктовые

и вулканомиктовые песчаники, алевролиты. Последние тяготеют к краям срединных массивов (Зайлийского, Кураминского, Иссыккульского), которые выступали в качестве устойчивых относительно приподнятых допалеозойских глыб. Наличие грубообломочных осадков, их полимиктовый состав, присутствие оползневых текстур свидетельствуют о высокой подвижности и начале дифференциации в эвгеосинклинальных прогибах Северного Тянь-Шаня. Северо-Тяньшаньская каледонская геосинклиналь активно воздействовала на тектоническую жизнь Южного и Срединного Тянь-Шаня. В раннем палеозое Срединный Тянь-Шань представлял южную окраинную зону геосинклинали Северного Тянь-Шаня и развивался в тесной связи с ней.

Разрез Таласско-Каратауской зоны являлся переходным от эвгеосинклинали Северного Тянь-Шаня к миеосинклинали Срединного Тянь-Шаня. Последний в ордовикское время отличался от Северного Тянь-Шаня более умеренным и равномерным прогибанием. Отложения ордовика в его пределах обладают небольшой и мало изменчивой мощностью, выдержанным литологическим составом (песчаники, сланцы), полнотой и непрерывностью разреза и очень слабым развитием вулканических продуктов. В этом отношении исключение составляют два участка в Чаткальском районе, где во второй половине ордовика изливались основные лавы, и в Сарыджазском районе, подвергавшемся складкообразовательным движениям в конце среднего ордовика. На рубеже ордовика и силура область Срединного Тянь-Шаня испытала складчатость и поднятие, однако в отличие от Северного Тянь-Шаня эти движения не были столь интенсивными и не сопровождались интрузивной деятельностью. Они не повлекли за собой замыкания геосинклинали, а лишь обусловили значительный перерыв в осадконакоплении, продолжавшийся на большей части этой области до середины девона.

Отложения нижнего палеозоя в Южном Тянь-Шане имеют малое площадное развитие. Выходы кембрийско-ордовикских песчаников, сланцев, известняков, слагающих терригенно-карбонатную формуацию, известны в Туркестанском, Алайском хребтах, Центральном Кызылкуме. В Гиссарскую зону материал сносился с Юго-Западного Тянь-Шаня (Байсуинская зона), который в раннем палеозое, силуре, девоне являлся срединным массивом (Рубанов, 1972). Кембрийско-ордовикские отложения здесь сохранились в виде песчано-сланцевой толщи, слагающей терригенную формуацию. Аналогичные отложения развиты и на Памире. Нижнепалеозойские отложения в Южном Тянь-Шане, Памире формировались в мелководных морских условиях.

Средне-позднепалеозойский этап. С конца раннего палеозоя началось геосинклинальное развитие Южного Тянь-Шаня. По степени последовательности развития прогибов и поднятий и по структурному плану в пределах Южного Тянь-Шаня выделяют две группы зон: Кызылкумо-Алайскую и Фергано-Кокшаальскую. Для западной Кызылкумо-Алайской группы зон характерна центробежная последовательность развития с захватом молодыми прогибами обрамления геосинклинали как на севере, так и на юге. Прогибы восточной, Фергано-Кокшаальской группы развивались последовательно с севера на юг, наматываясь на обрамляющий ее с юга Таримский массив.

Именно с силура в Южном Тянь-Шане начинается интенсивное, но сильно дифференцированное погружение и начинается тот план геосинклинали, которому подчинено ее дальнейшее развитие. Уже к концу раннего силура относится зарождение центральной интерагосин-

клинали Южно-Тяньшаньской геосинклинали, которая возникла на месте Зеравшано-Туркестанской зоны. Ранее эта зона была прогибом, заполнявшимся флишем. Нижнесилурийские метаморфические формации, представленные чередованием песчано-сланцевых пород флишеидного типа, протягиваются широкой полосой в пределах Зеравшано-Туркестанской зоны, Туркестанского хребта, в Мальгузарских горах, в хребтах Северного и Южного Нуратау. Породы этой формации нередко оказываются сорванными со своего основания и залегают по надвигам на более молодых образованиях. У подножия выходов метаморфической формации широко развиты осыпи.

В Зеравшано-Алайской зоне в условиях мелководного теплого моря в это время формировалась карбонатная формация. Обнажения ее пород приурочены к приподнятым тектопическим блокам. Породы в массиве сильно трещиноваты и подвержены карстообразованию. К венлокскому веку в пределах Южного Тянь-Шаня уже существовали Зеравшано-Туркестанская геосинклиналь и расположенные к югу и северу от нее прогибы — Туркестано-Алайская и Зеравшано-Алайская зоны (Виноградов, 1964). Прогибание последних сопровождалось накоплением терригенно-карбонатной формации. В Туркестано-Алайской зоне проявлялась вулканическая деятельность с накоплением альбитофиров и их туфов. Наличие кремнистых илов, отлагавшихся одновременно с терригенно-карбонатными образованиями в Зеравшано-Алайской зоне, свидетельствует о вулканических излияниях в сопредельных районах.

Отложения венлока в этих районах характеризуются пестрым литологическим составом комплексов пород терригенной (Зеравшано-Туркестанская), терригенно-вулканогенной (Туркестано-Алайская) и карбонатной формаций (Зеравшано-Алайская). Пестрота состава свидетельствует о дифференциации движений в начале позднего силура. В строении лудловского яруса участвует мощная толща массивных толстослоистых известняков и известковых сланцев. По-видимому, к концу лудловского века прогибание морского бассейна усилилось. Осадконакопление началось и в районе Кокшаальского прогиба.

На Памире осадконакопление в силуре локализовалось в условиях мелководного морского бассейна, в котором отлагались мелкогалечные конгломераты, слоистые тонкозернистые песчаники, детритусовые известняки, глинистые сланцы терригенной формации.

В девоне на месте Северного и Среднего Тянь-Шаня продолжала существовать суша, которая была в основном областью сноса, и только в отдельных эпикаледонских прогибах продолжалось накопление красноцветной терригенной формации прибрежно-морских, лагунных, прибрежно-континентальных отложений (периферические прогибы — Сокольский и Восточно-Терский). Во внутренних прогибах (Джумгалском, Аральском, Восточно-Киргизском и Тюпском) формировалась вулканогенно-осадочная формация мощностью до 3000 м. В Южном Тянь-Шане в период раннего девона в прогибающемся геосинклинальном прогибе Зеравшано-Алайской зоны отлагались породы карбонатной формации, массивные известняки, преимущественно подверженные в настоящее время карстованию. В Туркестано-Зеравшанской подзоне среди известняков нижнего девона присутствуют гравелиты и конгломераты.

В начале позднего девона усилившаяся дифференциация движений, особенно в пределах Зеравшано-Алайской зоны, повлияла на

вещественный состав осадков. Если комплекс пород среднего и верхнего девона в Туркестано-Зеравшанской зоне сложен преимущественно слоистыми доломитизированными известняками карбонатной формации, то в Зеравшано-Алайской зоне к кровле девона возрастает роль терригенных образований: известковистых и кремнистых сланцев, конгломератов, песчаников эффузивов и их туфов кислого и среднего составов.

В среднем девоне стали возникать отдельные поднятия в центральной части Зеравшано-Алайской зоны. Это способствовало вовлечению в геосинклинальное прогибание новых участков суши, особенно в южной части рассматриваемой области. В позднем девоне трансгрессия моря распространялась далеко на север и восток в пределы Среднего Тянь-Шаня вплоть до верховьев р. Нарын. Здесь в наиболее южных разрезах (Чаткало-Курама) на красноцветах лежат известняки живетского яруса и верхнего девона, составляющие карбонатную формацию. Далее к северу разрез карбонатной формации начинается франским ярусом; на южном склоне Каратау развит только фаменский ярус, а еще севернее морской девон отсутствует.

Байсуинский срединный массив в девоне был сушей, с которой в большом количестве сносился грубообломочный материал в Южно-Гиссарскую и Зеравшано-Алайскую зоны. В прогибающихся к нему мульдах накапливались породы вулканогенно-карбонатной формации.

В бассейнах Памира в девоне почти повсеместно накапливались породы карбонатной, реже терригенно-вулканогенной формации. Отложениями девона заканчивается палеозойский платформенный этап развития на Памире.

Средне-позднепалеозойский этап характеризуется проявлением герцинской складчатости и образованием самого молодого структурного этажа в палеозойской и допалеозойской структурах Тянь-Шаня и Памира. В результате герцинской складчатости произошло замыкание герцинских геосинклиналей Южного и Северного Памира. В Северном Тянь-Шане в течение рассматриваемого этапа в эпикаледонских орогенных прогибах формировались красноцветные и пестроцветные молассы. В числе герцинских складчатых зон выделяются ранне-, средне- и позднегерцинские структуры, каждая из которых отмечается своеобразием геологического строения, комплексом формаций и их инженерно-геологическими особенностями, формирование разновозрастных герцинских структур определялось тектоническим развитием и палеогеографической обстановкой. Ранний карбон — последняя эпоха повсеместного распространения моря в пределах Средней Азии и повсеместного образования карбонатной формации мощностью до многих сотен метров. Породы формации интенсивно закарстованы. Конец раннего — начало среднего карбона являлся напряженным временем для формирования структур Тянь-Шаня и Северного Памира. В этот промежуток времени появились геоморфологически выраженные поднятия среднегерцинских структур Восточно-Алайской, Зеравшанской, Высоких предгорий Алая, Араванской, Баубаштинской, Джангджирской. Продукты разрушения пород вновь образованных поднятий в позднем палеозое заполнили разделяемые флишево-молассовые прогибы. Верхняя грубообломочная молассовая формация наиболее отчетливо проявлена в Карачатырской, Сурметашской, Турдукской зонах, где разрезы палеозоя местами венчают верхнекарбонатные-нижнепермские красноцветные конгломераты. Мощность флишево-молассовых толщ составляет 3000—4000 м, достигая 6000—

7000 м в Карачатырской, Турдукской зонах. Вулканогенные продукты в составе молассового комплекса выражены очень редко.

Замыкание поздних геосинклинальных прогибов Фергано-Кокшаальской области и формирование структур позднегерцинских (Гульчинско-Сурметашской, Туркестанской, Карачатырской, Яссинской, Турдукской, Майдантайской, Кокшаальской) складчатых зон произошло в перми.

Юго-Западный Тянь-Шань, отделенный от Южного Тянь-Шаня Гиссарским разломом, присоединился к нему только в конце среднего — начале позднего палеозоя, когда в прогибание, сопряженное с поднятиями Зеравшано-Алайской зоны, включалась его северная окраина и заложилась Гиссарская зона. Этот процесс начался отложением мощной вулканогенно-осадочной формации нижнего и среднего карбона. Расположенная южнее более устойчивая часть массива относится к Байсунской зоне. Однако уже в конце среднего карбона в северной части Гиссарской зоны, тяготеющей к Гиссарскому разлому, возникают поднятия, сопровождаемые внедрением основной массы Гиссарского гранодиоритового батолита, а в позднекаменноугольное и пермское время области осадконакопления последовательно смещаются к югу. В ранней перми вдоль южного склона современного Гиссарского хребта образуется пояс кислых эффузивов вулканогенной формации, а южнее его в поздней перми, а возможно и в раннем триасе, отлагались породы красноцветной молассовой формации. В структуре Гиссарской зоны большую роль играют разломы с преобладающим широтным простиранием в ее восточной и северной частях и юго-западным и юго-восточным в отрогах Гиссарского хребта и перемещением блоков по ним к югу и юго-востоку в сторону кристаллического основания западной части Таджикской депрессии.

В результате докембрийской и палеозойской истории геологического развития сформировался комплекс прочных, твердых пород, смятых в сложные структуры. Последние в результате новейших тектонических движений были выведены на большую высоту и возникла высочайшая горная страна Тянь-Шаня и Памира.

ГЛАВА 12

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В МЕЗОЗОИ — ПАЛЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОВРЕМЕННЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

К началу мезозойской эры на территории Тянь-Шаня и Северного Памира установился платформенный режим. Геосинклинальные условия сохранились на Центральном, Южном Памире, Большом Балхане, возникли в районе Копетдага. Здесь наиболее интенсивно проявились киммерийские и альпийские движения и связанные с ними горообразовательные явления. Периоды замыкания геосинклинальных прогибов соответствовали максимальным тектоническим напряжениям мезозойской и кайнозойской эр, в результате которых образовались складчатые сооружения — киммериды и альпиниды. На территории Тянь-Шаня, Центрального Кызылкума и Северного Памира движения носили

колебательный характер. Они, как правило, вызывали периодические изменения палеогеографии и способствовали формированию субплатформенных формаций.

К началу мезозоя стали зарождаться Южно-Таджикский, Ферганский, Зеравшанский, Иссыккульский и другие прогибы, в которых накапливались комплексы осадочных формаций континентального и лагуно-морского генезиса. Триас (средний, верхний) на большей части Тянь-Шаня и Северного Памира представлен латеритовой корой выветривания — пестроцветным, местами бокситоносным комплексом, глинами, алевролитами, сиалитами. В прогибающихся участках накапливались породы терригенно-угленосной формации, так как в это время были благоприятные условия для угленакопления: влажный климат, богатый растительный мир, особенно в южной периферии Гиссаро-Алая.

В конце рэтского века усилившиеся восходящие движения активизировали эрозионную деятельность, в результате которой в пределах Тянь-Шаня, Северного Памира, Центрального Кызылкума произошли частичный либо полный размыв осадков триаса. В Центральном и Южном Памире формировались геосинклинальные отложения морского генезиса. В Центральном Памире в раннем — среднем триасе формировались известняки карбонатной формации. На дневную поверхность породы карбонатной формации выходят в районе Рангульской впадины, оз. Джилгаукуль, в долинах Западного Памира и Колокташ. Мощность ее в первом случае достигает 450—500 м, во втором — до 120 м. Известняки сильно трещиноваты и подвержены карстообразованию.

Верхний триас в районе Центрального Памира представлен терригенной формацией флишеидного типа. Сильного регионального метаморфизма не наблюдается, однако контактовый метаморфизм в отдельных местах очень сильный, что привело к образованию гнейсов. Выходы данной формации приурочены к Язгулемскому хребту, где они достигают мощности 1800 м. Породы плотные, с поверхности не подвержены процессам выветривания, трещины в основном приурочены к областям тектонических нарушений. Небольшие выходы этой формации, приуроченность их к большим высотам делают ее практически невозможной для инженерных сооружений.

Толщи юры, сменяющие триасовые отложения в отношении распределения мощностей, сохраняют те же тенденции, хотя в целом площадь их осадконакопления во всем Тянь-Шане и в Северном Памире заметно возрастает. По-прежнему существует континентальный режим, продолжает формироваться угленосная терригенная формация.

Структурное обновление Тянь-Шаня и Северного Памира, начавшееся в мезозое, выражалось в двух формах: образовании пологих изгибов большого радиуса кривизны и смещениях блоков в палеозойском основании; формировании систем складок и разрывов в постпалеозойских прогибах, заполненных отложениями мезозоя и кайнозоя.

В триасовое и раннеюрское время на распределение и конфигурацию структур существенное влияние оказало оживление региональных разломов глубокого заложения типа Талассо-Ферганского. К юго-западу от Талассо-Ферганского разлома расположились самые крупные депрессии — Южно-Таджикская, Ферганская, Зеравшанская и др. К северу же от этого разлома обособилась область поднятий Северного Тянь-Шаня, в пределах которой мезозойские впадины играли сугубо подчиненную роль. Наиболее полные разрезы мезозоя приурочены

только к отнесенным юго-западным депрессиям. В юрское время развивались основные структурные элементы — области поднятий и погружений в Южно-Таджикской, Ферганской депрессиях. Главная роль в формировании структурного плана принадлежала здесь также дифференцированным движениям блоков эпигерцинского фундамента по Ханакинско-Сурхобскому, Дарваз-Каракульскому, Вахшскому и другим региональным глубинным разломам. На южных склонах Гиссарского и Каратегинского хребтов, Каратау, а также в Придарвазье отложения нижнего отдела юрской системы представлены породами терригенно-угленистой формации. В батском веке территория Южно-Таджикской синеклизы была охвачена нисходящими движениями, вызвавшими проникновение с юго-запада морской трансгрессии, и уже в келловейское время за счет расширения морского водосма накапливались преимущественно породы карбонатной формации, которые по направлению с запада на восток постепенно замещаются лагунно-континентальными отложениями. В конце юрской эпохи образовалась серия замкнутых лагун, в которых отлагались пестроцветные терригенно-сульфатные и галлондные образования соленосной формации. Примерно аналогичные палеогеографические условия существовали и на территории Чаткало-Курамы.

Северный Памир в юрское время являлся возвышенностью. Осадконакопление мощных толщ терригенно-угленистой и вулканогенной формаций было приурочено к прогибам, прилегающим к Северо-Памирскому поднятию, тогда как в пределах самого поднятия интенсивно проявлялся эффузивный вулканизм, способствовавший образованию туфолоавовых покровов. В Центральном и Южном Памире в начале юрской эпохи в оставшихся прогибах накапливались песчано-сланцевые осадки терригенной формации, а в среднеюрский период произошло некоторое прогибание рассматриваемых зон Памира, в результате которого последовала морская трансгрессия и стали накапливаться известняки карбонатной формации. Морской бассейн достиг на севере южной окраины Северо-Памирских герцинид. В юго-восточной части Южного Памира среди известняков залегают и вулканогенные породы. В келловейское время вследствие усиления дифференциации движений с общей тенденцией к поднятию появились многочисленные архипелаги, возвышающиеся на фоне морского водосма. Возникновение островной суши отразилось на литологическом составе, поэтому среди известняков карбонатной формации присутствуют прослои конгломератов, песчаников и сланцев. В позднеюрское время общее поднятие Центрального и Южного Памира повлекло за собой регрессию моря к юго-востоку. На юго-западе, по-видимому, уже с начала юрского периода оформилась Копетдагская геосинклиналь, в которой в связи со значительным прогибанием стала накапливаться мощная осадочная толща. Физико-географические условия в самый начальный этап развития геосинклинали не известны. По всей вероятности, еще в раннеюрскую эпоху сюда проникли морские воды. С этого момента и почти до конца юрского периода на месте Копетдагской геосинклинали располагался морской бассейн. Об интенсивности прогибания в ранне- и среднеюрское время можно судить по мощности средней юры в Большом Балхане, превышающей 4000 м. Море здесь было более глубоким в ааленское и байосское время, когда отлагались почти исключительно глинистые осадки, и более мелким в батское время, когда в осадочной толще преобладали песчаники. Обмеление моря, вероятно, было связано с усиленным поступлением с суши обломочного материала, превышав-

шим скорость прогибания. На близость к Большому Балхану размывающейся суши указывает присутствие в среднеюрских отложениях грубообломочного материала, и в том числе крупных глыб палеозойских магматических пород. Среднеюрские отложения терригенной формации обнажаются в запад-северо-западной половине Большебалханской мегантиклинали. Характерны резкие изменения мощностей пород терригенной формации от 600 м в центре антиклинали до 1900 м на северо-западе Большого Балхана.

В течение келловейского, оксфордского веков в связи с аридизацией климата вместо песчано-глинистых отложений терригенной формации в Копетдагской геосинклинали стали отлагаться породы терригенно-карбонатной формации. Седиментация происходила в условиях неравномерного погружения земной коры, что вызывало значительные колебания мощности осадков. Максимальные колебания мощностей наблюдаются в Большом Балхане, где, очевидно, располагался участок дифференцированных вертикальных движений. Породы терригенно-карбонатной формации келловей обнажаются как на севере, так и на юге Большого Балхана. Они согласно лежат на среднеюрских отложениях и также согласно перекрываются оксфордскими. Мощность келловейских отложений мняется в достаточно широком интервале от 63 до 316 м. Отложения оксфорда совместно с нижнемеловыми образуют карбонатную формацию. Они слагают юго-восточную половину Большого Балхана.

В раннемеловое время Северный Памир представлял собой денудированную слабовсхолмленную равнину, в прогибах которой формировались красноцветные песчано-глинистые образования. Возможно, что в Центральном и Южном Памире в начале раннемелового периода завершился геосинклинальный этап развития, и уже в позднемеловое и палеогеновое время в этих зонах Памира был режим, близкий к платформенному. Однако для Центрального Памира предполагается и более поздний период замыкания геосинклинали, связанный с движениями позднего мела и, частично, палеогена. Завершение геосинклинального этапа сопровождалось внедрением пород интрузивных формаций — габбро-перидотитов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов. Образуются системы сложных складчатых структур, осложненных как крупными краевыми разломами (Гунт-Аличурский, Пшарийский, Ак-Байтальский и др.), так и многочисленными более мелкими разрывными нарушениями.

В местных мелкоконтинентальных зонах поднятий накапливались терригенные молассы. Вулканизм в раннемеловое время наиболее интенсивно проявился в Мургаб-Айсуйской зоне, где сформировалась эффузивная формация.

В раннемеловую эпоху в прогибах Южного, Среднего Тянь-Шаня (Южно-Таджикский, Зеравшанский, Ферганский, Приташкентский и др.) формировались преимущественно континентальные песчано-глинистые образования красноцветной терригенной формации. Выходы терригенной красноцветной формации известны в юго-западных отрогах Гиссара. Наряду с глинами, алевролитами и песчаниками здесь присутствуют гипсы, а также карбонатные осадки: доломиты, мергели, известняки-ракушечники. Мощность их значительно изменяется с севера на юг (от 860 до 1100 м). Нижняя часть формации представлена отложениями континентального генезиса, верхняя часть — морского.

В начале мелового периода в Копетдагской геосинклинали сохранялся режим морского бассейна нормальной солености. Продолжала

отлагаться мощная толща пород карбонатной формации, общая мощность которой в центральных участках геосинклинали превышает 1000 м.

С начала сеноманского века усилились опускания в пределах Копетдагской геосинклинали, особенно в ее западной части, где стала накапливаться мощная толща морских осадков. В это опускание был втянут и северо-западный окраинный участок геосинклинали (район Данатинского хребта и Малого Балхана), где в конце альбского века располагалась зона поднятий, подвергшаяся размыву. В дальнейшем в течение всей поздне меловой эпохи западная часть Копетдага была областью наибольшего погружения. Последнее, однако, не было равномерным — оно было значительным в сеноманское время, когда седиментация происходила непрерывно и накопилась толща осадков до 600 м мощности в турон-сеношское время, уменьшилась скорость седиментации, и в процессе ее возникали неоднократные перерывы, а затем вновь усилилась с начала кампанского века. В районе Большого Балхана, где в начале мелового периода тектонический режим и условия седиментации приближались к геосинклинальным, формировалась терригенная формация верхнебарремско-сеноманская, которая развита нешироко и установлена лишь на северном склоне Оглантинской гряды. Рассматриваемый период характеризуется общим опусканием территории, которая лишь на последних этапах сменилась колебательными движениями.

Поздне меловая эпоха ознаменовалась региональной морской трансгрессией. Почти повсеместно в прогибах и в местных впадинах шло формирование карбонатно-терригенной формации. В поздне меловое время морской водоем Южно-Таджикской синеклизы через Алайский пролив сообщался с Ферганским, охватив прогибающиеся участки территории Памира.

В дальнейшем морской бассейн в пределах Памира стал превращаться в зону прибрежно-морских лагун с преимущественным накоплением известняков и глин карбонатно-терригенной формации. В конце позднего мела море регрессировало, и территория Памира превратилась в относительно низкую слабо расчлененную сушу.

В Таджикской депрессии в сеноманский век происходит расширение морского водосема, в котором образовались известняки, песчаники, глины, гипсы. Присутствие гипсов может указывать на отдельные периоды обмеления бассейна вследствие дифференцированных движений. В Туронский век морская трансгрессия достигла своего максимального значения. Почти повсеместно отлагались глины, известняки и гипсы, что указывает на существование отдельных замкнутых лагун в поздне туронское время. Комплексы сенона сложены регрессивной серией осадков, отличающихся большой нестрогой фациальной составом.

В начале палеогена море носило эпиконтинентальный характер и заливало не только Таджикскую, Ферганскую, Зеравшанскую впадины, но и большую часть территории Тянь-Шаня и Памира. Если во впадинах Тянь-Шаня и Северного Памира палеогеновый комплекс характеризуется максимальной мощностью (до 1000 м), то в локальных впадинах Центральной Гиссарской зоны Таджикистана мощности палеогена минимальные, а в пределах Дарваза эти отложения вообще не установлены.

В Западном Копетдаге и Малом Балхане морской режим на рубеже мелового и палеогенового времени не прерывался. Начавшееся в датское время накопление осадков карбонатно-терригенной

формации, слагавших чаалджинскую свиту, продолжалось в палеоценовую эпоху. Палеогеновый период был временем обширной трансгрессии, не уступавшей позднемеловой.

Характерной особенностью его был также распад Копетдагской геосинклинали и образование в ее пределах полуобособленных впадин, разделенных участками геосинклинальных поднятий. Условия седиментации в этих впадинах были неодинаковыми. В течение всего периода отчетливо выделялась Западно-Копетдагская впадина, в пределах которой происходило непрерывное накопление морских, относительно глубоководных осадков, общая мощность которых превышает 2000 м. Область Центрального Копетдага не была охвачена значительными погружениями. Частично она, возможно, поднималась над уровнем моря и служила источником сноса. На севере обособился Предкопетдагский прогиб, где прогибание и скорость накопления осадков были сопоставимы с таковыми Западного Копетдага. В западной части этого прогиба условия седиментации были такие же, как и в Копетдаге, но к востоку меньшая скорость прогибания и частичное обмеление бассейна вызвали развитие песчано-алевролитовых осадков. В верхах палеогеновой толщи в Большом Балхане к началу палеогенового периода уже выявились и в дальнейшем продолжали развиваться основные антиклинальные поднятия.

В начале периода — в раннепалеогеновое время — море покрывало лишь низкие участки прогибавшихся зон. Полностью был покрыт морем Большой Балхан лишь в средне-, а местами только в позднеоценовое время. До этого Большебалханский остров служил источником песчаного и алевролитового материала, отлагавшегося у его подножия. В олигоценовое время юго-восточные районы были охвачены восходящими движениями, в результате чего море покинуло обширную площадь восточной части Копетдага. В то же время дифференцированность тектонических движений привела к обособлению прогибов, в которых стали накапливаться наиболее мощные осадки. Аналогичные условия были и на юго-западе в продолжавшей прогибаться Западно-Копетдагской впадине и распространялись в пределы Предкопетдагского прогиба. В раннеолигоценовое время в большей части морского бассейна отлагались некарбонатные глинистые илы. Позднее в результате воздымания источников сноса они сменились песчано-глинистыми и песчано-алевролитовыми осадками, частично пестроцветными, а в Предкопетдагском прогибе в основном песчаными.

На территории Центрального и Южного Памира в палеогеновый период активизировались движения положительного знака, сопровождающиеся проявлением вулканизма, поэтому в строении палеогеновой толщи участвуют, кроме осадков терригенной формации, базолиты, липариты вулканической формации. В Гиссаро-Алае в начале палеоцена происходит региональное поднятие, охватившее Таджикскую депрессию и вызвавшее смену морского режима позднемеловой эпохи лагунными условиями, которые господствовали в первой половине палеоцена. Переход от морских фаций к лагунным выражен сменой известняков маастрихтского яруса на алевролиты, гипсы, доломиты нижнего палеоцена. Вторая половина палеоцена ознаменовалась началом палеогеновой трансгрессии на большей части Тянь-Шаня, Памира и накоплением карбонатной формации. Однако в середине палеоцена в результате отдельных кратковременных поднятий произошло отшпурование мелководных участков бассейна и переход их в засоленные лагуны, которые в конце бухарского века вновь превратились в морской водоем.

В начале эоцена накапливались глинисто-карбонатные осадки. В дальнейшем наступило некоторое обмеление моря с последующим его засолением, о чем может свидетельствовать присутствие прибрежно-морских и лагунных фаций. В конце раннего эоцена нисходящие движения усилились, и в пределах рассматриваемой территории образовался морской мелководный бассейн, который продолжал свое существование и в среднем эоцене. Осадконакопление в позднем эоцене происходило в условиях нарастающего поднятия областей сноса, с которых поступало большое количество терригенного материала. Восходящие движения в хребтах Тянь-Шаня и Памира были настолько интенсивными, что опускание в прогибах уже не могло компенсировать снос обломочного материала. Это обстоятельство (Захаров, 1958) вызвало исчезновение морского бассейна с территории Тянь-Шаня и Памира к концу олигоцена. В конце палеогена Тянь-Шань и Памир испытали общее поднятие, что вызвало континентальный режим. Отмеченные особенности геологического строения территории в мезозойско-палеогеновое время вместе со спецификой проявления альпийской тектоники на фоне происшедших после палеозоя изменений климата в конечном итоге предопределили в инженерно-геологическом отношении формирование здесь нижней — основной части среднего структурного этажа, объединяющего различные комплексы пород терригенной, терригенно-карбонатной формаций.

ГЛАВА 13

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В ОЛИГОЦЕН — ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ (БЕЗ ГОЛОЦЕНА) И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОВРЕМЕННЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В конце палеогена — начале миоцена воздымания охватывают всю территорию будущей горной страны Тянь-Шаня, Памира и Копетдага. Эпиконтинентальное море покидает территорию Ферганской, Таджикской, Приташкентской и других впадин. Начинается формирование расчлененного рельефа. Происходит дифференциация территории на области поднятия — сноса и погружения — аккумуляции. Этот процесс развивался не одновременно: с позднего эоцена — раннего олигоцена — в восточных районах Северного Тянь-Шаня и, возможно, только с позднего олигоцена — на Памире, Копетдаге и остальной части Тянь-Шаня. Зарождающиеся поднятия и впадины (в обобщенных очертаниях) до некоторой степени наследовали позднегерцинский структурный план. На ранней стадии области прогибания занимали гораздо большие площади, чем области поднятия. Олигоцен-раннемиоценовые впадины Алайской долины, Ферганы, Приташкентского района, Таджикской депрессии и другие были значительно шире названных современных депрессий, поэтому отложения позднего олигоцена — раннего неогена обнажаются в предгорьях и в грядах холмов-адыров, отвещающих кайнозойским антиклиналям.

Преимущественное конденсационное развитие поднятий определило удивительное однообразие пород кайнозойских молассовых формаций, почти повсеместно представленных красноцветными отложениями пролювиально-делювиального, аллювиально-эолового

и озерно-болотного генезиса. Проллювиально-делювиальный тип распространен у подножий горного обрамления депрессии и характеризуется обилием грубообломочных валунно-галечниковых отложений. По мере продвижения к центральной части впадин происходит смена грубообломочных отложений песчано-глинистыми накоплениями аллювиально-го, озерного и эолового происхождения (рис. 17). Мощность красно-

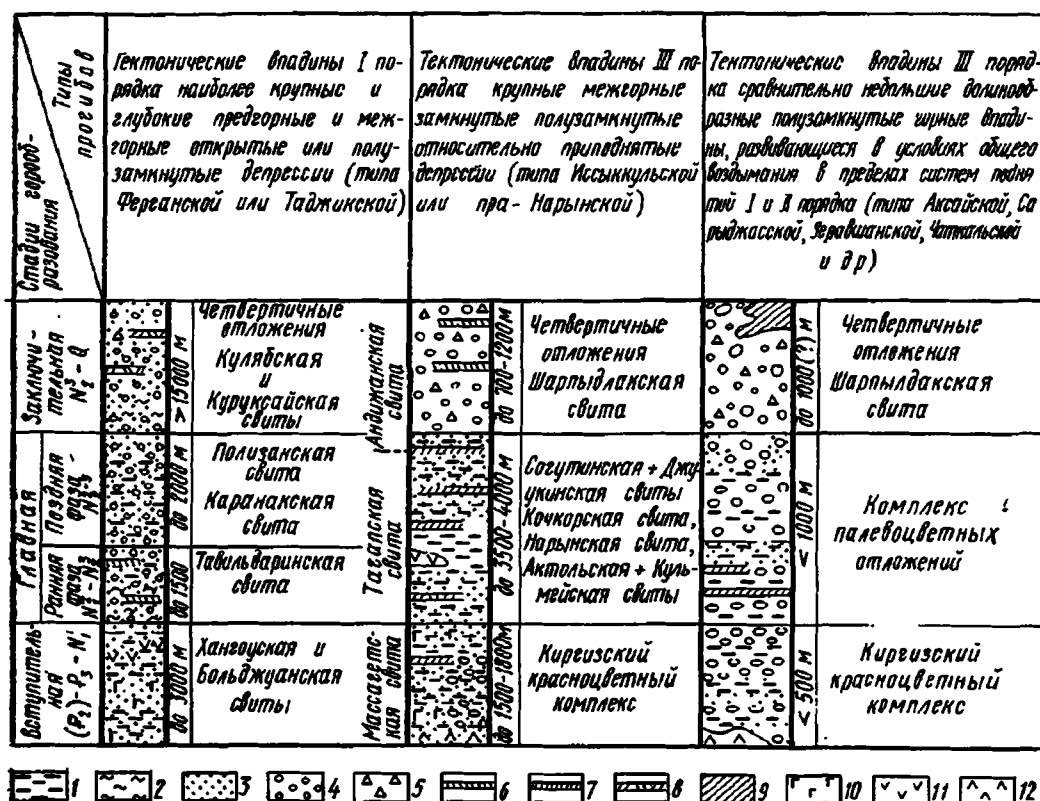


Рис. 17. Схема строения прогенной (молассовой) формации Памиро-Тяньшаньской области новейшего горообразования (по Н. П. Костенко):

1 — глины, 2 — алевролиты, 3 — пески и песчаники, 4 — галечники и конгломераты, 5 — брекчии, 6 — известняки, 7 — мергели, 8 — лессовидные суглинки, 9 — ледниковые валунные суглинки, 10 — гипсы, 11 — соли, 12 — базальты

цветов варьирует от 0 м у источников спаса до 1500—2000 м в центральных частях впадин, что свидетельствует о прогрессирующем поднятии и расчлененном рельефе. Морские условия в олигоцен — раннемиоценовое время существовали только на очень ограниченных площадях. Море располагалось в прогибе Западного Копетдага, заходило в Предкопетдагский прогиб. Последний был заложен в результате инверсии Копетдагской геосинклинали, когда началось воздымание главнейших антиклинальных хребтов Копетдага, а также Большого Балхана. Морские отложения представлены терригенной (глинистой) формацией. Это черные глины (майкопская свита) мощностью в несколько десятков метров.

В олигоцен-раннемиоценовое время сформировался верхний ярус рельефа. К нему относятся вершинные поверхности всех горных областей, длительность формирования их составляет 8—10 млн. лет. Поэтому при формировании олигоцен-раннемиоценовой поверхности полной

компенсации поднятия денудацией не произошло, хотя средняя суммарная амплитуда этого поднятия достигла всего лишь 400 м (Лоскутов, 1969).

К среднему миоцену — плиоцену, возможно, к раннему плейстоцену приурочена главная стадия горообразования, соответствующая дальнейшему развитию горного рельефа и постепенному усложнению условий осадконакоплений. В течение этого времени в обширных горных впадинах накопились толщи моласс. По-прежнему морские условия осадконакопления сохраняются в Западном Копетдаге. Здесь формируется карбонатно-терригенная формация, представленная известняками, мергелями, песками. Часто морские отложения разделены пачками континентальных красноцветных осадков — конгломератами, песками, что свидетельствует о тектонической активности Копетдага. Внешнее выражение тектонического режима позволяет выделить в развитии главной стадии горообразования раннюю и позднюю фазы.

Ранняя фаза примерно охватывает средний и поздний миоцен и ранний и средний плиоцен. В Ферганской, Приташкентской, Таджикской впадинах в течение этого времени накопилась мощная толща грубого состава с преобладанием красновато-бурой окраски. Иные условия осадконакопления возникли к востоку от Ферганского хребта. В связи с ускорением роста поднятий в восточных регионах началась изоляция горных впадин и превращение их в бессточные или слабо проточные озерные котловины. Становление в рельефе «пересекающихся» хребтов — поднятий Тяньшаньского и преимущественно Ферганского простирания — привело к нарушению стока во многих крупных горных впадинах и возникновению Великих неогеновых озер Киргизского Тянь-Шаня, в которых формировалась хемогенная формация.

В раннем плиоцене началось опускание Южного Каспия, этот район стал втягивать в себя воды Каспийского моря. В опускание была втянута прилегающая к Южно-Каспийской впадине территория, где оформилась Западно-Туркменская низменность, ставшая областью накопления мощной толщи морской молассовой формации. Слагающий ее материал поступал с востока по речным долинам, частично же образовался за счет сноса с ближайших горных возвышенностей. По окраинам опускавшейся впадины проявились сбросовые дислокации, окаймляющие ее как на севере, так и на востоке. На востоке сбросы возникли западнее современной восточной границы Прикаспийской низменности и отделили от погружавшейся впадины оставшуюся приподнятой Мессерианскую зону. На севере по сбросам были опущены южное крыло и частично сводовая часть Кубадагской антиклинали.

В позднюю фазу (поздний плиоцен — начало раннего плейстоцена) произошло новое повышение скорости общего воздымания всех положительных структурных форм. Оно привело к значительному сокращению областей накопления тонкого обломочного материала и широкому развитию грубых моласс. Значительное и быстрое воздымание обусловило становление горных сооружений Тянь-Шаня в очертаниях, близких к современным. В результате этого процесса во внутренних районах общих сводообразных поднятий обособился рельеф, известный под названием «Сыртов Тянь-Шаня», представленный высоко поднятыми умеренно и слабо расчлененными пологосклонными хребтами и плоскодонными долинами. На остальной территории Тянь-Шаня, Памира сформировался средний ярус рельефа — глубокие эрозивно-де-

нудационные долины, врезающиеся в вершинную поверхность верхнего яруса.

Глубина среднемиocen-раннеплейстоценовых долин, естественно, зависит от амплитуд суммарных и синхронных поднятий; на Дарвазе и Памире она варьирует от 1000 до 1500 м, а в Чаткало-Кураминской и Гиссаро-Алайской областях врез этого возраста достигает 1600—1800 м. На Копетдаге в миоцен-плиоценовое время сформировались ризская, коштамырская поверхности выравнивания.

Опускания, начавшиеся в среднелиоценовое время, продолжались и позднее. Они вызвали трансгрессию Акчагыльского моря. Каспийское море залило Прикаспийскую низменность, проникло в синклинальные прогибы Западного Копетдага. В акчагыльское время увеличились размеры Западно-Туркменской впадины за счет погружения Мессериянской зоны. В самом конце плиоцена и в начале четвертичного периода вновь усилились тектонические движения. Воздымание горных хребтов вызвало новое усиление спуска с гор обломочного материала, который образовал верхнюю толщу молассовой формации. Отдельные хребты Тянь-Шаня, Памира были подняты на большую высоту и подвергались оледенению (рис. 18).

Раннечетвертичное время характеризуется резким сокращением области седиментации за счет общего подъема территории в конце плиоцена и относительным уменьшением темпов и амплитуд поднятий. Высота горного обрамления в конце раннечетвертичного времени за счет суммарных поднятий олигоцена доходила до 3 км по периферии депрессий и до 5 км в хребтах Центрального Памира. Такие высоты способствовали развитию оледенения, следы которого отчетливо сохранились во многих местах Памира, Дарваза и Алая.

В Таджикской депрессии в раннем плейстоцене располагалась аллювиально-озерная равнина, над поверхностью которой возвышались антиклинальные поднятия субмеридионального простирания. Осадконакопление в рассматриваемый этап происходило, очевидно, в условиях выровненного рельефа: ранее (в плиоцене) выработанные переуглубленные долины заполнялись разнофациальными образованиями кайрубакской свиты. Основная масса обломочного материала в западной части Таджикской депрессии приписалась с Гиссаро-Алая. В восточной части депрессии аллювиальные долины располагались между дугообразно выгнутыми к северо-западу структурными хребтами (Чедия, Лоскутов, 1966). Это обстоятельство и усилившаяся в раннем плейстоцене аридизация климата сыграли определенную роль в формировании здесь своеобразных отложений кайрубакской свиты. В стратии кайрубакской свиты принимает участие мощная (200 м и более) толща каменных лессов и лессовидных пород, расслоенная погребенными почвами. На водораздельных пространствах лессовидные породы кайрубакской свиты залегают непосредственно на размытую поверхность дочетвертичных пород. В центральных частях впадины лессовые породы подстилаются русловыми галечниками. Лессы и лессовидные породы — наиболее распространенные группы пород четвертичного возраста. Они слагают не только ранне-, но и средне- и позднечетвертичные аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные поверхности. По генезису среди лессовых пород различаются аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, аллювиально-пролювиальные, пролювиально-делювиальные и эоловые типы.

Приташкентская и Ферганская впадины представляли собой аллювиально-пролювиальные равнины, поверхность которых также усложнялась небольшими возвышенностями, образованными растущи-

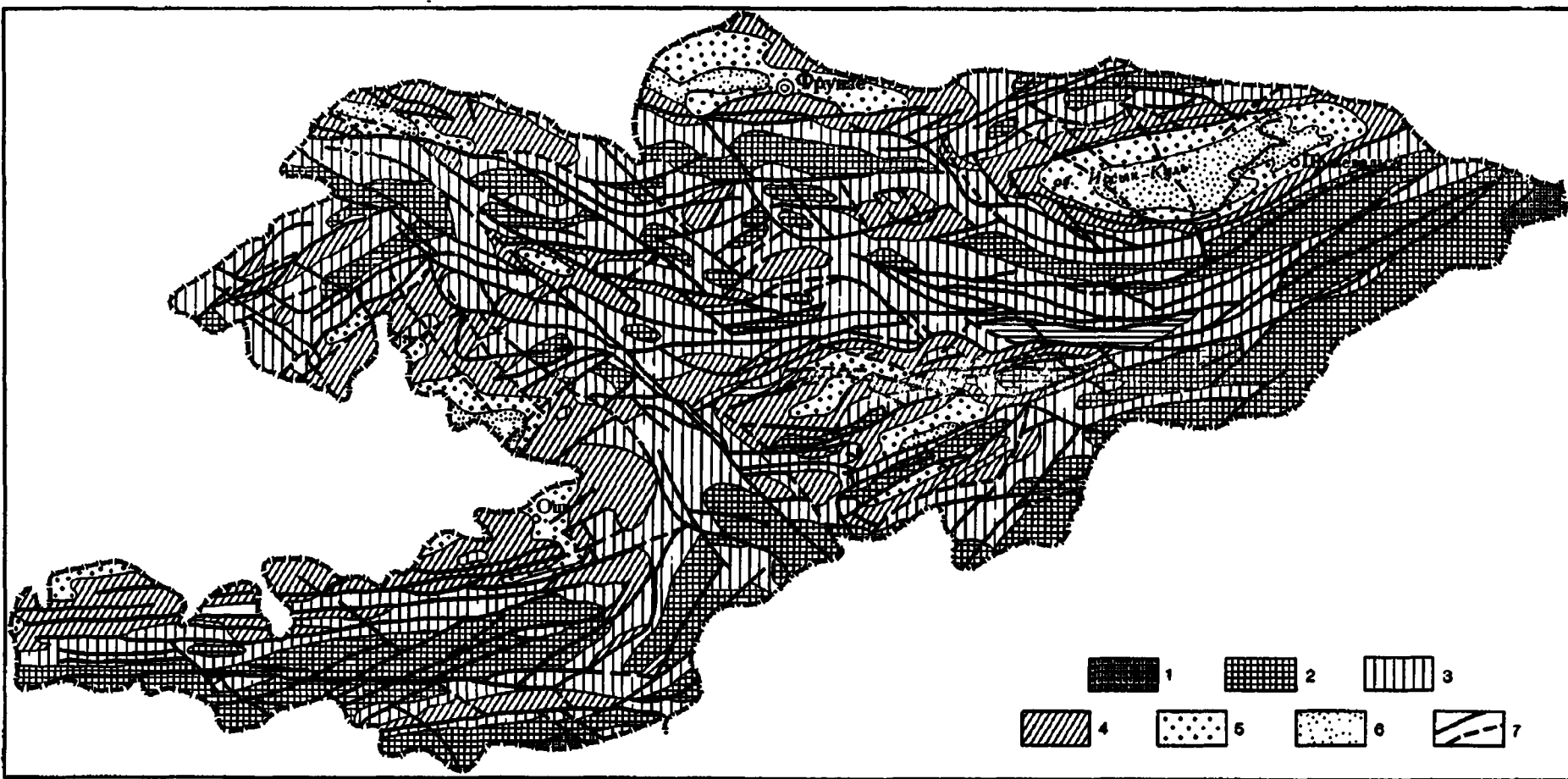


Рис. 18. Схема неотектоники восточной части Тянь-Шаня (Н. П. Костенко и др.).
 Площади с амплитудами суммарных вертикальных движений (за этап горообразования): 1 — более 6000 м, 2 — 4000—6000 м, 3 — 4000—2000, 4 — 2000—0 м, отрицательных; 5 — от 0 до 2000 м, 6 — 2000—4000 м; 7 — разрывы: а — установленные, б — предполагаемые

ни брахиантиклиналями. В рассматриваемой впадине формировались отложения сохского комплекса. В центральной части впадин он представлен геолого-генетическим комплексом аллювиальных отложений — преимущественно мелкогалечными конгломератами, переслаиваемыми с мелко- и грубозернистыми песками. В подчиненном количестве находятся прослои супесчано-суглинистых лессовидных пород. В направлении Кураминского и Туркестанского хребтов они фациально замещаются породами геолого-генетического комплекса пролювиального генезиса, представленного щебнисто-песчано-суглинистым материалом. В пределах горной области (Гиссаро-Алая, Памира) рассматриваемые отложения пользуются меньшим площадным распространением и незначительными мощностями.

Значительные части вершин хребтов уже в раннем плейстоцене входили в хионосферу, поэтому в этой области широким развитием пользуются породы геолого-генетических комплексов гляциальных и перигляциальных отложений (морены и др.). В меньшей степени здесь развиты геолого-генетические комплексы аллювиальных и пролювиальных отложений, которые обычно находятся здесь в парагенезисе с геолого-генетическим комплексом гравитационных образований. Классическим примером гляциального и перигляциального района является Восточный Памир и высокогорья Западного Памира и Дарваза, где значительным распространением пользуются морены раннечетвертичного возраста (восточно-памирский комплекс). Последние представлены валунными суглинками и песками, образующими обширные площади беспорядочно-холмистого рельефа, выстилающего частные впадины — котловины типа Сасыккульской, Салагурской и др. В отдельных случаях эти морены порезаны среднечетвертичной эрозией. На Западном Памире и Дарвазе мощности морен колеблются в широких пределах: от 100—200 до 400—500 м. В отдельных местах Восточного Памира известны фациальные переходы нижнечетвертичных морен в флювиогляциальные гравийно-галечные отложения, образующие 80—100-метровые террасы.

В начале раннего плейстоцена несколько ослабла интенсивность прогибаний Западно-Туркменской впадины. Здесь накопилась 250-метровая континентальная толща галечников, песков и глин аллювиального и пролювиального генезиса, выходы которых известны на антиклинальных складках Прибалханской низменности. Затем прогибание резко усилилось, что вызвало трансгрессию бакийского моря, отложившего глины с прослоями алевролитов, алевроитов, песков, известняков. Море временами проникало в Предкопетдагский прогиб, который также интенсивно прогибался. Здесь продолжали формироваться мощные толщи морских и континентальных отложений молассовой формации.

Среднечетвертичное время характеризуется новым усилением поднятий и расширением площади горных хребтов за счет сокращения областей седиментации. Поднятие гор сопровождалось глубинным эрозийным врезом в них и новым увеличением площади ледников в конце среднечетвертичной эпохи. В это время происходит кардинальная перестройка гидросети, формирование широких долин. Последнее сопровождалось выносом огромного количества рыхлого, переработанного до мелкоземных фаций материала с гор в предгорья. Создавался обширный, регионального значения шлейф мелкозема, являвшегося субстратом формирования лессовых пород (Тетюхин, 1973). В средне-

четвертичное время происходит формирование илякского комплекса в Таджикской депрессии и ташкентского — Ферганской и Приташкентской впадин, мургабского — на Памире.

Процесс углубления долины происходил неравномерно и сопровождался выработкой до трех региональных эрозионных или локальных террас (Лоскутов, 1962). В пределах Таджикской депрессии отложения илякского комплекса образуют две или три региональные эрозионно-аккумулятивные террасы. Литологически террасы илякского комплекса сложены преимущественно лессами и лессовидными суглинками геолого-генетического комплекса аллювиальных отложений, обычно подстилаемыми песчано-галечным или щебнистым материалом. Минимальная мощность этих отложений для центральных районов Таджикской депрессии, по данным бурения, предположительно оценивается до 400 м. В сторону горного обрамления мощности постепенно уменьшаются часто до полного исчезновения. В этом же направлении аллювиальные галечники переходят в щебнистый материал геолого-генетического комплекса делювиально-пролювиального и гравитационного происхождения. Особенностью описанных отложений являются их рыхлость, легкая размываемость и подверженность суффозионным процессам.

В западной части Ферганской впадины среднечетвертичные отложения (ташкентский комплекс) представлены аллювиальными, аллювиально-пролювиальными и пролювиальными образованиями. Геолого-генетический комплекс аллювиальных отложений выполняет центральную часть Приташкентской и Ферганской впадин, где они погребены под более молодыми образованиями. Кровля разреза ташкентского комплекса в тех местах, где она сохранилась, представлена лессовидными супесчано-суглинистыми образованиями. Мощность отложений ташкентского комплекса, по данным бурения, оценивается в 200—300 м. В сторону горного обрамления мощности уменьшаются до нескольких десятков и даже единиц метров. В том же направлении наблюдается и изменение состава и генезиса отложений ташкентского комплекса. По мере удаления от центральных зон Ферганы галечники замещаются сначала слабо окатанными обломками, а затем — у подножий гор щебнистым материалом геолого-генетического комплекса пролювиального происхождения (древние «сухие дельты», по В. Н. Веберу, 1929). В пределах Туркестанского хребта описываемые отложения образуют две, иногда три террасы, которые имеют четкое двучленное строение снизу — галечники, а сверху — лессовидные суглинки.

В гляциальной зоне широко развиты среднечетвертичные морены, солифлюкционные и их парагенетические ассоциации с другими типами, главным образом со склоновыми отложениями. И если морены раннечетвертичного возраста распространены в основном на Восточном Памире и лишь в незначительной степени на Западном Памире и на Дарвазе, то среднечетвертичные морены присутствуют во всех горных областях, за исключением Кураминского хребта, Копетдага, Большого Балхана. От морен по течению рек протягиваются узкие ленты пород геолого-генетического комплекса флювиогляциальных отложений, большей частью смытые последующей эрозией (Чедия, 1972).

Геолого-генетический комплекс пролювиальных отложений в виде конусов выноса и шлейфов распространен по некоторым долинам Восточного Памира (бассейн оз. Ранг-Куль, по среднему течению р. Аксу и т. п.).

По берсгам озер развит геолого-генетический комплекс озерных отложений, образующий несколько террасовых ступеней, что в общем характерно для наиболее крупных озер (Кара-Куль, Ранг-Куль, Салангур).

Западно-Туркменская впадина в среднечетвертичное время характеризуется новой трансгрессией моря — хазарской. В это время формируется толща коричневых глинистых осадков, алевролитов, песков мощностью до 150—400 м. Геолого-генетический комплекс морских отложений тесно связан с геолого-генетическим комплексом дельтовых отложений. В северной части Западно-Туркменской низменности, в районе возвышенностей Небит-даг, Монжуклы, Урунджик можно проследить постепенную смену морских отложений дельтовыми и аллювиально-озерными отложениями каракумской свиты. В области по направлению к Копетдагу геолого-генетический комплекс морских отложений замещается геолого-генетическими комплексами пролювиальных и делювиальных отложений.

В начале позднечетвертичного времени вновь активизировались новейшие восходящие движения. Поднятие территории обусловило образование глубинного вреза. Дальнейшее углубление речных долин достигало от десятков метров в депрессиях до 350 м на Западном Памире. Во второй половине рассматриваемой эпохи завершается аккумуляция отложений голоднестепского комплекса в Ферганской и Приташкентской впадинах, душанбинского в Таджикской депрессии и Гиссаро-Алае, аличурского на Памире.

Дальнейшее развитие гор вызвало новое горно-долинное оледенение. Значительное увеличение ледников наблюдалось на Северо-Западном Памире и в Гиссаро-Алае. Разросшиеся ледники в изобилии поставляли обломочный материал. Во внеледниковой области — в Таджикской, Приташкентской и Ферганской впадинах — частные поднятия — хребты, значительно поднявшиеся к этому времени, обусловили интенсивный вынос пролювиального материала в главные долины.

В Таджикской депрессии верхнечетвертичные отложения образуют две региональные, морфологически хорошо выраженные террасы, которые вложены в рыхлые отложения илякского комплекса либо в дочетвертичные породы. Террасы душанбинского комплекса вместе с голоценовыми отложениями образуют плоские днища современных долин, поэтому они прослеживаются вдоль всех рек, пересекающих как Таджикскую депрессию, так и обрамляющие ее горы. Относительные высоты террас изменяются сверху вниз по течению от 17—25 до 70—100 м. Геолого-генетический комплекс аллювиальных отложений душанбинского комплекса характеризуется двучленным строением: снизу — валунно-галечниковые отложения, соответствующие русловой фации, сверху — лессовидные суглинки и супеси. Суммарная мощность отложений душанбинского комплекса, по данным бурения и обнажений, не превышает 200—250 м. В направлении гор их мощности снижаются до 50 и менее метров.

В тесных фациальных взаимоотношениях с геолого-генетическим комплексом аллювиальных отложений находятся геолого-генетические комплексы делювиальных, коллювиальных и пролювиальных образований. Петрографический состав щебнисто-галечного материала последних двух комплексов находится в прямой зависимости от состава пород, слагающих склоны хребтов и возвышенностей, на которых развиты эти отложения. Делювий, покрывающий сплошным чехлом пологие склоны или поверхность террас, состоит из лессовидных суглинков,

в разной степени обогащенных включениями щебня. Его мощность сильно изменяется от долей метров в верхних частях склонов до 10—13 м у их оснований.

В Ферганской, Приташкентской впадинах верхнечетвертичные отложения (голодностепский комплекс) образуют серию низких террас и «трамплинов» долины Сырдарьи и ее притоков (Васильковский, 1935).

Ледники поставляли большое количество обломочного материала. Геолого-генетический комплекс гляциальных отложений ниже по течению речных долин замещается геолого-генетическим комплексом аллювиальных (флювиогляциальных) образований. Аллювиальные отложения слагают нижние террасы речных долин и выполняют обычно их персуглубленные участки. Во всех горных областях прослеживаются три, иногда две региональные террасы. Повсюду в горах аллювиальные отложения представлены галечниками. На участках четковидных расширений долин, обусловленных поднятиями местных базисов эрозии (пролювиальные, селевые, моренные, гравитационные завалы), в толщах галечников присутствуют озерно-аллювиальные тонкозернистые супеси и суглинки, обладающие светло-желтыми тонами и лепточной слоистостью. В при-склоновых частях аллювиальные галечники замещаются коллювием, представленным валунно-щебнистым материалом.

На Восточном Памире геолого-генетический комплекс аллювиальных отложений аналогичным образом замещается геолого-генетическими комплексами делювиально-аллювиальных и солифлюкционных образований, сложенных супесчано-суглинистым материалом, обогащенным щебнем. Породы геолого-генетического комплекса пролювиальных отложений повсюду образуют конусы выноса. В горной области (Гиссаро-Алае, Памире) верхнечетвертичные отложения представлены геолого-генетическими комплексами гляциальных, аллювиальных, пролювиальных, озерных и гравитационных образований.

В позднем плейстоцене основные центры оледенения располагались в районах максимальных высот. Одним из крупных центров в Гиссаро-Алае являлся район горного узла Матча, откуда на запад опускался вновь увеличившийся Зеравшанский ледник, от конечных морен которого начинаются валунно-галечниковые террасы душанбинского комплекса. На Северо-Западном Памире, как и ранее, крупнейшими ледниковыми центрами были бассейны ледника Федченко и группа ледников Гармо. От нескольких оставленных ими конечных морен, лежащих в современных долинах, также начинаются террасы душанбинского комплекса мощностью 140 м. В направлении к Восточному Памиру оледенение значительно сократилось. Неравномерное распределение ледников между западом и востоком, по-видимому, можно объяснить тем, что поднятая к этому времени выше западная часть Памира являлась коллектором влаги, приносимой западными циклоническими ветрами. Именно с этого этапа Восточный Памир превращается в высокогорную пустыню (Чедия, 1972).

Верхнечетвертичные отложения в Чаткало-Кураме (кассанский комплекс) объединяют морены позднечетвертичного оледенения и согласованные с ними речные, пролювиальные и гравитационные отложения.

Особо по-прежнему развивалась Западно-Туркменская впадина. Позднечетвертичное время характеризовалось здесь трансгрессией Хва-

лынского моря, которое абрадило склоны Малого Балхана. Наиболее четко абразионный уступ прослеживается в западной части на абсолютных высотах 20 и 40 м. Хвалынские отложения представлены песками геолого-генетического комплекса морских отложений.

Из вышесказанного можно сделать следующие выводы. Неоген-четвертичное время характеризуется своеобразным этапом развития — эпиплатформенного орогенеза. В этот период оформился современный облик горно-складчатых сооружений Средней Азии. На большую высоту были выведены докембрийские, палеозойские отложения. Сформировались поверхностные отложения в межгорных впадинах и коррелятивные им врезы в горах. В неоген-четвертичное время высокие горы Средней Азии стали областью широкого оледенения. Образовались широкие предгорные прогибы и впадины — Предкопетдагский, Приташкентский и другие, сложенные мощным покровом лессовых отложений.

Все это позволяет сказать, что неоген-четвертичное время — очень важный этап в формировании современных инженерно-геологических условий. В этот период сформировался рельеф и основной комплекс рыхлых четвертичных поверхностных отложений, а также определено направление современных геологических процессов.

ГЛАВА 14

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В ГОЛОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОВРЕМЕННЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Голоценовые отложения по своеобразию строения и распространения в сочетании с особенностями влияния хозяйственной деятельности человека и климата занимают особое место среди всех возрастных генераций четвертичных образований. Горно-складчатые системы Средней Азии в голоценовое время по-прежнему остаются тектонически активной страной. Скорость вертикальных движений достигла в голоцене на юге Средней Азии 12 мм в год (Лоскутов, 1969). О продолжающихся и в настоящее время тектонических движениях свидетельствует деформация современных террас и высокая сейсмичность. Только с начала XX в. в центральных районах Таджикской депрессии произошло 22 землетрясения силой от 6 до 8 баллов (Мирзабаев, 1969).

Наиболее сейсмоопасные зоны, характеризующиеся землетрясениями силой 9—10 и более баллов, совпадают с южной периферией Ферганской впадины и пограничной полосой Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии, в Приташкентской впадине, т. е. с зонами важнейших разломов, разграничивающих межгорные впадины и горные поднятия. Результатом землетрясений на склонах хребтов и речных долин являются сейсмогравитационные процессы. На крутых склонах, сложенных карбонатными и песчаными породами, они сопровождаются наиболее крупными обвалами (долина р. Вахш). В высокогорных областях часто проявляющиеся сейсмогравитационные процессы приводят к формированию крупных зональных озер. В голоцене продолжает накапливаться геолого-генетический комплекс гравитацион-

ных образований, и прежде всего осыпи, которые формируются на различных гипсометрических уровнях. В этих случаях скопления обломочного материала, нередко приуроченные к весьма незначительному перегибу склона, таят в себе большую потенциальную опасность мгновенного смещения вниз по склону. В большинстве случаев осыпи достигают оснований склонов и, скапливаясь, образуют исходный материал для проявления других, не менее опасных экзогенных процессов, главными из которых являются селевые потоки.

В речных долинах в голоцене широко проявлялись оползневые процессы. Основное количество оползней приурочено к толще лессовидных пород илякского комплекса и кайрубакской свиты. Иногда наблюдаются оползни в подстилающих коренных породах. В рельефе оползни выделяются в виде бугристых или террасовидных ступенчатых поверхностей.

В Ферганской, Приташкентской впадинах, особенно в Западно-Туркменской впадине, за счет переведания аллювиальных отложений накапливаются пески геолого-генетического комплекса эоловых отложений. В высокогорной области весьма активны процессы морозного выветривания и солифлюкции, образующие на склонах каменные россыпи, солифлюкционные террасы и оплывины. В гляциальной зоне образуются морены геолого-генетического комплекса ледниковых отложений. Обычно они наблюдаются на склонах южной экспозиции, где происходит интенсивное сокращение ледников. В то же время у большинства ледников северных склонов таковые не наблюдаются, что указывает на то, что эти ледники в настоящее время находятся в фазе наступления. Они широко развиты в приосевых частях горных хребтов, в верховьях почти всех крупных водных артерий на абсолютных отметках, превышающих 4000—4500 м. В целом материал морен представлен беспорядочным нагромождением совершенно не обработанных, угловатых материнских пород, накопленных как непосредственно у периферии современного ледника, так и в некотором удалении от него (в виде конечного вала). Реже вся эта масса находится в «разжиженном» состоянии, где роль связывающего звена выполняют песчано-суглинистые образования темно-коричневого цвета.

С голоценовым временем связано формирование русла, поймы, первой, второй надпойменных террас рек, которые сложены геолого-генетическим комплексом аллювиальных отложений. Почти все реки в верховьях протекают в выработанных в голоценовое время узких каньонообразных троговых долинах с господствующими уклонами (0,02—0,03), благодаря чему бурный поток откладывает грубообломочный валунный материал, выдсленный в геолого-генетический комплекс пролювиальных отложений.

Аллювиально-пролювиальные образования приурочены также к оврагам, расчленяющим высокие террасы. Формирование их связано с действием постоянных водотоков, ручьев и деятельностью паводковых, селевых потоков, периодически функционирующих в них.

Геолого-генетический комплекс делювиальных отложений развит узкой полосой по уступу душанбинских и илякских террас. Представлен он лессовидными суглинками, иногда с включением гальки, щебня и дресвы.

Вокруг Иссык-Куля, Сон-Куля, в староречьях Сырдарьи, в Ляуркульской впадине и т. д. формируется геолого-генетический комплекс озерных отложений. В районе оз. Иссык-Куль

участки их распространения на северном побережье более выдержаны и шире представлены по сравнению с южным. Как правило, они слагают полосу пляжа, береговые валы и первую озерную террасу. Последняя характеризуется уступами, достигающими высоты от 1,5—3 до 3—6 и 8—13 м и далеко заходящими в долины современных притоков.

В Западно-Туркменской впадине уже в историческое время наблюдались кратковременные трансгрессии Каспийского моря, в результа-

те чего откладывались пески и глинистые отложения с прослоями солей геолого-генетического комплекса морских отложений мощностью до 20 м. В предгорьях, примыкающих к Большому и Малому Балхану, морские отложения замещались породами геолого-генетического комплекса пролювиально-элювиальных отложений.

Голоценовое время явилось завершающим моментом в истории геологического развития горноскладчатых сооружений, которые в это время стали высочайшей горной страной со сложным рельефом, гидрографической сетью. Окончательно сформировалась гидрографическая сеть; определено направление современных геологических процессов.

Строение рельефа. Многообразие типов рельефа горной части Средней Азии может быть сведено в три основных генетических типа: тектонико-денудационный, тектонико-аккумулятивный и тектонико-денудационно-аккумулятивный. Они отражают наиболее общие черты эволюции рельефа в геолого-историческом аспекте и характерные особенности его в зависимости от геологического строения и тектонических структур. В указанной по-

следовательности названные типы отражают изменения в соотношении главных рельефообразующих факторов — эндогенных и экзогенных сил, определивших их характер.

Тектонико-денудационный тип рельефа объединяет все горные сооружения — хребты и горы, представляющие сложные складчато-глыбовые поднятия с высокогорным (альпийским) и среднегорным, реже низкогорным рельефом, выработанным главным образом в палеозойских и протерозойских, реже в мезозойских породах. Для него характерна глубокая (от 50 до 1000—1500 и даже до 2000 м) густая расчлененность рельефа (рис. 19). В водораздельных и приводораздельных частях хребтов, особенно главных, часты высокие гребни, крутые скалистые склоны, троговые долины, ледники и снежники



Рис. 19. Эрозионный врез по линии тектонического разлома на северном склоне Туркестанского хребта

(рис. 20). В пределах основных частей склонов — глубокие ущелья V-образного профиля и каньоны с бурными потоками горных рек у основания, с мощными осыпями и обвалами. На склонах и водоразделах хребтов нередко встречаются реликты древней (донеогеновой) поверхности выравнивания, выработанной в складчато-дислоцированных породах герцинской платформы. Разрушению пород способствуют: густая гидрографическая сеть, резко континентальный климат, морозное выветривание. Возраст рельефа горных хребтов и гор, образующих

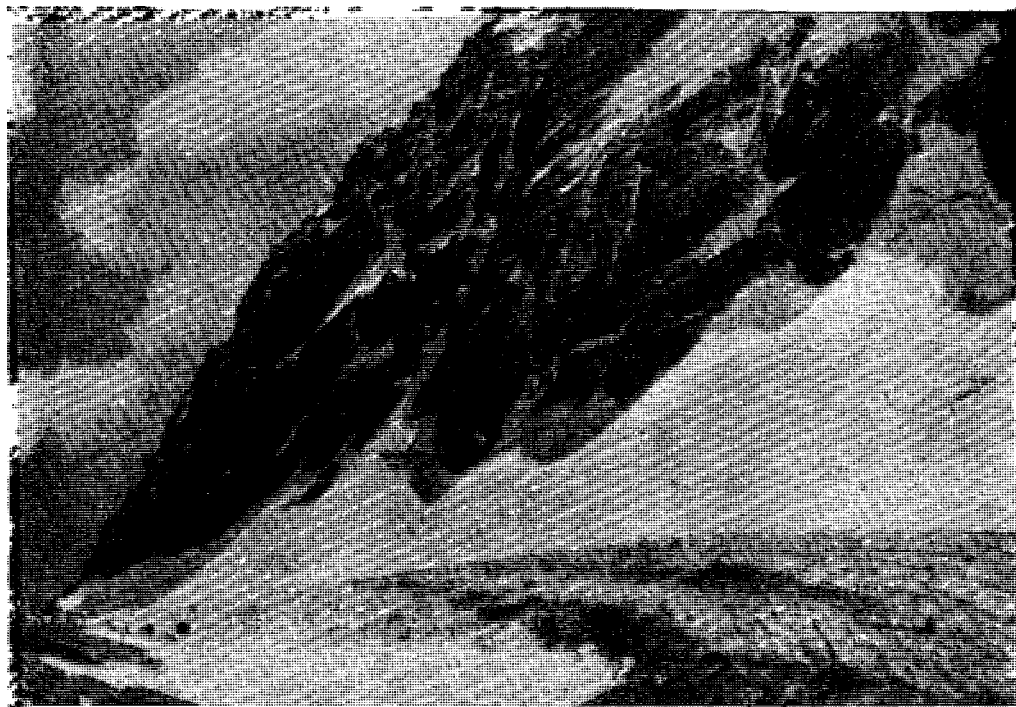


Рис. 20. Фирновое поле в центральной части Гиссарского хребта. Фото А. Кондратьева

горный геоморфологический комплекс, преимущественно плиоценовый, реже ранне-среднечетвертичный.

Тектонико-аккумулятивный тип рельефа свойствен предгорным впадинам — Чуйской, Приташкентской, Голодностепской, Предконетдагской и внешним межгорным впадинам — Ферганской, Таласской, Алайской, Иссыккульской, Южно-Таджикской. С начала проявления неотектонических движений — это преимущественно области длительной аккумуляции сносимых с гор продуктов разрушения горных пород. Основные черты рельефа были созданы в средне-поздне-четвертичное время за счет мощной (до 300—500 м и более) аккумуляции рыхлых отложений, перекрывающих складчатые структуры более древнего мезозойского, кайнозойского покрова. К тектонико-аккумулятивному типу рельефа относятся: предгорные шлейфы — галечниковые конусы выносов горных рек вдоль подножий горных склонов (рис. 21), представляющие собой крутонаклонные слабо и неглубоко (до 5—10, реже до 30—50 м) расчлененные равнины; слабопокатые аллювиально-пролювиальные суглинистые равнины периферических частей конусов выноса с густой сетью эрозионных врезов, часто неглубоких (до 2—5, реже до 10—20 м), сосредоточивающих обычно реки родникового

питания (Карасу); участки всхолмленно-волнистого и увалисто-долинного рельефа в лессовидных и других породах, приуроченные к внутренним антиклинальным поднятиям, осложняющим местами грабен-синклинальные структуры впадин, с глубиной расчленения до 50, реже до 100 м; террасированные аллювиальные равнины главных речных долин, впадин, в верхних частях с рельефом, близким к рельефу конусов выноса, в нижних — с преобладанием невысоких террас и широких пойм, нередко заболоченных, с родниковыми водотоками, старицами и болотами; приозерные равнины, наиболее широко развитые в Иссыккульской впадине, включают пляжи и три озерные террасы. Расчлененность ее слабая и неглубокая (до 3—5, реже до 10—30 м).



Рис. 21. Подмыв основания склона и обрушение конгломератов цокольных террас в долине р. Зеравшан.
Фото В. И. Преснухина

Тектонико - денудационно - аккумулятивный тип рельефа занимает как бы промежуточное положение между тектонико-денудационным и тектонико-аккумулятивным. Он распространен в пределах сравнительно невысоких горных сооружений, расположенных между основными хребтами и межгорными впадинами в современных их контурах, особенно внешних, и характерен для предгорной зоны Ферганской, Приташкентско-Голодностепской, Предкопетдагской впадин, предгорий северных склонов Терской-Алатау, Киргизского хребта, Таласского Алатау и др. Это главным образом молодые среднечетвертичные дифференцированные складчатые поднятия, возникшие на месте внешних периферических частей плиоценовых межгорных депрессий, более обширных тогда и про-

ше устроенных. В предгорной зоне Ферганы и вдоль северного склона Заалайского хребта рельеф выработан в мезокайнозойских отложениях, во всех других случаях — в кайнозойских. Рельеф предгорий очень сложен, особенно в Ферганской части. Здесь сочетаются различного рода возвышенности, antecedentные долины и относительно небольшие внутренние — внутрипредгорные впадины и долины. Основная часть площади предгорий приходится на возвышенности, обладающие различным рельефом типа «адыров», «бедленда» в Ферганской, Приташкентской и Предкопетдагской впадинах или «прилазков» в Северном Тянь-Шане и даже средних и низких гор. Глубина их расчленения от 200—300 до 500 м. Внутрипредгорные (межадырные) впадины и долины сложены четвертичными отложениями мощностью до 100—200 м. В большинстве случаев это равнины типа предгорных шлейфов, реже

аллювиальные террасированные долины (Нургартская, Узген-Куршабская и др.), глубина расчленения до 20—50, реже до 100 м. Мсжгорные равнины Внутреннего Тянь-Шаня в течение палеогена и псогена были областями мощной (до 2500—3000 м) аккумуляции различных по составу моласс, в том числе соленосных.

В разпечетвертичное время наметилось общее поднятие Внутреннего Тянь-Шаня, охватившее не только хребты, но и впадины. Процессы дифференцированных поднятий, как и в предгорных зонах, резко проявились в средне-поздпечетвертичное время. Это обстоятельство определило решающую роль в формировании доминирующих в настоящее время тектонико-денудационных аккумулятивных типов рельефа впадин.

Гидрогеологические условия горной части Средней Азии отличаются большим разнообразием как по типам подземных вод и условиям формирования, так и по физическим и химическим свойствам, а также практическому их использованию. Здесь выделяются бассейны трещинных вод, межгорные и предгорные артезианские бассейны.

Бассейны трещинных вод приурочены к складчатым зонам Тянь-Шаня, Памира, Копетдага и Большого Балхана. Наибольшее распространение получили породы нижнего гидрогеологического этажа, к которому приурочены трещинные, карстово-трещинные и трещинно-жильные в основном грунтовые, реже напорные воды.

Трещинные воды содержатся в верхней части разреза, сложенной трещиноватыми разрушенными породами различного состава: карстово-трещинные — в карбонатных нарупленных породах; трещинно-жильные воды приурочены к тектоническим разломам. Общее направление движения подземных вод повторяет рельеф местности. Глубина залегания уровня грунтовых вод зависит от мощности выветрелых и трещиноватых пород и изменяется от 40—100 м на водоразделах до выклинивания в виде родников по долинам. Области питания подземных вод совпадают с областями разгрузки. Разгрузка трещинно-жильных вод происходит в соседние артезианские бассейны.

В пределах высокогорья и частично среднегорья Тянь-Шаня и Памира при расчлененном рельефе, обильных осадках, сильной трещиноватости и маломощном покрове четвертичных отложений, сложенных грубообломочными породами, развиты ультрапресные гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 0,2 г/л. В горно-степных среднегорных и частично низкогорных районах с резко континентальным климатом, сильной расчлененностью рельефа и интенсивной дренированностью территории, сложенной маломощным делювиальным и аллювиальным чехлом, распространены гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые воды с минерализацией от 1,0 до 0,5 г/л. В низкогорных районах и в пределах мелкосопочника при пустынном резко континентальном климате, слабо расчлененном рельефе с мощным чехлом четвертичных и неогеновых отложений, сложенных песками и глинами, развиты подземные воды с повышенной минерализацией (от 1 до 5, редко до 20 г/л), сульфатно-гидрокарбонатные, сульфатно-хлоридные, натриево-кальциево-магниеые.

В особую группу следует выделить трещинно-жильные воды разломов. Зоны разломов являются хорошими коллекторами подземных вод. Породы, заполняющие их, обладают повышенной фильтрационной способностью. Разломы являются основными водовыводящими путями. С глубинными разломами связаны термальные и минеральные воды.

Межгорные и предгорные артезианские бассейны различаются между собой по площади, возрасту, мощности водонасыщающих пород и их литолого-фациальному составу, по глубине залегания складчатого фундамента. Наиболее крупные межгорные и предгорные артезианские бассейны Средней Азии: Ферганский, Иссык-Кульский, Таласский, Зеравшанский, Приташкент-Голодностепский, Южно-Таджикский и ряд мелких, приуроченных к небольшим межгорным впадинам. В строении артезианских бассейнов принимают участие три гидрогеологических этажа.

Верхний гидрогеологический этаж сложен отложениями четвертичного и неогенового возраста. Он отделен от среднего этажа водонепроницаемой толщей эоцен-олигоценного возраста. Мощность его достигает нескольких километров. Залегание отдельных водоносных и водонепроницаемых горизонтов моноклинальное. В краевых частях бассейнов мощность осадочного чехла 500—800 м. Здесь разломами образованы более мелкие структуры, которые в гидрогеологическом отношении представляют собой наложенные мелкие артезианские бассейны. В верхнем гидрогеологическом этаже содержатся пресные и соленоватые гидрокарбонатные, реже сульфатные кальциевые воды. Движение подземных вод происходит от периферии к центру, изменение минерализации подземных вод — от пресных к соленым — наблюдается также в этом направлении. Подземные воды верхнего этажа агрессивны по отношению к бетону и металлам.

Средний гидрогеологический этаж сложен водосодержащими породами мезозойско-палеогенового возраста. Как уже было сказано, он изолирован от верхнего этажа мощным (до 300 м и более) региональным водонепроницаемым эоцен-олигоценного возраста. Лишь на отдельных участках, особенно в краевых частях бассейна, этот водонепроницаемый слой отсутствует и водоносные комплексы и горизонты среднего и верхнего гидрогеологических этажей гидравлически между собой связаны. Воды среднего гидрогеологического этажа имеют повышенную минерализацию. Здесь наблюдается вертикальная зональность, которая часто имеет аномальный характер, когда с глубиной минерализация уменьшается.

Нижний гидрогеологический этаж залегает глубоко и изучен слабо.

Современные геологические процессы

Горная часть Средней Азии характеризуется широким развитием современных геологических процессов (рис. 22).

Оползни наиболее широко развиты на склонах Чаткальского, Пскемского, Угамского, Кураминского, Ферганского, Алайского, Гиссарского, Каратепинского и Зеравшанского хребтов, где площадь в 9,2 тыс. км² поражена современными оползнями, а на площади более 11,5 тыс. км² возможно их развитие. С 1961 по 1974 г. на территории Средней Азии зафиксировано более 8 тыс. оползневых участков. Наиболее интенсивно оползневые процессы развиты в бассейнах рек Чирчик, Ахангаран, Катта-Урдарья, Кафирниган, Яксу, Кызылсу, Караунгур и Майлису, где коэффициент пораженности достигает 0,4. В бассейнах Чирчик-Ахангарана, Кафирнигана, Яксу, Кызылсу, Караунгур развитие оползней происходит в лессовых породах четвертичного возраста по контакту с песчано-глинистыми или скальными породами, в остальных — в глинистых разностях мел-палеогенового возраста. На площадях, где лессовые породы перекрывают песчано-глинистые обра-

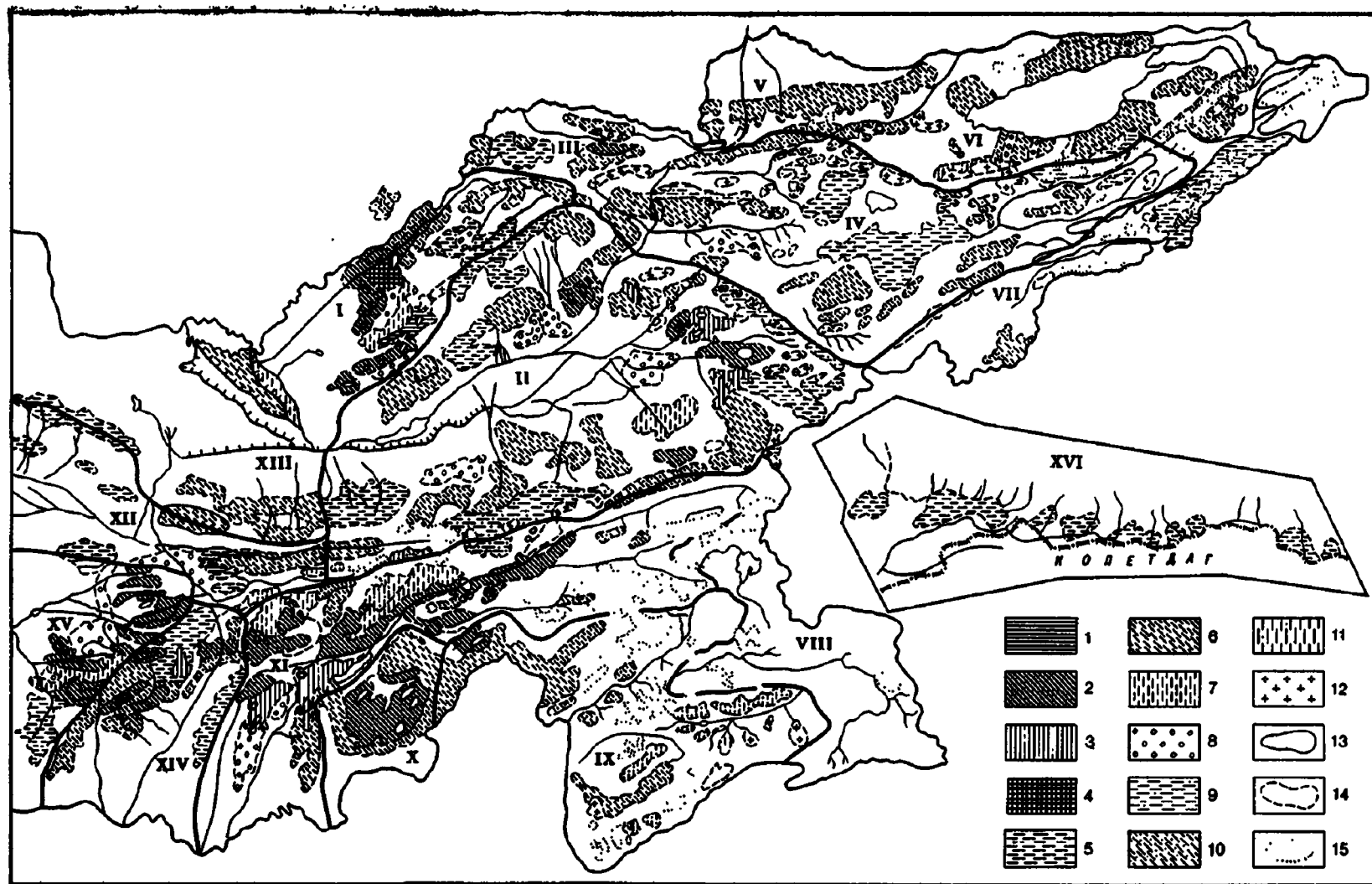


Рис. 22 (см. на обороте)

Рис. 22. Схема распространения оползневых, особенно обвальных и селевых процессов в горной части Средней Азии. Составили Р. А. Ниязов, В. П. Пушкаренко.

Экогеодинимические области: I — Чаткало-Кураминская, II — Ферганская, III — Таласская, IV — Нарынская, V — Чу-Илийская, VI — Иссык-Кульская, VII — Кокшаал-Сарыджазская, VIII — Восточно-Памирская, IX — Горно-Бадахшанская, X — Кызылсу-Таирсуйская, XI — Вахш-Кафирниганская, XII — Зеравшанская, XIII — Нура-Туркестанская, XIV — Сурхандарьинская, XV — Кашкадарьинская, XVI — Колгатадская.

Пораженность территории процессами (K_n — отношение площади зафиксированных явлений к площади возможного развития данного явления). Оползневые: 1 — очень слабая ($K_n=0,1$), 2 — слабая ($K_n=0,1-0,2$), 3 — средняя ($K_n=0,2-0,4$), 4 — сильная ($K_n=0,4$). Селевые: 5 — очень слабая ($K_n=0,15$), 6 — слабая ($K_n>0,15-0,30$), 7 — средняя ($K_n=0,30-0,45$), 8 — сильная ($K_n=0,45$). Осыпно-обвальные: 9 — очень слабая ($K_n=0,1$), 10 — слабая ($K_n=0,1-0,2$), 11 — средняя ($K_n=0,2-0,4$), 12 — сильная ($K_n>0,4$). Границы развития процессов: 13 — активного, 14 — возможного. Прочие знаки: 15 — ледники, снежники

зования, часто встречаются древние оползневые тела, в пределах которых развиваются современные оползни второго порядка.

Помимо оползней в связных породах развиваются крупные оползни и обвалы скальных пород, которые вызваны сильными землетрясениями (Каратагское, Сарезское, Файзабадское, Чаткальское, Хаитское, Сарыкамышское). Одной из главных региональных закономерностей распространения крупных оползней является приуроченность их к зонам тектонических нарушений. Почти все (95%) крупные древние и современные оползни приурочены к зонам дробления, к участкам с измененной формой кровли подстилающих пород, к зонам движения подземных трещинных вод.

Рассматривая специфику образования оползней во времени, можно отметить, что массовое развитие их обычно приурочено к началу марта, когда происходит до 50—70% всех регистрируемых весной смещений грунтов. В некоторые годы весной выпадает почти вся годовая норма осадков, что резко оживляет оползневые процессы на склонах (1954, 1958, 1961, 1964, 1969). Особенно большое количество осадков (1400—1800 мм) выпало с октября 1968 г. по июль 1969 г., что в два-три раза превысило среднегодовую норму. В этот период в долинах рек Чирчик, Ахангаран на склонах с абсолютной отметкой 1200—1300 м за один месяц зафиксировано более 500 оползневых смещений и около 4000 на территории всей Средней Азии. Поверхностные смещения (оплывины, сплывы) развиваются в основном за счет атмосферных осадков в марте — апреле, а оползни-потоки, блоковые, сложного и переходного типа и другие крупные смещения получили широкое развитие в апреле и мае за счет влияния подземных вод (Гурдара, Ялдомыч, Беш-Бадам, Каранкуль, Харагон, Ходжикент, Гиссар и др.).

Отличительной особенностью формирования оползней в лессовых породах является то, что при периодическом точечном или липейном увлажнении происходит нестационарный механический процесс сочетания вертикальных деформаций с горизонтальным смещением пород вдоль склона. В этом случае основной задачей является изучение механизма взаимосвязи скорости протекания процесса между полем увлажнения неводонасыщенных лессовых пород с полем деформации. При этом скорость протекания процесса находится в прямой зависимости от интенсивности насыщения пород влагой и формирования количества поверхностей (зон) скольжения.

В зависимости от скорости формирования оползни в глинистых породах на территории Средней Азии подразделяются на две основные группы.

К первой группе относятся смещения, формирующиеся в короткий промежуток времени, где движение пород происходит по одной поверхности (зоне) скольжения — оплывины, сплывы, оползни-потоки (рис. 23). В этих случаях, как указывает Н. П. Нифонтов, теряется контакт между смещающейся и неподвижной частями склона. Ко второй группе относятся оползни, где потеря контакта не наблюдается, а смещение

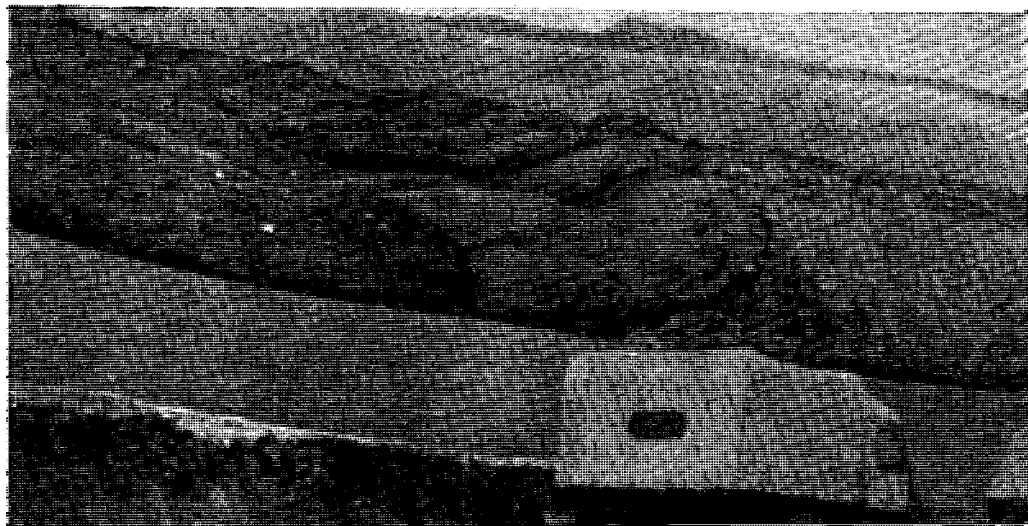


Рис. 23. Оползень-поток (в Гиссарской долине, Южно-Таджикская депрессия)

происходит по нескольким поверхностям (зонам) скольжения и интенсивность процесса развития оползня более длительная (блоковые, выдавливания, сложного и переходного типа). Далее эти группы по состоянию пород, степени их раздробленности, форме и скорости смещения (согласно классификации оползней по механизму смещения Дорожного исследовательского бюро США, 1958) подразделяются на три вида: течения, скольжения и смешанного движения.

Оползневые течения образуются в результате переувлажнения 1,5—3,5-метровой толщи лессовых пород за счет интенсивного выпадения атмосферных осадков. Ввиду незначительной мощности происходит промачивание лессового покрова до скальных пород, т. е. увлажнение грунта до двухфазного состояния. Характеризуется этот тип смещения (оплывины и поверхностные сплывы) быстрым развитием, незначительным объемом и повсеместным распространением. Оползни скольжения образуются в породах большой мощности, смещение происходит по нескольким поверхностям (зонам) скольжения. Движение земляных масс идет очень медленно, они продвигаются на значительное расстояние. В механизме развития хорошо выделяются стадии подготовки, движения и стабилизации. Увлажнение пород происходит в основном за счет подземных вод, а деформации образуются только в том случае, когда в определенном объеме породы влажность в естественном состоянии превышает критическую величину. В этом типе смещения наиболее ощутимо проявляется характер взаимосвязи полей увлажнения с полем деформации. Тело оползня обычно бывает разбито серией трещин разного типа проседания, сжатия, трения, сдвига и др. Такие оползни (блоковые, выдавливания) имеют повсеместное распространение и часто приурочиваются к различным промышленным и линейным сооружениям, достигая в объеме до 20—40 млн. м³.

Оползни смешанного движения образуются в глинистых породах большой мощности (до 35 м); смещение грунта происходит по определенной поверхности скольжения с потерей контакта между смещающейся и неподвижной частью склона. Глубина захвата пород смещением определяется положением уровня подземных вод и изменяется в пределах от 8 до 35 м. При этом часть объема смещающихся пород находится в двухфазном состоянии за счет выклинивания подземных вод. В условиях резкого возрастания давления воды структура пород разрушается, они смещаются как вязкопластичная или вязкотекучая среда. Поверхность скольжения в зоне отрыва в отличие от других типов имеет большую крутизну, равную $82-87^\circ$, а при выходе она резко уплощается до $6-8^\circ$, образуя круглоцилиндрическую форму. Движение оползней происходит катастрофически быстро, со средней скоростью 1—2 км/ч. Оползневые массы распространяются на значительные расстояния (до 3—5 км) от основного склона, превышая длину поверхности скольжения в 5—24 раза. Часто поток, перегораживая русло сая, создает подпор и может перейти затем в селевой поток (Ялдомыч, Мазарсай, Каранкуль). Развитие оползней-потоков происходит в годы с резко аномальным выпадением атмосферных осадков и подъемом уровня подземных вод. Таким был 1969 год, когда количество оползней-потоков составило 76% от общего количества данного типа смещений. По объему смещения и характеру проявления оползней-потоки среди других оползневых смещений являются особенно опасными.

Помимо оползней в связанных породах развиты крупные оползни и обвалы также в скальных породах, вызванные, как правило, сильными землетрясениями. Так, например, при Каратагском (1907), Сарезском (1911), Файзабадском (1943), Чаткальском (1946), Хантском (1949), Сарыкамышском (1970) землетрясениях силой 8—9 баллов и более наблюдалось образование значительных оползней и обвалов многочисленных трещин и разрывов.

Осыпи в основном развиты в высокогорных и среднегорных районах, где ими охвачено около 10 тыс. км², а на площади более 20 тыс. км² возможно их развитие. Формированию осыпей способствуют большая крутизна склонов, хорошая обнаженность и повышенная трещиноватость коренных пород, обусловленная наличием молодых тектонических разломов. Около 80% осыпей приурочено к выходам пород метаморфических, флишевых и терригенных формаций, дающих при выветривании щебнисто-мелкоглыбовый материал. Образование очагов осыпания обычно происходит вследствие интенсивного выветривания отдельных участков развития тех или иных горных пород. Основная масса рыхлообломочного материала (более 60%) поступает на конусы осыпей в марте—мае, т. е. в период таяния снега, интенсивного выпадения жидких атмосферных осадков. Второй период активного поступления материала на конусы осыпей охватывает октябрь—ноябрь, когда наблюдаются частые перемены температуры пород через 0° . Как показали стационарные исследования, проведенные на северном склоне Алайского хребта (бассейн р. Теремач), скорость поступления материала на конусы осыпей при выветривании пород карбонатной формации карбона достигает $0,3-0,4 \text{ м}^3$ в год, а в отдельных случаях $1-1,5 \text{ м}^3$ в год. Скорость перемещения материала осыпей бывает различная — от 0,2 м в год до 10—12 м в год. Механический состав осыпей преимущественно щебнисто-мелкоглыбовый или щебнисто-дресвяный. В осыпях, развитых на выходах сланцев метаморфических формаций, средний размер обломков — 0,3—0,4; на известняках

карбонатных формаций—0,1—0,2 м. В зависимости от коэффициента подвижности « K » (по Л. И. Пушкину) осыпи подразделяются на четыре вида: подвижные ($K=1,0$), достаточно подвижные ($K=0,7—0,5$), слабоподвижные ($K=0,5—0,7$), относительно подвижные ($K=0,5$). Подвижность материала осыпей зависит от большого числа факторов: крутизны ложа, увлажненности контакта рыхлых пород с коренной основой, состава заполнителя и др. В горных районах Средней Азии преобладают подвижные и достаточно подвижные осыпи, которые большей частью располагаются на склонах южной экспозиции.

Выделяются четыре морфологических типа осыпей. Осыпи-потоки имеют наибольшее распространение (40% от общего числа). Они отличаются большой подвижностью, располагаются обычно в лотках и ложбинах, вытянутых строго по склону. Сложены преимущественно крупнообломочным материалом. Осыпи-пятна имеют небольшие размеры и самую разнообразную форму в виде округлых контуров. Они приурочены к перегибам склонов и не имеют заметно выраженной области питания. Эти осыпи слабоподвижные, сложены мелкообломочным материалом и имеют средние углы откосов до 32° . Они составляют 25% всех осыпей. Осыпи-треугольники обычно располагаются в нижней части склонов в виде шлейфов. Поверхность выпуклая, характерна форма усеченного конуса. По механическому составу отложения неоднородны. По степени подвижности эти осыпи относятся к достаточно подвижным, но встречаются и слабоподвижные формы. Этот вид осыпей составляет около 20%. Осыпи-ветвления располагаются большей частью в средней полосе склонов в микроложбинах. В их составе преобладает крупнообломочный материал, часто встречаются глыбы до 2—3 м в диаметре. У основания осыпей отмечаются небольшие конусы. Материал, слагающий осыпи, обладает большой подвижностью.

В большинстве случаев зоной аккумуляции осыпного материала является нижняя, преимущественно прирусловая часть склонов. В этом случае большинство осыпей поставляет свой материал в русла водотоков. При прохождении селей они являются дополнительными источниками твердого питания потоков. Кроме того, во время селеформирующихся ливней в очагах осыпания образуются мощные водные потоки со значительной энергией размыва осыпей и выноса обломочного материала в селестоковое русло.

Осыпи благодаря большой скорости развития, высокой подвижности являются одним из процессов, затрудняющих освоение горных склонов Средней Азии.

Обвалы широко распространены. Их развитию способствуют обнаженность коренных пород, высокогорный глубоко расчлененный рельеф, большая скорость физического выветривания, интенсивное проявление неотектоники, раздробленность массивов пород тектоническими трещинами, высокая сейсмичность и др. В распространении обвалов, как и других экзогенных геологических процессов, наблюдается связь с вертикальной климатической зональностью. Низкогорные и среднегорные зоны характеризуются незначительным развитием обвалов полускальных пород объемом не более 50—100 м³. В высокогорной зоне встречаются крупные обвалы объемом более 500 м³ (иногда до нескольких сот миллиардов кубических метров), формируемые в скальных массивах. Примером грандиозного обвала является Усойский, происшедший в долине р. Мургаб 19 февраля 1911 г. в результате землетрясения. Масса породы объемом 7 млрд. т запрудила реку и образовала плотину высотой в 600—800 м. Обвал способствовал обра-

зованию Сарезского озера площадью 88 км². Другими примерами подпружных озер, связанных с обвалами, являются — Карасу (Чонколь) с обвальной плотиной объемом более 0,25 км³, Большой Кулун (плотина объемом более 0,42 км³) и др.

Прорывы горных озер, образованных обвалами, могут служить непосредственной причиной формирования локальных селей катастрофического характера. Примером этому является прорыв завальной плотины (объемом 12 млн. м³) оз. Яшинкуль в Алайском хребте 16 июня 1966 г. с образованием селового потока с расходом более 1200 м³/с и продолжительностью действия около 4 ч. Помимо этого, обвальные нагромождения затрудняют освоение горных территорий, особенно при трассировании ЛЭП, эксплуатации горных водохранилищ и строительстве гидротехнических сооружений.

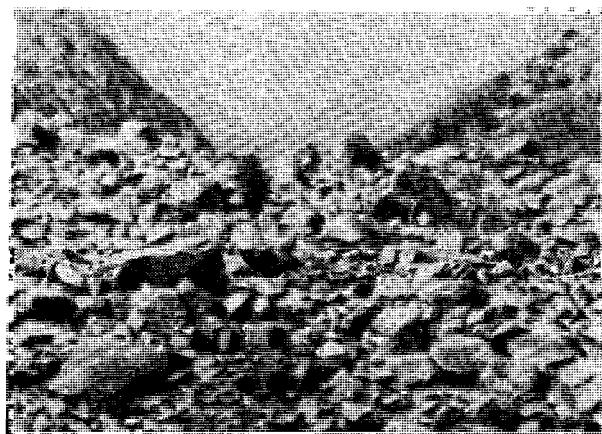


Рис. 24. Селевой сай в бассейне р. Варзоб.
Фото Л. Дриго

Сели — один из характерных геологических процессов, присущий горным и

предгорным территориям Средней Азии (рис. 24). Сели часто повторяются и имеют значительную мощность, причем за последние 15—20 лет селевая деятельность заметно активизировалась, что связано с интенсивным хозяйственным освоением горных территорий. Основными селевыми районами в настоящее время являются: Ферганская долина с ее горным обрамлением, южные районы Узбекистана, куда входят селевые бассейны юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта, западные районы Узбекистана, система хребтов юго-западного Таджикистана и Бадахшана, восточная часть Узбекистана и север Киргизии, бассейн оз. Иссык-Куль, горные районы юга Киргизии и горы Туркмении. За период с 1887 г. по настоящее время учтено около 3700 случаев селепроявлений, из них в Узбекской ССР — 2200, Киргизской ССР — 700, Таджикской ССР — 324 и Туркменской ССР — 476.

Разрушительные селевые потоки образуются обычно в результате интенсивных ливней, выпавших в сильно эродированных бассейнах с резко расчлененным рельефом и значительным количеством продуктов разрушения горных пород. Реже мощные селепроявления происходят вследствие обложных дождей, бурного таяния снега, ледников, прорыва плотин горных озер и других причин (табл. 28).

Время действия селей в основном зависит от продолжительности дождя или снеготаяния и от сложности строения водосборов (табл. 29). Наиболее селеактивными месяцами являются апрель (20%), май (35%), июнь (27%). Значительно меньше потоков отмечается в июле (10%), марте (5,3%) и в августе (3,7%).

Характер селей по составу определяется в основном геологическими условиями формирования. В предгорьях, где преобладают глинистые породы, песчаники и конгломераты, формируются преимущественно грязевые и грязекаменные сели. В среднегорной зоне, сложенной породами метаморфических и терригенных формаций палеозойского и

Количество селепроявлений в зависимости от причин их возникновения

Республика	Ливни и дожди	Снеготаяния и дожди	Таяние ледников и снежников	Прорывы горных озёр	Прорывы оползневых запруд	Причина не установлена
Узбекская ССР	450	75	12	1	7	1665
Киргизская ССР	540	100	30	6	2	2
Туркменская ССР	460	—	—	—	—	16
Таджикская ССР	300	12	5	3	2	2
Всего . . .	1750	187	37	10	11	1685

Таблица 29

Средняя продолжительность селей (в часах), по Н. О. Раушенбаху (1969)

Республика	1	1—2	2—3	3—5	5—10	10
Узбекская ССР	6	17	8	16	14	14
Киргизская ССР	7	49	9	1	7	—
Таджикская ССР	12	19	11	10	23	28
Туркменская ССР	1	16	26	31	52	81

мезозойского возрастов, формируются в основном грязекаменные потоки. Селесборы высокогорий сосредоточивают в очагах главным образом грубообломочный материал, формирующийся при разрушении пород кристаллического массива. Здесь преобладают сели водокаменного типа.

Распределение селевых очагов различно в разных физико-географических зонах, что обусловлено влиянием расчлененности рельефа, составом исходных пород, вертикальной поясностью климата. В пределах высокогорного пояса эрозионные очаги составляют около 47% площади, скальные очаги — 18—19%, русловые — 8—9%. Активная роль в формировании материала твердой составляющей селей принадлежит здесь солифлюкционным, гравитационным и эрозионным процессам. Средневысотные горы отличаются преобладанием эрозионных очагов (65% площади) и русловых (17%); менее развиты скальные очаги (5—6%). Преобладающим фактором, способствующим формированию селей, являются эрозия и, частично, гравитационные процессы. Для территории низких гор и предгорий эрозионные очаги составляют около 35—40% площади, русловые — 8—10%, скальные — 1—2%. Преобладает здесь глинистый материал с незначительным включением грубообломочного.

Сложная тектоника горной территории Средней Азии оказывает большое влияние на формирование селевых процессов. Многочисленные тектонические нарушения (сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги), густая сеть трещин и разломов, особенно поперечных и диагональных относительно простирания гребней хребтов, явились основной причиной заложения коротких речных систем со значительной крутизной падения русел, обнаженностью склонов и активностью селепроявлений. Причиной образования селей нередко являются сейсмические процессы. Так, например, во время Хаитского землетрясения 8—10 июля

1949 г. мощным толчком было выплеснуто горное озеро, в результате чего возник катастрофический селя. Высокая сейсмичность отдельных территорий ускоряет накопление рыхлого материала в селевых очагах и создает потенциальные возможности формирования селей. Особенно высокая селеактивность характерна для бассейнов рек, расположенных в районе эпицентров крупных землетрясений.

Карст. Наиболее широко карстовые процессы распространены в карбонатных породах. В палеозойских отложениях карст представлен поверхностными (карры, воронки, ниши, котловины и др.) и подземными (пещеры, шахты, каверны и др.) формами, характеризующимися большой плотностью и значительной площадью развития. Так, на плато Кырктау (Зеравшанский хребет) на площади 15—18 км² насчитывается более 200 карстовых воронок, что позволило И. А. Гвоздецкому (1960) сопоставить этот участок с закарстованностью яллы Горного Крыма. На одном из участков Срединного Тянь-Шаня (в районе Ходжикента) на площади 1,5 км² размещено более 20 пещерных полостей (рис. 25). Здесь наблюдается много подземных полостей длиной до 3000 м (Аман-Кутан, Гульджак, Чиль-Устунская и др.). Участки интенсивной закарстованностью наблюдаются в Алайском, Туркестанском, Гиссарском, Чаткальском хребтах, в горах Срединного Тянь-Шаня и др.

Сильной закарстованностью отличаются породы карбонатных формаций юрского возраста. Карстовые процессы в этих породах хорошо выражены в Гиссарском хребте и в горах Копетдага, где четко выражены поверхностные и подземные карстовые формы. Наиболее крупные подземные карстовые формы Средней Азии: пещеры Кап-Котан длиной около 6000 м, Карлюкская — более 3000 м, Темирлапг — 1000 м, Бахарденская — 250 м, большая Сарымская — 250 м и др.

Карстованию подвергаются также карбонатные породы терригенно-карбонатной формации мелового и палеогенового возрастов. Здесь карстующиеся породы почти на всех участках их распространения переслаиваются с некарстующимися породами. Для них характерны небольшие пещеры, ниши, карстовые трещины, каверны и др. (рис. 26). Значительной закарстованностью и кавернозностью отличаются известняки бухарского яруса палеогена. Кавернозность этих известняков достигает 20—25% (Гиссарский хребет). Встречаются в них пещеры, ниши и другие карстовые формы небольших размеров.

Карстовые процессы интенсивно протекают также в сульфатных породах мезокайнозойского возраста (гипс, ангидрит). Причем в сульфатных породах, ввиду их легкой растворимости, карстовые процессы развиваются намного быстрее, чем в карбонатных. Наибольшее развитие они получили в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в восточной части Алайской впадины, где имеются крупные пещеры, шахты, колодцы, воронки и другие формы. В результате легкой растворимости сульфатных пород карстовые формы часто меняют свои размеры и конфигурации. Так, например, диаметр провала на правом склоне долины р. Кызыларт (у тракта Ош-Хорог), образованного в гипсах верхнемелового возраста, за 13 лет увеличился с 6 до 20 м (Гвоздецкий, 1971).

Карстовым процессам подвергаются также соляные образования. Они широко представлены в соляных массивах Ферганской впадины, Таджикской депрессии, юго-западных отрогов Гиссарского хребта и др. Для соляных образований характерна значительная скорость растворения, в результате чего карстовые процессы в них протекают гораздо интенсивнее, чем в других карстующихся породах. В районе распро-

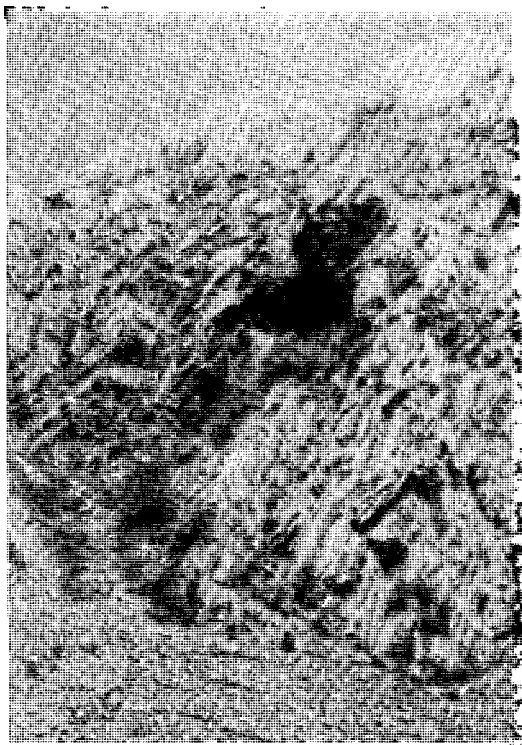


Рис. 25. Карстовый провал, образованный в 1963 г. в районе Кокбулака (юго-западные отроги Гиссара)



Рис. 26. Пещера Авгансай-16, заложенная в сильно дислоцированных, смятых в складки известняках нижнего карбона. Фото И. Атаджанова

странения соляных образований развиты все формы карста от карров до глубоких пещер (рис. 27, 28).

В зависимости от истории геологического развития, характера тектонических движений и состава карстующихся пород выделяются следующие морфологические типы карста: голый, открытый (задернованный), покрытый, глубинный и погребенный.

Голый карст имеет широкое распространение и представлен всеми формами, особенно карровыми полями. Он наблюдается во всех районах, где карстующиеся породы ничем не прикрыты (передовые цепи Туркестанского и Алайского хребтов, западная оконечность Зеравшанского хребта, горы Срединного Тянь-Шаня, юго-западные отроги Гиссарского хребта, Южно-Таджикская депрессия и т. д.).

Открытый (задернованный) карст развит там, где карстующиеся породы прикрыты почвенно-дерновыми образованиями или материалами осыпей, делювием и др. В районах развития открытого карста карстовые процессы протекают путем поверхностного выщелачивания (Гвоздецкий, 1954; Соколов, 1962). В результате того что карстующиеся породы прикрыты маломощным покровом, легко пропускающим атмосферные осадки и талые снеговые воды, образуются разнообразные подземные и поверхностные карстовые формы (пещеры, шахты, поноры, колодцы, воронки и др.) (рис. 29). Этот тип карста встречается в горах Срединного Тянь-Шаня, в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, в хребтах Петра Первого, Алайском, Туркестанском.

Покрытый карст развит в тех районах, где карстующиеся породы перекрыты нерастворимыми в воде отложениями (Гвоздецкий, 1972). Формы поверхностного выщелачивания здесь отсутствуют, а все карстовые формы образованы путем выщелачивания карстующихся пород, распространенных под некарстующимися породами (песчано-глинистыми, моренными и др.). Покрытый карст в горах хорошо выражен в известняковых отложениях на хр. Петра Первого, где имеются воронки просачивания в аллювии (в долине р. Обикулик) и в наносах, выстилающих днища карстовых котловин (у перевала Куляк, в гипсах под покровом морены в хр. Петра Первого и у северного подножия Заалайского хребта в его восточной части). Этот тип карста широко представлен также в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, Алай-Туркестанском хребте, в горах Центрального Тянь-Шаня и других районах, где встречаются провальные воронки, пещеры, вертикальные шахты, колодцы, карстовые озера и др. (Гвоздецкий, 1965).

Глубинный карст обнаружен в процессе бурения скважин, когда были отмечены провалы бурового инструмента и поглощение промывочной жидкости в карстовые полости в юго-западных отрогах Гиссара, в районе Гаурдака, в юрских известняках на глубинах от 107 до 184 м, в районе Тюбегатанга в сульфатных породах на глубинах от 232 до 269 м, в районе Адамташа в известняках на глубинах от 1412 до 2204 м.

Погребенный карст встречается в процессе горнопроходческих работ. Он представлен различными пустотами, частично или полностью заполненными вторичными материалами. Погребенные карстовые пустоты в палеозойских известняках были выявлены в долине р. Чирчик в районе Ходжикента, в русле р. Вахш. Подземные полости имеют различную форму и величину — от каверн до крупных пустот. Полости образованы в тонкослоистых известняках, выполнены принесенными песчано-глинистыми и обломочными образованиями, а также брекчией, образованной при обрушении карбонатных пород. По контакту заполнителя со стенками пустот отмечаются корки кристаллизации из каль-

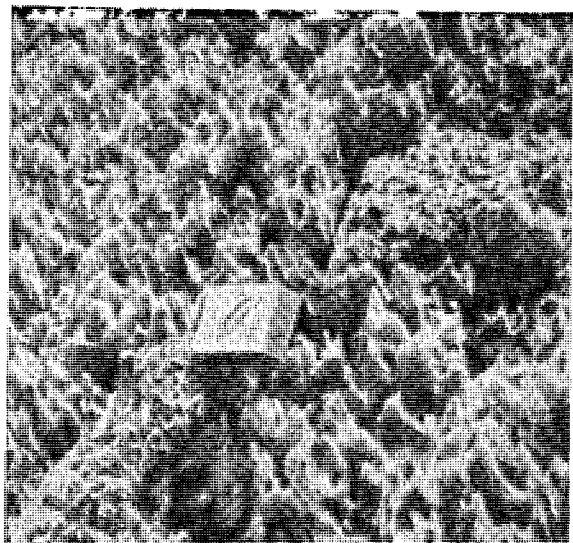


**Рис. 27. Қарры в солях Кугитангтау.
Фото М. Маматкулова**

**Рис. 29. Карстовая воронка на
водораздельной части между
Шалакамсай и Хазартекесай
(бассейн р. Угам). Фото
И. Атаджанова**



Рис. 28. Карры на правом склоне
р. Угам. Фото И. Атаджанова



щита. Полости в массивных известняках, расположенные гипсометрически выше, выполнены красноцветным заполнителем. Погрсбенные карстовые полости обнаружены на 10—35 м ниже уровня подземных вод.

Просадки. Средняя Азия — территория широкого распространения лессовых пород, увлажнение которых сопровождается уменьшением их прочности и возникновением просадочных деформаций. К ним принадлежат лессовые породы различного генезиса: пролювиальные, аллювиально-пролювиальные, делювиальные, аллювиальные, эоловые и др. Эти породы широкой полосой оконтуривают все отроги Тянь-Шаньской и Памиро-Алайской горных систем, располагаясь сплошным чехлом на равнинах и низких предгорьях, а также образуя прерывистый покров на склонах гор и уплощенных поверхностях водоразделов. В высокогорной части лессовые породы встречаются спорадически, и их мощность незначительна. Наибольшим распространением просадочных лессовых пород пользуются в Ташкент-Голодноостепской, Зеравшанской и Кашкадарьинской впадинах, Южно-Таджикской депрессии, в предгорьях Копетдага и Каратау, где их мощность достигает нескольких десятков метров.

Степень просадочности лессовых пород колеблется в широких пределах. Сильнопросадочные встречаются среди нижнечетвертичных отложений водораздельных частей хребтов Южно-Таджикской депрессии и предгорий Туркестанского хребта. Максимальные просадки (до 2—3 м и более) отмечаются среди широко развитых эоловых и пролювиальных лессовых пород среднечетвертичного возраста. Осадки более позднего времени менее просадочны и занимают меньшие площади, хотя в отдельных случаях значительная мощность лессовых пород позднечетвертичного возраста (30—40 м) приводит к высоким суммарным просадкам (1,5—2 м, Яванская впадина). Просадочные свойства лессовых пород во многом зависят от их положения в рельефе и литологического состава. В целом величина просадочных деформаций возрастает на более высоких элементах рельефа.

В грунтах легкого гранулометрического состава (лессовидные супеси и пылеватые пески) просадки возникают сразу же после увлажнения до глубины 0,2—0,5 м. Такого рода грунты широко развиты в Южно-Таджикской депрессии. В лессах, легких и средних лессовидных суглинках просадки начинаются на второй-третий день после увлажнения преимущественно с глубины 2—3 м. В более высоких горизонтах просадки редко превышают несколько сантиметров, вследствие чего под дополнительной нагрузкой породы способны заметно уплотняться. В лессовых породах тяжелого гранулометрического состава (тяжелые суглинки и глины) просадки начинаются обычно через 1—2 недели с глубины 6—10 м.

Естественные просадки, вызванные природным смачиванием лессовой толщи, имеют относительно неширокое распространение. Они проявляются в виде просадочных блюдц, микротеррасированности пологих склонов и нередко сопровождаются процессами механической и химической суффозии. Подобные явления, вызванные скоплением и инфильтрацией атмосферных и талых вод, наблюдаются в пределах предгорной равнины Западного Копетдага, где размеры просадочных блюдц-«коттоков» достигают в диаметре от 5—10 м до нескольких десятков метров, а по глубине — до 0,5—1,0 м. Менее глубокие (0,05—0,15), но значительные по размерам (до 40 м в диаметре) блюдца отмечаются в Каршинской степи. Более широкое развитие описываемые явления получили в лессовых породах легкого гранулометрического состава Южно-Таджикской депрессии. Здесь зарождение и дальнейшее

формирование просадочных блюдцев передко связаны с выпадением ливневых дождей.

Просадки проявляются в зоне влияния различных водоведущих сооружений; вокруг искусственных водоемов и на полях орошения (рис. 30). Просадочные деформации при линейно-вытянутых сооружениях распространяются вдоль них с образованием ступенчатых опуска-



Рис. 30. Просадочные трещины в бортах водохранилища близ Куляба. Фото В. И. Преснухина

ний, разделенных зияющими трещинами. Зона трещиноватости может распространяться на 20—30, иногда до 50 м. Симметричное развитие просадочных трещин и террас характерно для тех участков, где канал или ороситель проходит в условиях относительно спокойного, выравненного рельефа; на косогорах просадочные явления тяготеют к нижнему борту водотоков. Просадочные деформации на полях проявляются в виде провальных воронок, препятствующих нормальному распределению поливных вод на орошаемой площади. Эти понижения в основном наследуют существовавшие ранее небольшие понижения и достигают значительных размеров на участках с замедленным током воды. Подобные явления особенно характерны для лессовых пород Южно-Таджикской депрессии.

Выветривание распространено повсеместно. Среди процессов выветривания (физическое, химическое, органическое) наиболее интенсивно проявляется физическое. В результате этого процесса постоянно происходит сглаживание остроконечных вершин, образование скульптурных форм рельефа.

Выветривание, ведущее к механическому раздроблению пород, проявляется прежде всего во вскрытии и расширении уже существовавших трещин и образовании новых трещин различного направления и размера. Эти трещины шириной до 3—5 см разбивают массивы горных пород на отдельные блоки и обломки в виде щебня, дресвы и отдельных глыб, в результате чего образуются осыпи, которые скапливаются на горных склонах у основания выходов скальных пород. На водораздельных участках, имеющих недостаточный уклон, рыхлообломочный материал остается на месте, образуя скопления элювия. Интенсивность выветривания в значительной степени зависит от литологического состава пород, что подтверждается результатами изучения трещиноватости. Так, песчаники терригенных формаций нижнего карбона и мела (Северная Фергана), отличающиеся однородной мелкозернистой структурой, слабо поддаются выветриванию. Песчаники терригенных формаций нижнесилурийского и среднедевонского возраста, обладающие неоднородной брекчиевидной структурой, легко разрушаются на составные части и обладают повышенной трещиноватостью. Для сланцев характерно развитие сильной трещиноватости, связанной с поверхностями напластова-

ния. В меньшей степени выветриванию подвержены породы карбонатного состава.

Дефляция распространена в пределах Западно-Туркменской впадины, в Предкопетдагском прогибе, в Центральной Фергане, Голодной степи и Южно-Таджикской депрессии. Этот процесс в основном выражается в переносе песчаных и других мелких частиц во время сильных ветров, при этом создается волнистая поверхность с современными эоловыми формами: барханами, грядами, буграми и др. Климатические условия и скудность растительного покрова создают благоприятные условия для деятельности подвижных песков, которые образуются за счет перевевания полужакрепленных песков. Подвижные пески широко развиты в песках Дарджикум, вдоль побережья Каспийского моря и в Центральной Фергане. Барханы высотой 5—6 м в Ферганской котловине передвигаются за год на 50—60 м, а в Кызылкуме при скорости ветра 20 м/с такое передвижение сыпучего песка происходит за несколько часов. Форма барханов подковообразная и полулунная, выгнутая сторона их обращена в направлении господствующего ветра. Наветренный склон обычно имеет крутизну 10—16°, а подветренный — 30—35°. Неподвижные пески сконцентрированы в виде кустовых бугров. Они возникают там, где движущийся песчаный поток или отдельные песчаные струи встречают на своем пути какую-либо преграду, чаще всего кусты пустынной растительности. Высота их составляет чаще всего 0,4—0,6 м, не превышая 1,0 м. Довольно часто на склонах крупных песчаных бугров и гряд можно видеть небольшие (глубиной 1—1,5 м) котловины выдувания. В настоящее время ведется усиленная борьба с движением песков, наносящих ущерб народному хозяйству.

Эрозия интенсивно проявляется в горной зоне, а также в долинах рек, где она выражается в углублении дна водотоков (донная эрозия) и в расширении долин (боковая эрозия). Наиболее энергично эрозия проявляется в местах тектонических нарушений и в районах развития рыхлых четвертичных отложений.

В предгорных и горных районах особое место принадлежит оврагообразованию — одному из основных рельефообразующих факторов. Наличие мощных толщ рыхлых, легкоразмываемых лессовых пород, значительная крутизна склонов, обильные атмосферные осадки явились основными причинами оврагообразования. Интенсивное оврагообразование отмечено в Южно-Таджикской депрессии, Ташкент-Голодностепской впадине и др.

Заболачивание. Широко распространено в Иссыккульской, Таласской и Ферганской межгорных впадинах, а также в долинах Сырдарьи, Ахангарана и др.

Засоление наблюдается на ограниченных участках в пределах Предкопетдагского прогиба, Ферганской впадины, Голодной степи и др. Засоление почвогрунтов и образование солончаков связаны с близким залеганием сильноминерализованных грунтовых вод. Наиболее интенсивное засоление происходит при залегании грунтовых вод преимущественно до 3 м. Сильнозасоленные почвогрунты способствуют образованию различных типов солончаков. В твердой фазе солончаков накапливаются наименее растворимые соли CaCO_3 , MgCO_3 , CaSO_4 и др. Выделяются два типа солончаков: корковые и пухлые. Большие площади развития солончаков имеются в Центральной Фергане, в северной части Предкопетдагского прогиба, где солончаками (шорами) заняты сотни квадратных километров. При высыхании пухлой солончаковой поверхности (при соответствующем составе солей) ветер в летнее время может выносить с нее соленую «пудру», которая, осаждаясь, ухудшает почвы.

Снежные лавины наблюдаются в пределах хребтов Туркестанского, Чаткальского, Алайского, Кокшаалтау, Памира и др. Образование лавин способствует задернованность склонов (рис. 31). Внешними признаками лавноопасных участков являются снежные карнизы, надувы, шапки, козырьки. Снежные лавины наблюдаются преимущественно в конце зимы и начале весны, когда снежный покров на склонах гор

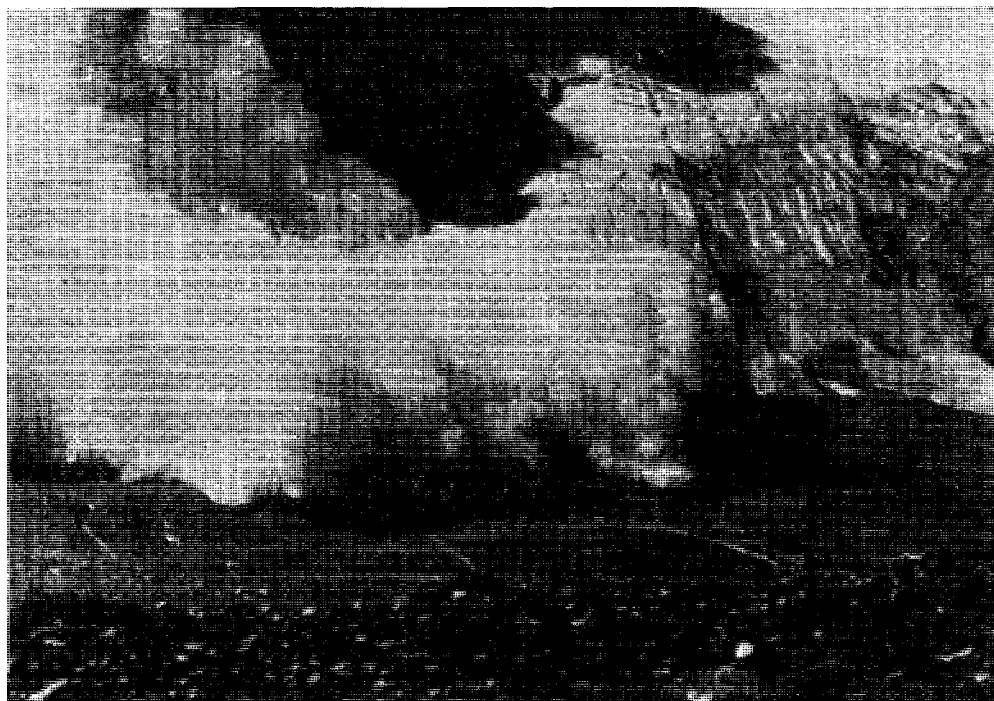


Рис. 31. Снежная лавина в районе перевала Дукдон. Фото А. Кондратьева

достигает максимальной толщины и под тепловым воздействием солнечных лучей начинает подтаивать, вследствие чего просачивающаяся сверху талая вода делает скользкой поверхность склона. Поэтому лавины возникают обычно во второй половине дня.

ГЛАВА 15

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Средняя Азия обладает наибольшей сейсмичностью в пределах материковой части СССР. Ее сейсмоактивная часть условно разделена на две основные сейсмические зоны: Западную (Туркмения) и Восточную (Узбекская ССР, Таджикская ССР, Киргизская ССР и южная часть Казахской ССР).

В систему сейсмических наблюдений востока Средней Азии в настоящее время входят более 40 стационарных опорных и региональных сейсмических станций (рис. 32). Действующая система регистрации позволяет определить на всей территории востока Средней Азии (в пределах границ СССР) эпицентры землетрясений с К-9-10, что соответствует по классификации комплексной сейсмологической экспе-

диции Института физики земли СССР энергии упругих волн $E = 10 \cdot 10^{10}$ Дж.

Отрывочные сведения о сильных землетрясениях Узбекистана сохранились с древности. К ним относятся описания разрушительных землетрясений 818 г. в г. Бухаре, 838 г. в районе г. Ферганы, 1208—1209 гг. в Хорезме и 8—9-балльного землетрясения 1920 г. в север-



Рис. 32. Схема сейсмического районирования Средней Азии (СНиП II-A, 12 69). Цифрами показана сейсмическая балльность

пой части Ферганской долины. Наиболее сильными для территории Узбекистана были 9-балльные землетрясения: Андижанское (1902) и Чаткальское (1946). Наибольшее количество 7—8-балльных землетрясений произошло в Ферганской долине. Для территории г. Ташкента известны факты проявлений разрушительных землетрясений 7-балльного и 7—8-балльного в 1868 г., 7-балльного в 1924 г. и, наконец, 8-балльного в 1966 г., сопровождавшегося многочисленными повторными толчками (около 1000 за два года). В Приташкентском районе отмечались также 7-балльные землетрясения; Бричмуллинское в 1959 г.; Коштанское в 1965 г.; Пскептское в 1970 г. Эти землетрясения ощущались в Ташкенте силой 5 баллов (Захарова и др., 1973). В Кызылкуме сильные землетрясения происходили: в 1929 г. — серия Чилийских землетрясений, в 1932 — в районе пос. Тамдыбулака (Касымов, Уломов, 1966) и наконец Газлийские землетрясения 8 апреля и 17 мая 1976 г. В 1976 г. произошло сильное землетрясение силой 7—8 баллов в Центральном Кызылкуме. На территории Таджикистана располагаются наиболее сейсмоактивные зоны Средней Азии: Южный и Северный Памир, Таджикская депрессия, Южный Тянь-Шань, в непосредственной близости располагается сейсмоактивная Гиндукушская зона. На небольшой территории республики сосредоточены редкие по своей неповторимости сейсмические очаги, системати-

зированные сведения о которых имеются с 1895 г. С тех пор в Таджикистане и сопредельных территориях произошло более 20 землетрясений силой в 8 баллов и выше, т. е. в 4 года происходит одно сильное землетрясение и примерно в 10—15 лет — одно разрушительное.

Результаты многочисленных исследований доказывают связь землетрясений в Таджикистане с крупными длительно развивающимися краевыми разломами, которые сформировались в новейший этап тектонического развития. Учитывая длительность развития тектонических зон, контрастность движений по ним, в Таджикистане выделены (Рейман и др., 1968) три категории разломов различной степени сейсмической опасности. Полосы вдоль разломов трех категорий в первом приближении соответствуют зонам, где могут возникать соответственные 9-, 8- и 7-балльные землетрясения.

К наиболее сейсмоопасным разломам первой категории отнесены Южно-Таджикский (Вахшский), Северо-Памирский (Дарваз-Каракульский), Центрально-Памирский (Танымакский) и Южно-Памирский (Пшартский). Центральная часть Таджикистана отнесена к зоне наивысшей сейсмичности (9-балльной). К северу и югу от нее расположены зоны с сейсмичностью в 8 и 7 баллов.

Микросейсмические и инструментальные наблюдения позволили выделить две эпицентральные зоны: Южно-Тяньшаньскую и Памиро-Гиндукушскую. Южно-Тяньшаньская зона прослеживается серией эпицентров вдоль северной границы Южно-Таджикской депрессии и имеет значительную протяженность. Наиболее активная ее часть расположена в зоне сближения с Дарваз-Каракульским разломом. Северная ветвь ее протягивается до эпицентра Каратагского землетрясения, а южная — вдоль р. Вахш, значительно затухая в среднем ее течении. Южно-Тяньшаньская зона пересекается в субширотном направлении Вахшским и Дарваз-Каракульским разломами. Памиро-Гиндукушская эпицентральный зона с глубиной очагов сильных землетрясений 100—300 км расположена юго-западнее г. Хорога, в 150—200 км от государственной границы, в северных отрогах Гиндукуша. От основной зоны ответвляется полоса, пересекающая Памир с юго-запада на северо-восток. Памирская ветвь отличается меньшей сейсмической активностью. Однако и здесь наблюдаются землетрясения повышенной силы (Сарезское, Таш-Курганское и др.). Зона контролируется двумя разломами: Центрально-Памирским и Южно-Памирским. Эпицентры отдельных землетрясений расположены за пределами описанных двух эпицентральных зон. К их числу относятся Ура-Тюбинское землетрясение, а также эпицентры отдельных землетрясений центральной части Таджикской депрессии.

Подлинными катастрофами из описанных И. Е. Губиным (1960) землетрясений были в Южно-Тяньшаньской эпицентральной зоне: Каратагское, Файзабадское, Хаитские; в Памиро-Гиндукушской эпицентральной зоне: Кафдонское, Кульское, Каратегинское, Арганкульское, Сарезское, а вне эпицентральных зон отмечены Ура-Тюбинские, Душанбинское, Пархарское и др.

Каратагское землетрясение 21 октября 1907 г. силой 9—10 баллов наиболее сильно проявилось на юго-западных отрогах Гиссарского хребта, где пострадали 150 кишлаков и погибло более 1000 человек. Глубина очага 5—30 км. Это землетрясение относится к сильнейшим в мире; сопровождалось развитием на горных склонах крупных обвалов и связывается с движениями по молодым крутопадающим разломам широтного простирания.

Эпицентральная зона Файзабадского землетрясения 12 января 1943 г. силой 8—9 баллов располагалась вдоль окраины южного склона Гиссарского хребта. Разрушения отмечались более чем в 400 населенных пунктах. На горных склонах произошли многочисленные земляные и каменные обвалы. Последующие толчки (сотрясения) силой 4—5 баллов 18 июня 1943 г. вызвали смещение крупного оползня лессовидных суглинков длиной 2 км при ширине 0,7 км. По мнению И. Е. Губина, землетрясение 12 января 1943 г. вызвало нарушение режима грунтовых вод, скопление их в период весенних дождей, что способствовало оползанию суглинков при повторном слабом толчке 18 июня 1943 г.

8 и 10 июля 1949 г. произошли Хаитские землетрясения силой 7—8 баллов первое и 9—10 второе с эпицентром в южных склонах Каратегинского хребта. Распространившись от эпицентра сильные сотрясения послужили причиной разрушения многих населенных пунктов. При втором землетрясении обрушилась громадная масса гранитоидного массива пород горы Чокурар в ущелье р. Оби-Дара-Хауз, засыпавшая развалины районного центра Хаит, образовав завал высотой 70 м, длиной в 5 км и шириной в 1 км. При этом было отмечено лавинообразование на склонах гор в долинах рек Сурхоб и Ясман, в результате чего склоны выглядели как «лысые» горы. Землетрясение сопровождалось гулом, вихрями, образованием грязевых озер и многочисленными афтершоками, отдельные из которых имели силу до 8 баллов.

Землетрясения Памиро-Гиндукушской зоны также вызывали разрушение многих населенных пунктов и сопровождались сходом с горных склонов земляных лавин и каменных обвалов. Так, 18 февраля 1911 г. произошло 9-балльное Сарезское (Памирское) землетрясение, сопровождавшееся колоссальным горным обвалом, в результате которого возник Усойский завал — величайший из всех завалов на земном шаре за историческое время. Подпруженная обвалом р. Мургаб в течение года образовала высокогорное Сарезское озеро. В Таджикистане известны и другие случаи образования озер вследствие землетрясений. В этой зоне отмечены и наиболее сильные землетрясения с глубиной очагов до 300 км: Кара-Кульское на Северном Памире 16 октября 1963 г., на Северном Памире к юго-западу от горы Сары-Тап 13 февраля 1964 г., в Южном Памире 2 февраля 1965 г. и др.

Можно отметить и сильнейшее землетрясение Средней Азии, происшедшее в Гиндукуше 14 марта 1965 г. вблизи сел. Джури, находящегося на территории Северо-Восточного Афганистана. Это землетрясение интересно распределением балльности. По данным Н. Н. Леонова (1970), сила сотрясения в эпицентральной зоне не превышала 5 баллов, в том числе и в сел. Джури. В городах Кулябе и Пархаре на эпицентральной расстоянии 150—170 км сила сотрясений оценивается в 6 баллов. С удалением от эпицентра, в зависимости от азимута направления на очаг, сила сотрясения резко увеличивалась, достигнув 7 баллов. Этот парадокс распределения балльности для афганских глубоких землетрясений рассматривался, в частности, О. В. Соболевой (1967) и связывался с механизмом очага землетрясения.

Самое сильное землетрясение с очагом в земной коре для территории Средней Азии произошло в Северном Памире близ Гарма (1966). В Гарме землетрясение ощущалось силой в 6—7 баллов. В эпицентральной зоне этого землетрясения за 1966 г. возникло около 20 афтершоков.

На территории Таджикистана располагались эпицентры и самых сильных землетрясений за 1968—1969 гг. Это землетрясение в Южном Памире 19 октября 1968 г. вблизи высокогорного оз. Яшил-Куль с многочисленными афтершоками; Гармское землетрясение 22 марта 1969 г., происшедшее вблизи границы Северного Памира и Южного Тянь-Шаня, в отрогах хр. Петра I, которому предшествовало 10 афтершоков. В этом же году 28 августа в районе Северного Памира произошло землетрясение близ высокогорного оз. Кара-Куль.

Интересно отметить «живые» разломы, примером которых могут служить Каратаусский и Сарсарякский. В период 7-балльного Байпазинского землетрясения 5 января 1966 г. в результате подвижек по этим разломам произошли деформации (трещины) железобетонных стенок туннеля Вахш—Яван. Подвижки по трещинам продолжались многие годы, что фиксировалось по установленным маркам. Землетрясения сопровождались обвалами скал, небольшими оползнями и образованием трещин на лессовых склонах.

По историческим материалам, землетрясения в Киргизии известны с 1770 г. Наиболее сильные: Беловодское 3 августа 1885 г. (9 баллов), Верненское 9 июня 1887 г. (9 баллов), Кебинское 3 января 1911 г. (более 9 баллов), Куршабское 6 июля 1924 г. (7—8 баллов), Куршабское 12 июля 1924 г. (8 баллов), Кеминско-Чуйское 20 июня 1939 г. (8 баллов), Чаткальское 2 ноября 1946 г. (9 баллов), Сарыкамышское 5 июня 1970 г. (8 баллов). Верненское и Кебинское землетрясения с наибольшей силой ощущались на территории Казахстана, причинив большие разрушения г. Алма-Ате (г. Верный). Вдоль восточной части хребтов Киргизского, Кунгей-Алатау, Занлийского, а также в районе Чаткальского землетрясения располагаются зоны наиболее сильных сотрясений.

На территории Туркмении землетрясения наблюдались на протяжении тысячелетий, о чем, в частности, свидетельствуют материалы раскопок в окрестностях г. Ашхабада — в местечках Ак-Тепе и Вагир (землетрясения конца II тыс. до н. э. и первых годов начала нашей эры), а также древнейшие литературные источники. Однако достоверные сведения о землетрясениях Туркмении так же, впрочем, как и в других республиках Средней Азии, собраны только за последние 100 лет. Проявление наибольшей сейсмической активности на территории современной Туркмении и сопредельной территории Северного Ирана относится к 1893—1895 гг. — первый период катастрофических землетрясений. 17 ноября 1893 г. в г. Кучане (Северный Иран) произошло землетрясение, сила которого в эпицентре превысила 9 баллов (Кенесов, 1968). Область влияния этого землетрясения достигла $F = 150\,000$ км². В Ашхабаде ощущались толчки силой 5 баллов. Второе катастрофическое, превышающее 9 баллов, Кучанское землетрясение произошло 17 января 1895 г. ($F = 200\,000$ км²). В Ашхабаде оно ощущалось в 4—5 баллов.

9 июля 1895 г. произошло катастрофическое землетрясение в Красноводске (более 9 баллов), которое по своим размерам превосходит все известные для Туркмении сейсмические события. Это землетрясение сопровождалось массивными обвалами в горах, грунтовыми взрывами, оползнями. На побережье наблюдались большие морские волны и погружение берега под уровень моря, нарушалась деятельность некоторых источников, наблюдались искривления железнодорожных рельс. Область распространения чувствительных колебаний достигла 3 млн. км². Землетрясению сопутствовало большое количество афтершоков.

Начало второго периода сейсмической активности относится к 1929 г., когда 1 мая произошло катастрофическое Гермабское (первое Ашхабадское) землетрясение в 9 баллов в селениях Гермаб и Хайрабад, в 7 баллов в Ашхабаде. Эпицентр располагался в Северном Иране. В течении 4 лет продолжались афтершоки этого землетрясения, количество которых достигло 400. Второй период сейсмической активности длился 19 лет и закончился в 1946 г. Казанджикским 8-балльным землетрясением, в результате которого произошли крупные деформации горных пород и образование больших трещин в земле. В Ашхабаде оно ощущалось в 5 баллов. В 1948 г. в ночь с 5 на 6 октября произошло второе Ашхабадское катастрофическое землетрясение — третий период повышенной сейсмической активности. Сила землетрясения в эпицентре достигла 9—10 баллов, $H=10-15$ км. Ашхабадское землетрясение 1948 г. относится к значительным сейсмическим событиям последних лет для всей территории СССР.

В 1968 г. 15 ноября в Ашхабадском районе произошло 6—7-балльное землетрясение. Ориентация изосейст землетрясения имеет северо-западное направление, причем отмечается совпадение изосейст 6-го балла землетрясения 1968 г. с эпицентральной зоной разрушительного Ашхабадского землетрясения 1948 г. (Керасов и др., 1972).

К количественным критериям сейсмичности относят, в частности, значения повторяемости землетрясений и сейсмической активности.

Анализируя карту сейсмической активности территории, построенную по наблюдениям за 1956—1962 гг. (Бунэ и др., 1968), необходимо отметить, что эпицентры наблюдавшихся сильных землетрясений не приурочиваются к зонам повышенной сейсмической активности. Во время Хаитского землетрясения 1949 г., наоборот, эпицентры располагались в зонах с пониженной активностью. Тот же факт наблюдался во время Ташкентского землетрясения 1966 г. В результате анализа расположения очагов землетрясений Средней Азии и сопредельных с ней территорий основные выводы о пространственном распределении очагов землетрясений сводятся к следующему (Бунэ и др., 1971; Кухтикова, 1966).

1. Памиро-Гиндукушская зона располагается в Центральном Памире. На картах эпицентров эта зона четко выделяется даже за непродолжительный период наблюдений (год, месяц). К особенностям этой зоны относится высокая сейсмическая активность и стабильный режим. Здесь выделяется сейсмической энергии больше, чем на всей остальной территории Средней Азии. Все землетрясения Средней Азии с очагами под земной корой (на глубине 50—300 км) располагаются именно в Памиро-Гиндукушской зоне, причем большая часть подкорковых очагов приходится на глубину 200 км.

2. Рассматривая распределение очагов землетрясений Средней Азии по глубинам, можно отметить, что на глубину 30—40 км приходятся единичные очаги землетрясений, с глубиной 20—30 км связано большое количество очагов, на глубине 5—15 км сосредоточивается основная часть очагов землетрясений. Важным этапом в изучении сейсмичности Средней Азии явилось сейсмическое районирование.

В настоящее время составляется совершенная карта сейсмического районирования территории, отличительной особенностью которой является многоэлементность, в частности, будут показаны очаговые или сейсмогенные зоны разрушительных толчков, вероятность таких толчков для различных отрезков времени и, возможно, будут представлены данные о спектрах и длительности наиболее опасных колебаний (Губин, 1974).

Влияние инженерно-геологических условий на приращение балльности. Материалы микросейсмических обследований последствий землетрясений и инструментальные наблюдения позволяют отметить влияние инженерно-геологических условий, включая литологический состав, мощность и свойства пород, условия их залегания, гидрогеологические условия, формы рельефа на сейсмический эффект при землетрясениях.

Обследование Каратагского землетрясения 1907 г. показало, что сооружения на корсших породах пострадали значительно меньше, чем на галечниках. При Файзабадском землетрясении 12 января 1943 г. отмечалось, в частности увеличение сейсмического эффекта в пунктах, расположенных на значительно увлажненных глинистых породах (Мусаеян). После обследования Хаитского землетрясения (10 июля 1949 г.) было выявлено повышение интенсивности сотрясений на 1 балл на плотных коренных породах, покрытых рыхлыми наносами песков и супесей мощностью 2—4 м, в отличие от рыхлых грунтов, имеющих большую (около 10 м) мощность.

При Душанбинском землетрясении 27 февраля 1952 г. отмечалось снижение сейсмического эффекта в центральной части города, сложенной мощной толщей галечников, при глубине стояния грунтовых вод более 15 м и усиление сейсмического эффекта на участках, сложенных мощной толщей лессовых пород в условиях спокойного рельефа.

Джурмское (Афганское) землетрясение 14 марта 1965 г., по данным Н. Н. Леонова (1970), в правобережной части г. Ленибада, сложенной валунно-галечниковыми отложениями, проявилось силой в 4 балла, в левобережной части города, сложенной лессами с близким залеганием грунтовых вод, — в 5—6 баллов.

При Чимтепинском землетрясении 2 января 1966 г. в центре Гиссарской долины отмечалось выделение в общей 4-балльной зоне участков с сейсмическим эффектом в 5 и 6 баллов, что объясняется наличием в суглинистых породах мощностью до 9 м грунтовых вод на глубине 0,5 м (Килянина, 1970).

В результате микросейсмического обследования Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. и сопоставления полученных данных с инженерно-геологическими условиями территории города было выявлено, в частности, увеличение сейсмического эффекта с увеличением толщи лессовых пород.

Приращение балльности в зависимости от инженерно-геологических условий на территории г. Душанбе установлено в результате микросейсмического обследования Гиссарского землетрясения (21 апреля 1968 г.), эпицентр которого располагался в 26 км к юго-западу от г. Душанбе. Минимальный сейсмический эффект (4—5 баллов) имел место на гравийно-галечниковых отложениях с уровнем залегания грунтовых вод 15 м, увеличение интенсивности на 1 балл наблюдалось при уменьшении глубины залегания уровня грунтовых вод от поверхности.

В 1970 г. (4 апреля) произошло Восточно-Копетдагское землетрясение вблизи границы СССР с Ираном. На расстоянии 10—15 км от эпицентра в селениях Арчиняк, Хивабад, Чильгез и Арабкала, как отмечали Г. А. Голинский и Р. Д. Кенесов и др. (1973), наблюдались наиболее сильные сотрясения в 5 баллов. Это землетрясение интересно тем, что к югу от Ашхабада, в зоне 3-балльных сейсмических сотрясений, выделяется локальный участок (в районе селений Маньш и Шемли), в котором землетрясение проявилось в 4 балла, причем этот участок повышенной сейсмической интенсивности сложен плотными

породами. Следовательно, можно предположить, что причиной наблюдавшегося эффекта являются не грунтовые условия, а, возможно, рельеф местности.

Анализ микросейсмических обследований землетрясений и сопоставление их с инженерно-геологическими и гидрогеологическими условиями позволяет установить сейсмическую классификацию пород и на основании инструментального сейсмического микрорайонирования составить карты микросейсморайонирования исследуемых территорий. Сейсмическая классификация пород лежит в основе составления шкал приращения балльности, которые позволяют учитывать величину сейсмичности в различных грунтовых условиях.

Первые попытки дифференциации территории Ташкента по балльности в зависимости от грунтовых условий сделаны И. Н. Бурштейном (1953) и А. И. Исламовым (1960). В дальнейшем В. В. Мирзаевым (1964—1965 гг.) составлена карта микросейсмического районирования города. После Ташкентского землетрясения работы по сейсморайонированию территории города были продолжены на основе новых данных, полученных при детальных инженерно-геологических исследованиях этого землетрясения с применением новых методов. Это позволило уточнить карту сейсмомикрорайонирования города (Абдурахманов, Валиев, Касымов, Мирзаев, 1966). Основные выводы сейсмомикрорайонирования Ташкента таковы.

1. Интенсивность проявления землетрясения повышается с увеличением мощности лессового слоя. Так, мощность лесса до 5 м соответствует 8-балльной сейсмической зоне, от 5 до 60 м — 9-балльной.

2. Приращение балльности (+1) наблюдается в зависимости от мощности лессового слоя при залегании уровня грунтовых вод 6 м.

3. На сейсмический эффект не влияет обводнение хорошо уплотненного галечника.

Необходимо отметить, что по результатам инженерно-сейсмического изучения сильных афтершоков Ташкентского землетрясения 1966 г., с применением сейсмометров АИС-2М, вывод о том, что на обводненных галечниках сейсмичность не увеличивается, не подтверждается. Напротив, по этим данным, приращение сейсмического балла на водонасыщенных галечниках по отношению к лессам толщиной 20 м равно +1,04 балла (Пирузян, 1971).

ГЛАВА 16

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Факторами, определяющими инженерно-геологические условия горно-складчатых сооружений Средней Азии, являются региональные структурно-геологические особенности, обусловившие историю геологического развития территории, климатические условия, выразившиеся в вертикальной климатической зональности, особенности рельефа и др. Указанные факторы сказываются как на формировании формаций и геолого-генетических комплексов пород, так и на возникновении и интенсивности проявления геологических процессов. В соответствии с этим в пределах горно-складчатых сооружений Средней Азии выделяются регионы: Северо-Тяньшаньский, Каратауский, Срединно-Тяньшаньский, Южно-Тяньшаньский, Южно-Таджикский, Ферганский, Центрально-Кызылкумский, Памирский, Копетдагский, Предкопетдаг-

ский, Приташкентско-Голодностепский, Западно-Туркменский, Большебалханский.

1. **Северо-Тяньшаньский регион** включает северные дуги Тянь-Шаня, хребты Таласский, Киргизский, Терскей-Алатау, Кунгей-Алатау и межгорные впадины Чуйскую, Таласскую, Иссыккульскую и др. Наряду с сильно расчлененным рельефом в горах Терскей-Алатау встречаются сырты. Вершины хребтов покрыты снегом. На вершинах большие площади заняты современным оледенением. Многолетняя мерзлота наблюдается на высоте 3000 м.

Северный Тянь-Шань образован структурами докембрийской и каледонской складчатостей. Герцинская складчатость проявилась слабо. Широким распространением пользуются допалеозойские и нижнепалеозойские отложения геосинклинального типа. Средне- и верхнепалеозойские отложения, представленные орогенным комплексом отложений (молассовая и флишодная формации), распространены незначительно. Мезокайнозойские отложения развиты во впадинах. Инженерно-геологические условия чрезвычайно сложны благодаря расчлененному рельефу и паличию геологических процессов — оползней, селей, карста. На территории межгорных впадин условия благоприятные.

2. **Каратауский регион** состоит из двух хребтов — Большого Каратау и Малого Каратау, разделенных крупным Каратауским разломом. Малый Каратау состоит почти целиком из каледонских структур. В Большом Каратау, наряду с каледонскими, имеются и герцинские структуры. Породы каледонского структурного этажа образуют большие пологие складки, сложенные карбонатными, эффузивными, эффузивно-осадочными и интрузивными формациями, обычно сильно метаморфизованными.

3. **Срединно-Тяньшаньский регион** занимает северо-западную часть герцинской складчатости, хотя и встречаются каледонские структуры (Сарыджаз). Он состоит из горных хребтов Угамского, Пскемского, Чаткальского и Кураминского. Максимальные абсолютные отметки достигают 4299 м (Пскемский хребет). Хребты разделены межгорными впадинами. В геологическом строении региона принимают участие породы докембрийского, каледонского, герцинского и альпийского структурных этажей, сложенных терригенными, терригенно-карбонатными, вулканогенно-терригенными, терригенной красноцветной, интрузивными, угленосной, солоносной и молассовыми формациями, а также геолого-генетическими комплексами четвертичных отложений. Срединный Тянь-Шань в геологическом отношении носит в себе черты как Северного, так и Южного Тянь-Шаня. Широко развиты докембрийские и нижнепалеозойские формации геосинклинального типа, характерные для Северного Тянь-Шаня, а средне-верхнепалеозойские аналогичны для Южного Тянь-Шаня.

4. **Приташкент-Голодностепский регион** располагается на границе с Туранской плитой и представляет собой типичную впадину, выполненную толщей (до 3,5 км) неоген-четвертичных отложений молассовых формаций. Породы молассовых формаций неогенового возраста и геолого-генетический комплекс аллювиально-пролювиального генезиса четвертичного возраста благоприятны для строительства и сельскохозяйственного освоения. Территория региона — наиболее освоенная часть Средней Азии.

5. **Южно-Тяньшаньский регион** расположен на юге горно-складчатых систем Средней Азии. Основными элементами домезозойской структуры являются структурно-формационные зоны, разделенные глубинными разломами. В мезокайнозойской структуре Южного Тянь-

Шаня выделяются крупные сложные новейшие зоны, соответствующие Туркестано-Гиссаро-Алайскому и Фергано-Кокшаальскому мегантиклинориям, представляющим собой крупные и сложные группы новейших структурных форм, охватывающих хребты Нуратинский, Алайский, Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский, Ферганский, Атбаашинский и впадины между ними — Зеравшанскую, Чатыркельскую, Аксейскую и др. Территория региона сложена породами докембрийского, каледонского, герцинского и альпийского структурных этажей с комплексом различных формаций и геолого-генетических комплексов четвертичных отложений.

Инженерно-геологическая обстановка территории чрезвычайно сложна и разнообразна. Условия строительства тяжелые. Трудности для строительства заключаются в сильной расчлененности рельефа, распространенности склоновых процессов, наличии многолетнемерзлых пород, развития карста и высокой сейсмичности. Наиболее освоенными являются равнинные пространства впадины и долины рек, на которых расположены города и населенные пункты, а также массивы орошаемого земледелия.

6. **Ферганский регион** приурочен к одноименной межгорной впадине, окруженной со всех сторон горными хребтами. Большая часть основных орографических контуров во многом соответствует альпийским тектоническим структурам. Здесь прослеживаются несколько орографических зон: аккумулятивная поверхность центральной части Ферганской впадины, адырные поднятия и передовые хребты. Ферганская впадина выполнена мощной толщей пород кайнозойского структурного этажа неогенового и четвертичного возраста общей мощностью до 10 км. Более древние породы залегают на больших глубинах и обнажаются лишь в передовых хребтах.

7. **Южно-Таджикский регион** является частью сложно построенной тектонической впадины — Афгано-Таджикского мегасинклинория. В пределах региона выделяются четыре структурные зоны: мегантиклиналь Юго-Западного Гиссара, Сурхандарьинская мегасинклиналь, Вахш-Кафирниганская мегантиклиналь и Кулябская мегасинклиналь. Палеозойский фундамент в центральной части впадины залегает глубоко (от 3—4 до 10—12 км) и обнажается только в Юго-Западном Гиссаре. Регион слагают породы герцинского и альпийского структурных этажей. Альпийский этаж представлен терригенными, терригенно-красноцветными, терригенно-карбонатными, карбонатными, молассовыми формациями и геолого-генетическими комплексами аллювиально-пролювиального, пролювиального и аллювиального генезиса.

В Юго-Западных отрогах Гиссара освоение осложняется сильной расчлененностью рельефа и высокой тектонической активностью. Территории, пригодные для строительства, располагаются вдоль русел рек и в пределах мелких впадин. Значительно осложняет строительство широкое развитие склоновых процессов. Более благоприятные условия в пределах равнинных пространств. Однако здесь следует учитывать свойства преобладающих лессовых пород и значительную сейсмичность.

8. **Центрально-Кызылкумский регион** приурочен к пустыне Кызылкум. В геоструктурном отношении представляет собой свод плакантиклинали, бортами которой являются крупные тектонические впадины — Амударьинская и Сырдарьинская. Регион сложен породами герцинского и альпийского структурных этажей, представленными метаморфическими, терригенно-карбонатными, карбонатными формациями и пролювиальным, аллювиально-пролювиальным, делювиальным

геолого-генетическими комплексами пород. Инженерно-геологические условия неравнозначны. На равнинных участках условия строительства благоприятны. Здесь особое значение приобретает трещинообразование. Участки распространения этих трещин неудобны для строительства. На остальной территории условия хорошие.

9. Памирский регион характеризуется чрезвычайно сложным строением. Он охватывает части двух тектонических поясов: Куэнь-Луя (Северный Памир) и Каракорума (Центральный, Юго-Восточный и Юго-Западный Памир). Здесь широко развиты оледенение, многолетняя мерзлота и карст. Глубокое расчленение территории и высокая сейсмичность создают значительные трудности для строительства.

10. Копетдагский регион является частью Туркмено-Хорасанского мегантиклинория, представленного субширотными горными складчатыми дугами, сброшенными к северу. В строении его принимают участие два структурных этажа: мезозойский и палеозойский, которые слагают породы карбонатных, терригенно-карбонатных и молассовых формаций. Четвертичные отложения представлены геолого-генетическими комплексами: пролювиальным, аллювиальным и элювиально-делювиальным. Инженерно-геологические условия Копетдага сложные в связи с сильным расчленением рельефа и развитием карста. Исключение составляют долины рек и саяв, где возможно строительство небольших населенных пунктов и мелких гидротехнических сооружений. При строительстве следует учитывать сейсмичность территории.

11. Предкопетдагский регион приурочен к одноименному прогибу, выполненному мощной (до 2000 м) толщей неоген-четвертичных отложений. В его строении принимают участие мезокайнозойский структурный этаж, верхняя часть которого сложена молассовой формацией. Предгорная равнина Копетдага является территорией, где наиболее интенсивно (в пределах Туркмении) происходит освоение. Здесь сосредоточены города и поселки, промышленные предприятия, трассы коммуникаций, проходит Каракумский канал им. В. И. Ленина с подкомандными ему гидротехническими сооружениями. Происходит интенсивное освоение территории под орошение. Осложняющими факторами являются высокая сейсмичность отдельных районов, проявление современных процессов, и в первую очередь селей.

12. Западно-Туркменский регион занимает восточную часть Южно-Каспийской впадины, большая часть которой занята водами Каспийского моря. Это область интенсивного опускания, где мощность мезокайнозойских отложений достигает 25 км. Современный облик низменности сформировался при активном воздействии процессов аккумуляции. Инженерно-геологические особенности региона определяются распространением на значительную глубину четвертичных отложений. Инженерно-геологические условия восточной части региона осложнены сейсмичностью, дефляционными и другими процессами. Морские песчаные равнины мало благоприятны для строительства из-за наличия подвижных песков, солончаков и шоров.

13. Большебалханский регион приурочен к мегантиклинали Большого Балхана, расположенного в западной части Туркмении. Большая часть территории представляет собой горы с расчлененным рельефом, строительство в пределах которых очень сложно. Равнины Большого Балхана, сложенные породами мезокайнозойского структурного этажа, в состав которого входят терригенные, терригенно-карбонатные и молассовые формации. При строительстве здесь следует учитывать высокую сейсмичность и селеопасность.

РАЗДЕЛ II

ХАРАКТЕРИСТИКА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РЕГИОНОВ

ГЛАВА 17

ЮЖНО-ТАДЖИКСКИЙ РЕГИОН

Южно-Таджикский регион занимает южные части Узбекской и Таджикской ССР, а также крайнюю юго-восточную часть Туркменской ССР.

Сложный рельеф обусловлен развитием системы веерообразно расходящихся хребтов Юго-Западного Гиссара и Таджикской виргации, имеющих субмеридиональное простирание, изменяющееся на северо-восток до широтного. Хребты разделены долинами и межгорными впадинами. В западной и центральной частях протягиваются хребты Юго-Западного Гиссара (Яккобагский, Чакчарский, Сузытау, Кугитанский, Байсуйский и др.), хребты Бабатаг, Туюнтау, Актау, Каратау. Восточная часть занята отрогами хребтов Вахтского, Кугитек, Хозретиш. Абсолютные отметки высот уменьшаются с северо-востока на юго-запад от 2500—3000 до 300 м. Между хребтами располагаются широкие долины. Сурхандарьинская, Кафирниганская, Гиссарская, Вахшская, Яхсуйская и другие шириной от 10 до 20 км.

Климат резко континентальный, засушливый.

Инженерно-геологическая характеристика пород

В Южно-Таджикском регионе выделяются два структурных этажа: палеозойский и мезокайнозойский.

Палеозойский (герцинский) структурный этаж. Отложения палеозойского возраста имеют ограниченное распространение. Они обнажаются в северной части Юго-Западного Гиссара (Куштанг, Чульбаир, Чак-Чар) и представлены преимущественно эффузивно-осадочными формациями. Относительно широкое развитие получили в южной части Юго-Западного Гиссара (Кугитангтау) породы магматической формации.

Мезокайнозойский (альпийский) структурный этаж представлен рядом формаций.

Терригенная формация верхнетриасово-верхнеюрского возраста распространена широко. В нижней части разреза преобладают грубообломочные породы: конгломераты и песчаники, сменяющиеся кверху переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Общая мощность отложений 500—600 м.

Конгломераты развиты преимущественно в прибортовых частях впадины, слагая отдельные линзы мощностью до 40 м. Для них характерна плохая сортировка и быстрые переходы по простиранию в гравелиты и песчаники. Размер галек колеблется от 1 до 40 см. Гальки обычно полуокатанные и представлены главным образом обломками кварца и кремния (60—80%); реже — осадочных пород и эффузивов (10—40%). Межгалечное пространство выполнено песчано-гравийным, глинисто-карбонатным материалом, а иногда и гипсом. Конгломераты прочно сцементированы железистым и кремнисто-карбонатным цементом порового и пленочного типов.

Песчаники олигомиктовые и полимиктовые образуют выдержанные и линзовидные пласты мощностью от сантиметров до нескольких десятков метров. Цемент слюдисто-глинистый, реже карбонатный, табл. 30.

Таблица 30

**Физико-механические свойства песчаников терригенной формации
верхнетриасово-верхнеюрского возраста**

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Кугитангтау				
Плотность, г/см ³	8	2,80—2,60	2,70	
Объемная масса, г/см ³	12	2,60—2,00	2,40	
Пористость, %	2	18,4—18,0	—	—
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁶ Па:				
перпендикулярно слоистости су-	6	310—168	247	—
хой породы				
водонасыщенной породы	6	312—202	—	—

Алевриты образуют пласты мощностью 0,1—10,0 м. Внешне они преимущественно серые, с черными обугленными растительными остатками; крепкие, от массивных до тонкослоистых. Алевритовая фракция представлена зернами кварца (60—90%), полевых шпатов (5—30%), обломков пород (до 10%). Цемент гидрослюдисто-каолинистый, карбонатно-глинистый и железистый.

Аргиллиты массивные, реже слоистые, состоят из тонкодисперсного глинистого вещества с примесью обломочного (песчано-алевритового) материала и углефицированного растительного детрита. Аргиллиты в основном полиминеральные и характеризуются каолинт-гидрослюдистым составом. Встречаются новообразования чешуек серицита, который временами составляет почти половину глинистой массы. Карбонатность колеблется в пределах от 8—12 до 35%. На выходах аргиллиты образуют мелкую остроугольную щебенку. Объемная масса их в районе месторождения Шаргунь составляет 2,55—2,56 г/см³, а в районе Ташкутана — 2,49 г/см³ (113 опр.).

Карбонатная формация келловей-оксфорда представлена хемогенными и органогенными известняками, среди которых преобладают афанитовые, комковатые и смешанные разновидности. Известняки имеют резко убывающую к востоку и северу мощность и совершенно исчезают восточнее р. Кафирниган. Аналогичная картина отмечается и в меридиональном направлении, что выражается в сокращении мощности формации с юга на север от 600—650 до 180—350 м.

Известняки хемогенные (афанитовые), преимущественно серой окраски, скрытокристаллические, образованные главным образом пелитоморфным кальцитом. Для комковатых известняков характерно скопление комочков, связанных полностью перекристаллизованным микро- и тонкозернистым кальцитом. В нерастворимом остатке, содержание которого иногда достигает 25%, присутствуют глинистое вещество, кварц, полевые шпаты. Органогенные известняки серые и зеленовато-серые, массивные, с перовым занозистым и неправильным изломом. Сопротивление известняков сжатию: для сухих пород 1523—1824; для водонасыщенных — 1291—1816 · 10⁵ Па (Шаргунь). Для некоторых более слабых разностей прочность снижается до 630—696 · 10⁵ Па (бассейн р. Сангардак). Объемная масса известняков изменяется в пределах 2,60—2,70 г/см³; пос. Лянгар — 2,64 (14 опр.), пос. Кугитанг — 2,69 (40 опр.), пос. Ташкутан — 2,69 г/см³ (113 опр.). Плотность известняков 2,83—2,87 г/см³. Пористость пород полная 1,3—17,5, в большинстве случаев 4—5%; открытая — 1—8, чаще всего 2—3%; трещинная — составляет десятые и сотые доли процента. Породы обычно разбиты сетью тектонических трещин шириной 2—5, редко 10 мм, которые чаще всего залечены кристаллическим кальцитом.

Соленосная формация киммеридж-титона представлена гипсово-ангидритовыми и хлоридными осадками. Мощность их меняется от 900 м (пос. Гаурдак) до 25 м на северо-востоке региона. Ангидриты темно- и голубовато-серые, белые, плотные, мраморизованные макро- и микрослоистые. Нередко карбонатизированы, битуминозные и трещиноваты. Трещины толщиной от долей миллиметра до 0,5 мм обычно залечены битуминозным веществом. На поверхности ангидриты подвергнуты гидратации и превращены в гипсы.

Гипсы кристаллобластовые и метасоматические светло-серые, белые, розовые и красные. Для них характерны тонкая горизонтальная слоистость и плейчатность, возникшая в процессе гидратации ангидрита. Основная масса гипса сложена чешуйками и зернами неправильной формы. Объемная масса гипсов 1,9—2,42 г/см³.

Подземные воды, приуроченные к отложениям описываемых формаций, выходят на поверхность в виде редких родников с пресной и слабосоленоватой водой, дебит которых достигает 7—8 л/с. Самоизливающиеся воды вскрыты на глубинах 1100—2700 м. Максимальный дебит скважин 7 л/с. Температура в пластовых условиях достигает 115°, на устье — 47°. Минерализация воды 20—270 г/л, тип хлоридный натриевый.

Породы терригенной красноватой формации нижнего мела имеют широкое распространение. Они согласно, местами трансгрессивно залегают на соляно-гипсовых отложениях титона и представлены толщей переслаивающихся глин, алевролитов, песчаников и, реже, конгломератов (табл. 31, 32).

Песчаники разнозернистые полимиктовые, слоистые, горизонтально- или косослоистые. Содержание песчаных частиц — 52—72, алевроитовых — 20—33, пелитовых — 2—20%. Зерна угловатые и угловато-окатанные, представлены обломками кварца и кварцитов (25—45%), полевых шпатов и сланцев. Глинистые частицы преимущественно каолинитового состава. Цемент глинисто-известковистый, железистый, порового и контактового типов. Содержание растворимых солей изменяется в довольно широких пределах (от 6,8 до 34,3%). Песчаники крепкие, слаботрещиноватые и прочные. Мелко- и среднезернистые разности практически не выветриваются. Однако наличие слабых, пористых разностей, сцементированных глинисто-серицитовым цементом, опреде-

Таблица 31

Физико-механические свойства пород терригенной красноцветной формации
нижнего мела в районе Нурекского гидроузла
(по данным САОГИДЭПа)

Показатели	Горелды	$\bar{x}$	Претелы	$\bar{x}$
	песчанники		алевролиты	
Плотность, г/см ³	2,77—2,67	2,70	2,84—2,71	2,76
Объемная масса, г/см ³	2,74—2,37	2,59	2,79—2,54	2,63
Пористость, %	5,99—1,08	3,51	5,54—1,82	3,33
Влажность, %	2,18—0,27	1,00	1,65—0,45	1,05
Временное сопротивление сжатию, $\cdot 10^5$ Па:				
в естественном состоянии	3250—281	1492	2902—158	193
при водонасыщении	2656—190	1165	2475—128	1007
Коэффициент Пуассона	0,43—0,16	0,19	0,43—0,19	0,32
Модуль упругости (испытания штампом), $\cdot 10^3 \times 10^5$ Па	173—156,9	—	361,6—159,8	—
Коэффициент фильтрации, м/сут	0,6—0,2	0,5	6,0—0,001	0,26
Водонасыщение, %	0,644—0,004	—	1,23—0,002	—

Таблица 32

Физико-механические свойства пород терригенной формации нижнего мела
в массиве и в зоне выветривания
(Количко, 1972)

Влажность, см	Коэффициент трещинной пористости	Временное сопротивление сжатию, 10^5 Па	Коэффициент крепости пород в массиве	Модуль деформации пород в массиве, 10^6 Па	Коэффициент удельного упругого отпора, кг/см ²	Коэффициент внутреннего трения	Сжатие, 10^5 Па

Песчаник (вне зоны выветривания)

—	—	1100	11	3,5	900	0,9	120
50	0,5	1100	7—8	1,0	700	0,8	6,0
20—50	0,5	1100	4—6	(0,4—1,0)	300—700	0,6	3,0
5—20	1—3	1100	3—4	(0,1—0,4)	70—300	0,5	0,5—1,0

Алевролит (вне зоны выветривания)

—	—	1000	10	3	800	0,8	100,0
50	0,5	1000	7—8	1,0	700	0,8	6,0
20—50	0,5—1,0	1000	4—6	(0,4—1,0)	300—700	0,6	3,0
5—20	1,0—3,0	1000	3—4	(0,1—0,3)	70—300	0,5	0,5—1,0

Песчаник (в зоне выветривания)

—	—	1000	10	3	800	0,9	100
50	5—1,0	1100	6—7	(0,6—1)	600	0,8	5,0
20—50	1—3	1100	3—6	(0,2—0,6)	200—600	0,5	2—3
5—20	3—5	1100	2—3	(0,2)	50—200	0,3	0,54

Алевролит (в зоне выветривания)

0,5—3	10	10	0,5	0,05	50	0,3	0

ляет значительную неоднородность прочностных показателей песчаников, что находит свое отражение в широком разбросе значений временного сопротивления сжатию. Объемная масса по данным 627 исследований колеблется в пределах 2,28—2,57 г/см³, полная пористость — 2,3—28,2%, открытая пористость — 2,1—23,1%.

Алевриты слоистые и массивные, плотные. В гранулометрическом составе преобладает алевритовая фракция (65—72%). Растворимые соли содержатся в количестве 3,8—28,2%, чаще 10—20%. На поверхности алевриты в течение нескольких дней после вскрытия покрываются сетью мелких трещин до глубины 1,0—1,5 м и превращаются в слабосвязную дресву. Мощность зоны выветривания 6—8 м.

Глины преимущественно красноцветные, слюдистые, плотные, комковатые и оскольчатые, местами сланцеватые. Характеризуются чешуйчатой (спутанной и ориентированной) прерывистой и пятнистой микротекстурой. Состав глин гидрослюдистый с каолинитом и примесью органического вещества. Наиболее распространенные значения объемной массы глин по 349 определениям находятся в пределах 2,32—2,62 г/см³.

Трещинные воды, приуроченные к породам терригенной красноцветной формации, обычно пресные, карбонатного типа и солоноватые (до 10 г/л) сульфатного типа. Большинство родников обладает дебитами 0,01—1 л/с. Пластовые воды имеют температуру на устье скважин 53°, в пластовых условиях — 108°. Максимальные водопритоки при самоизливе достигают 42 л/с. Минерализация 30—152 г/л. Воды хлоридного типа.

Отложения терригенно-карбонатной формации верхнего мела занимают обширные пространства в Юго-Западном Гиссаре, а также слагают ядра и крылья крупнейших антиклиналей впадины. Они отличаются значительной фациальной пестротой. Общая мощность формации 650—1300 м.

Песчаники преимущественно полимиктовые и известковистые. Первые отличаются хорошей сортированностью, кальцитовым составом цемента и высоким (15—45%) содержанием глауконита. Структура пород равномерно-зернистая, псаммитовая. Сильно известковистые разности обычно макропористые, кавернозные. Содержание фракции 1,0—0,1 мм — 54—65%, алевритовой — 16—34, пелитовой — 9—16%. Цемент в большинстве случаев кальцитовый, иногда глинисто-кальцитовый и глинистый. Физико-механические свойства песчаников изучены в районе Келифского гидроузла (САОГИДЭП). Здесь известковистые песчаники сеномана представлены плотными, крепкими, но неоднородными по гранулометрическому составу, степени цементации и выветрелости разностями, что видно по значительным отклонениям крайних значений временного сопротивления сжатию (табл. 33). Насыщение образцов водой вызывает небольшое снижение прочности, в то время как 25-кратное замораживание приводит к разрушению части испытуемых проб. В отличие от сеноманских, известковистые песчаники дания более слабые и при водонасыщении в значительной мере теряют свою прочность. Здесь же встречаются песчаники, очень слабо цементируемые глинистым цементом, которые разрушаются уже при подготовке образца для испытаний на сжатие.

Глины тонкодисперсные с раковистым изломом и слабым ожелезнением. Состав глин преимущественно гидрослюдистый, с примесью каолинита и бейделлита. В среднем и верхнем туроне, а также в сеноне появляются монтмориллонит-бейделлитовые и монтмориллонит-палыгорситовые разности, обладающие высокой коллоидальностью, на-

**Физико-механические свойства песчанников терригенно-карбонатной формации
верхнего мела**

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$
Песчаник известковый (K_2 ст)			
Объемная масса, г/см ³	34	2,76—1,96	2,48
Водопоглощение, %	8	15,0—0,003	4,0
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па:			
в естественном состоянии	20	2008—455	1010
при водонасыщении	21	1281—485	890
после 25-кратного замораживания	5	1000—0,0	324
Песчаник известковый ($K_2d?$)			
Плотность, г/см ³	2	2,80—2,61	—
Объемная масса, г/см ³	7	2,44—2,16	2,34
Водопоглощение, %		6,5—5,5	—
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па			
в естественном состоянии	2	402—357	—
при водонасыщении	5	149—0	—

бухаемостью (с увеличением объема в 4—6 раз) и пластичностью. Глины в большинстве случаев плотные. Их объемная масса по 483 определениям изменяется в пределах 2,34—2,55 г/см³. Меньшей плотностью обладают мергелистые разности, изученные в районе Келифского гидроузла.

Известняки органогенные и хемогенные, массивные, с неправильным изломом, слоистые, местами ожелезненные. Часто переходят в мергелистые разности и мергели. Терригенная примесь достигает иногда 40%. Известняки в основной массе плотные, монолитные, с высокими прочностными свойствами, снижающимися у мергелистых разностей (табл. 34).

Таблица 34

**Физико-механические свойства известняков
терригенно-карбонатной формации верхнего мела**

Показатели	n	Пределы
Келифский гидроузел		
Плотность, г/см ³	5	2,72—2,64
Объемная масса, г/см ³	13	2,20—2,34
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па	34	2188—343

Терригенно-карбонатная формация палеогена представлена лагунно-морскими карбонатными осадками палеоцена (в нижней части разреза переслаивающиеся доломитизированные известняки и гипсы, в верхней — толща хорошо выдержанных по простиранию и мощности светло-серых пелитоморфных известняков, переходящих в отдельных местах в доломитизированные разности). Известняки перемежаются мергелями и гипсами. Мощность отложений 80—270 м. Выше залегают терригенные образования эоцена. Они представ-

лены в подавляющем большинстве глинистыми осадками, и только в среднем эоцене в разрезе появляются известняки и песчаники. Общая мощность отложений формации от 650 м в периферийных частях до 1000 м в центральных частях впадины.

Известняки свстло-серые, разнoзернистые, местами доломитизированные, часто мелоподобные. Породы пористые с величиной пор в среднем 0,1 мм. Нерастворимый остаток—0,3—3,5% (Шакарлыстана). Известняки обычно разбиты системой крутопадающих (70—85°) мелких (1—5 мм) и средних (5—20 мм) трещин на средние и крупные блоки. Иногда встречаются очень крупные трещины шириной более 100 мм. Карстовые формы, развитые в известняках в виде воропок, закарстованных трещин, каверн и др., обычно заполнены плотным су-глинком с мелкими обломками известняка. Известняки палеоцена отличаются значительной неоднородностью (табл. 35).

Таблица 35

Физико-механические свойства известняков терригенно-карбонатной формации палеогена

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	s
Актау				
Объемная масса, г/см ³	34	2,29—1,95	2,13	0,22
Водопоглощение, %	34	15,6—4,5	8,2	2,7
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па:				
в сухом состоянии	34	1048—266	546	218
при водонасыщении	34	952—228	530	190
после замораживания	20	757—98	348	177
Пачкамар				
Объемная масса, г/см ³	52	2,05—1,53	1,77	0,09
Водопоглощение, %	51	22,9—10,0	17,0	3,5
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па:				
в сухом состоянии	52	228—93	172	46
при водонасыщении	51	260—20	129	49
после замораживания	54	280—12	95,8	55,5

Глисы мелко- и скрытокристаллические, плотные, часто с тонкой горизонтальной слоистостью и следами оползания, связанного с процессом гидратации ангидрита и перехода его в гипс. Местами гипс теряет свое кристаллическое строение и превращается в белое аморфное вещество «сахарный гипс».

Глины чаще всего массивные или неяснослоистые, разбиты трещинами отдельности. Огипсованные разности на поверхности выветривания мелкочешуйчатые и оскольчатые. По гранулометрическому составу глины относятся к пылеватым. Содержание глинистой фракции составляет 30—50%, пылевой — 40—70%. По минералогическому составу выделяются гидрослюдистые, монтмориллонит-бейделлитовые, реже — каолинит-гидрослюдистые разности. Гидрослюдистые встречаются наиболее часто. Содержание органики не превышает 1%; карбонатность колеблется в пределах 10—30%; емкость поглощения 14—46 мг-экв. Глины плотные, иногда аргиллитоподобные, легко размокают в воде и в увлажненном состоянии пластичны. По данным Н. И. Нефедовой и др., их объемная масса колеблется от 2,32 до 2,57 г/см³ (1166 опр.).

Песчаники образуют прослои мощностью 0,5—20 м; представлены массивными олигомиктовыми и полимиктовыми разностями. Первые, имеющие более широкое развитие, подразделяются на разнотернистые песчаники с гравием и мелкозернистые. В разнотернистых песчаниках преобладают мелкопесчаная и гравийная фракция, состоящие в основном из кварца (до 80%) и полевого шпата. Цемент карбонатный. Мелкозернистые песчаники карбонатные, с преобладанием фракции 0,1—0,25 мм (до 75%), образованы зернами кварца и полевых шпатов угловатой и угловато-округлой формы. Цемент глинистый, железисто-глинистый, кальцитовый.

Породы терригенно-карбонатной формации водоносны почти повсеместно. Подземные воды приурочены к гипсам, известнякам и песчаникам. В Гиссаро-Сурханском районе большинство родников имеют дебиты 0,1—1,0 л/с, а минерализацию вод менее 1 г/л. В составе их преобладают гидрокарбонаты кальция и магния. В Кафирлиган-Вахшском районе расходы родников—0,01—1,0 л/с, минерализация—1—10 г/л. Тип вод сульфатный кальциево-магниевый. Крупные источники с дебитами более 5 л/с (иногда до 100 л/с) связаны с зонами разломов и карстующимися породами.

Молассовая формация неогена образована в нижней части (ранний миоцен) морскими, в верхней части (поздний миоцен-плиоцен) континентальными осадками. Слагает подножия всех крупных хребтов, а также выполняет долины основных рек. Общая мощность достигает 5000 м (табл. 36).

Таблица 36

Физико-механические свойства пород молассовой формации неогена

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	s
Песчаники (N1), район Нурекского гидроузла (по данным Сквалецкого, 1972)				
Плотность, г/см ³	23	2,66—2,68	2,64	0,01
Объемная масса, г/см ³	159	2,56—2,11	2,29	0,07
Водопоглощение, %	—	6—5	—	—
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па:				
в естественном состоянии	164	408—41	207	75
при водонасыщении	108	175—15	81	37
Алевролиты (N1), район Нурекского гидроузла (по данным Сквалецкого и др., 1972)				
Плотность, г/см ³	15	2,71—2,65	2,68	0,02
Объемная масса, г/см ³	16	2,56—2,28	2,38	0,07
Водопоглощение, %	4	6,0—4,3	—	—
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па:				
в естественном состоянии	19	450—105	25,3	102
при водонасыщении	8	87—31	57	—
Глины (N1), район Нурекского гидроузла (по данным Таджикгипроводхоза)				
Плотность, г/см ³	4	2,67—2,65	—	—
Объемная масса, г/см ³	9	2,45—2,33	—	—
Временное сопротивление сжатию в естественном состоянии, 10 ⁵ Па	2	342—208	—	—

Глины наибольшее развитие имеют в нижней части разреза формации, составляя 25—70% мощности отложений нижнего миоцена. Глины плотные, часто аргиллитоподобные, с листовой отдельностью. Породообразующими минералами являются гидрослюда с примесью монтмориллонита. Отдельные разности глин обладают высокой прочностью. В долине Вахша временное сопротивление сжатию плотных мергелистых глин, по данным Е. Н. Сквалецкого, достигает $(500—550) \cdot 10^5$ Па при объемной массе 2,30—2,40 г/см³.

Алевролиты полимиктовые, большей частью оскольчатые, плитчатые, реже листоватые, массивные и комковатые. Содержание глинистых частиц изменяется от 6 до 40%, алевритовых — 48—80, песчаных — 0,1—5, редко до 20%. Обломочный материал в песчаных и алевритовых фракциях представлен зернами кварца 50—70%, полевых шпатов — 15—25, обломков пород — 10—30%. Алевролиты крепко сцементированы карбонатным и глинисто-серицитовым цементом. В массиве алевролиты — это довольно плотные и прочные породы, однако на поверхности они быстро поддаются выветриванию и до глубины 1 м покрываются трещинами, распадаются на дресву и щебень. Увлажнение резко снижает прочностные свойства алевролитов.

Песчаники разнозернистые, полимиктовые, часто слюдистые, иногда с большим количеством карбонатных зерен. Содержание песчаной фракции в породе составляет 50—65%, алевритовой — 15—46, глинистой — 6—34. Карбонатность 9—18. Структура псаммитовая, неяснослоистая. В текстуре наиболее типична горизонтальная слойчатость, тонкая и грубая. Цемент глинисто-железисто-кальцитовый, местами глинисто-слюдисто-кальцитовый, пропитанный гидроокислами железа. Песчаники относительно слабо поддаются выветриванию, однако при насыщении водой значительно теряют прочность вплоть до разрушения. Так, из 137 образцов, изученных в районе Нурекского водохранилища, 21% разрушились при водонасыщении без приложения внешней нагрузки (Сквалецкий, 1972). В верхней, 2—3-метровой зоне песчаники обычно разбиты многочисленными трещинами, быстро затухающими в глубь массива. Средняя величина трещинной пустотности (Нурекский гидроузел) монолитных пород составляет 0,35%, водопроницаемость — менее 0,001 м/сут. В зонах тектонических нарушений трещиноватость значительно повышается; удельное водопоглощение в этом случае составляет 10 л/мин, а коэффициент фильтрации — 14,5 м/сут (Сквалецкий и др., 1972). Сопротивление раздавливанию после 25 циклов замораживания увеличивается на 30—100%.

Различия инженерно-геологических показателей описанных пород обусловлены составом цемента, содержанием в них глинистого вещества, наличием прослоев и в меньшей степени зернистостью пород (табл. 37).

Конгломераты от мелко- и среднегалечниковых (размер галек 10—12 см) до валунно-галечниковых и валунных (с величиной отдельных глыб до 3 м в поперечнике). Мелко- и среднегалечные конгломераты преобладают в разрезах верхнего миоцена. Они имеют чаще всего плотный песчано-карбонатный и реже песчано-гравийный слабокарбонатизированный цемент. Нижнеплиоценовые конгломераты отличаются от более древних светлой окраской, чередованием относительно легко разрушающихся конгломератов и плотно сцементированных гравелитов и песчаников, образующих в обнажениях карнизы. Породы верхнего плиоцена характеризуются наиболее крупными размерами обломков и широким развитием валунных конгломератов. Последние относительно слабо сцементированы песчано-глинистым цементом.

Деформационные и упругие свойства песчаников молассовой формации неогена района Нурекского гидроузла (по данным Сквалецкого и др., 1972 г.)

Показатели	n	Предслы	$\bar{x}$	s
Скорость продольных волн, м/с	57	3100—2220	2727	55
Скорость поперечных волн, м/с	58	1500—1100	1352	52
Динамический модуль упругости, 10^5 Па . .	51	$(1-1,5) \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^5$	—
Коэффициент Пуассона	56	0,34—0,26	0,30	(0,02)
Результаты опытных нагружений штампов: модуль деформации, 10^5 Па	32	49000—8920	24036	7106
Статический модуль упругости, 10^5 Па . . .	32	$(6,6-1,6) \cdot 10^4$	$3,2 \cdot 10^4$	—
Коэффициент удельного упругого отпора 10^5 Па	32	377—63	189	57

Ориентировка обломков обычно отсутствует, окатанность плохая. Петрографический состав конгломератов весьма разнообразен и представлен преимущественно известняками юры и мела, кварцем, кристаллическими сланцами, мраморизованными известняками палеозоя, магматическими породами.

Подземные воды миоценовых отложений в Яхсуйской, Гиссарской и Сурхандарьинской впадинах пресные (0,1—1 г/л), относятся преимущественно к карбонатному типу. Наиболее частые дебиты водопунктов 0,1—1,0 л/с. В Кафирниганской и Вахшской зонах дебиты родников обычно менее 0,1 л/с, минерализация достигает 3—10 г/л. Тип воды сульфатный.

К плиоценовым отложениям приурочены малodeбитные родники (0,1—1,0 л/с) с преобладающей минерализацией 0,1—1,0 г/л. В Кафирниган-Вахшском районе минерализация воды повышается до 1—10 г/л, а водообильность пород уменьшается (дебиты источников обычно менее 0,01 л/с). Воды сульфатные и гидрокарбонатные кальциево-магниеые.

Четвертичные отложения. Геолого-генетический комплекс нижнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений несогласно залегает на размывной поверхности осадков различного возраста — от меловых до неогеновых. В результате последующего размыва они сохранились на ограниченных по площади участках окраинных частей впадины, образуя фрагменты высоко приподнятых долин древнейшей гидросети. Здесь они представлены конгломератами и галечниками, которые в центральных частях замещаются песчано-глинистыми осадками, а иногда гипсами.

Конгломераты средисгалечниковые, состоящие из угловатых и хорошо окатанных галек размером от 5 до 20 см. Зачастую встречаются валуны до 1 м в диаметре. Обломочный материал плохо отсортирован, пересыпан песком, крепко сцементирован известково-глинистым и известковым цементом. К отложениям раннечетвертичного возраста относятся древние аналоги современных лессовых пород — «каменные лессы». По гранулометрическому составу они соответствуют легкосуглинистым, крупнопылеватым осадкам с низким содержанием глинистых частиц. При объемной массе 1,9—2,1 г/см³ пористость их не превышает 30%. Наличие макропор не вызывает просадочных деформаций при увлажнении, коэффициент которых при нагрузке $3,0 \cdot 10^5$ Па

менее 0,01. Низкая сжимаемость грунтов (модуль деформации более $200 \cdot 10^5$ Па), высокое сопротивление сдвигу в естественном и водонасыщенном состояниях обеспечивают их высокую несущую способность.

Геолого-генетический комплекс среднечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений представлен в основном грубообломочными породами, слагающими нижнюю часть разреза четвертой и пятой террас крупных рек и сопрягающихся с ними конусов выноса. В большинстве случаев эти осадки образованы несвязными или слабо сцепленными породами различной крупности, окатанности и петрографического состава.

Грубообломочные породы отличаются высокой несущей способностью и низкой сжимаемостью. Угол внутреннего трения в зависимости от крупности, окатанности и рыхлости изменяется от 30 до 40° и более. Скорости прохождения волн составляют 900 — 1100 м/с, модуль деформации — 900 — $1200 \cdot 10^5$ Па.

В предгорьях в верхних частях разрезов аллювиально-пролювиальных осадков преобладают макропористые лессовидные суглинки с включением щебнисто-галечниковых линз и обломков местных пород. Мощность отложений 10 — 20 , иногда до 30 м и более. Для них характерна повышенная пористость в интервале верхних 0 — 5 м и быстрое уменьшение ее с глубиной. Этим объясняются низкие просадочные свойства пород.

Содержание легкорастворимых солей в породах невелико и изменяется от $0,05$ до $0,60$ г/л (58 опр.); коэффициент фильтрации колеблется от $0,09$ до $1,0$ м/сут (в среднем $0,42$ м/сут по 66 опр.) (табл. 38).

Таблица 38

Физико-механические свойства аллювиально-пролювиальных суглинков среднечетвертичного возраста до глубины 15 м в бассейне р. Сагардак

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Естественная влажность, %	109	42,3—1,4	15	7,3
Плотность, г/см ³	113	2,75—2,69	2,72	0,02
Объемная масса скелета, г/см ³	109	1,67—1,10	1,33	0,16
Пористость %	109	59,4—38,6	51,3	5,7
Максимальная молекулярная влагоемкость, %	118	23—13	17	1,5
Сцепление при естественной влажности, 10^5 Па	70	0,99—0,07	0,49	0,2
Угол внутреннего трения при естественной влажности, °	70	48—16	34	8
Сцепление при водонасыщении, 10^5 Па	78	0,67—0,01	0,20	0,01
Угол внутреннего трения при водонасыщении, °	78	40—7	21	5
Коэффициент относительной просадочности	30	0,09—0,00	0,01	—

Геолого-генетический комплекс среднечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений распространен на участках, прилегающих к антиклинальным поднятиям, и образован продуктами размыва преимущественно палеогеновых и неогеновых пород. Он представлен часто переслаивающимися суглинками, супесями, глинами и песками.

Суглинки и супеси коричневых и бурых тонов, с прослойками кристаллического гипса и вертикальными трещинами шириной 1 — 5 мм. По гранулометрическому составу отложения классифицируются от тяжелых супесей до тяжелых пылеватых суглинков. Плотность их составляет $2,70$ — $2,67$ г/см³, объемная масса скелета — $1,67$ — $1,38$ г/см³, пористость — $46,3$ — $41,3\%$.

Глины пестроцветные, плотные, засоленные, с линзовидными прослойками и гнездами плотного тонкозернистого песка. Плотность глин выражается в величинах порядка 2,67—2,66 г/см³, объемная масса — 1,57—1,56 г/см³, пористость — 37,2—36,3%.

Геолого-генетический комплекс среднечетвертичных пролювиальных отложений имеет наибольшее распространение, покрывая мощным чехлом высокие террасы рек, обширные предгорные равнины, склоны и водоразделы низких и средневысотных гряд (до 1500 м). Комплекс образован лессовыми породами, в составе которых преобладает фракция 0,05—0,005 мм (70—90%), где основная доля приходится на крупную пыль (0,05—0,01). Значительные изменения в содержании песчаной фракции (плато Гарауты) определяется количеством тонкопесчаных частиц, соотношение которых с крупной пылью не оказывает существенного влияния на основные показатели свойств грунтов (Морозов, 1961; Сквалецкий, 1969). Содержание глинистой фракции подвержено наибольшим колебаниям — от 10—15 (долины рек Сурхандарьи, Вахша) до 20—30% и более (отдельные районы Гиссарской долины, Яванская впадина, плато Алимтай). Наибольшая однородность в гранулометрическом составе присуща лессам водоразделов и высоких террас. По содержанию легкорастворимых солей лесс характеризуется от слабой до средней и изредка сильной степенью засоления с преобладанием хлоридно-сульфатного, натриево-кальциевого типа. Сухой остаток (долина р. Сурхандарьи) выражается в следующих величинах: макс.—2,28, мин.—0,02%; $\bar{x}$ — 0,63; S — 0,48; n — 70. Количество карбонатов чаще всего составляет 20—30%; гипса — не более 1—2%. Однако на отдельных предгорных шлейфах (Бешкентская впадина, плато Гарауты) гипса в лессовых грунтах значительно больше — до 12—15%. В минералогическом составе основными пороодообразующими компонентами являются минералы легкой фракции (87—90%): кварц, полевые шпаты, слюды, глинистые агрегаты и обломки пород. Глинистые минералы представлены преимущественно гидрослюдами и хлоритом с примесью каолинита и монтмориллонита. Емкость поглощения для глинистых фракций (долина р. Вахш) составляет 36,1—37,6 мг·экв, а у лессов в целом не превышает 5—8 мг·экв на 100 г (Танкаева, 1964). Для лессов весьма характерна высокая пористость, достигающая в верхних частях разреза 55% и более. С глубиной ее величина, как правило, уменьшается, однако интенсивность и характер изменения пористости меняются в зависимости от положения пород в рельефе. Постепенное и относительно плавное, спокойное уменьшение пористости с глубиной отмечается в пределах наиболее высоких уровней развития среднечетвертичных лессовых пород. На четвертой террасе и сопрягающимся с ней предгорным шлейфам падение величины пористости имеет неравномерный, скачкообразный характер. Здесь отмечается значительный разброс значений пористости и более быстрое уменьшение ее с глубиной. Подобная неоднородность лессовой толщи возрастает по направлению от периферии к тыловым частям равнины (табл. 39).

Лесс способен к набуханию при замачивании в пределах 3—16% и полному быстрому размоканию в течение 0,5—2,5 мин. Низкая влажность лессовых пород и недоуплотненное состояние по отношению к природному давлению обусловили их способность к деформации при замачивании. Изменения степени просадочности по площади и в разрезе в общих чертах аналогичны изменению объемной массы грунтов и связаны с их начальной объемной массой. Характерные значения начального давления просадочности при пористости около 50% и сте-

**Физико-механические свойства лессовых пород геолого-генетического комплекса
среднечетвертичных пролювиальных отложений**

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Долина р. Сурхандарьи, предгорная равнина				
Плотность, г/см ³	105	2,77—2,65	2,71	0,02
Объемная масса скелета, г/см ³	105	1,49—1,20	1,30	0,05
Пористость, %	105	55,0—46,1	51,3	1,8
Естественная влажность, %	105	8,7—1,2	4,8	1,5
Максимальная молекулярная влагоемкость, %	88	17—10	14	1,6
Сцепление, 10 ⁵ Па	23	0,2—0,0	0,03	—
Угол внутреннего трения, °	23	31—17	26	4

Долина р. Сурхандарьи, IV терраса

Плотность, г/см ³	51	2,73—2,67	2,70	0,01
Объемная масса скелета, г/см ³	54	1,63—1,20	1,34	0,09
Пористость, %	54	55,6—40,0	50,0	3,3
Естественная влажность, %	56	13,0—2,0	5,2	2,7
Максимальная молекулярная влагоемкость, %	29	16—13	15	0,8
Сцепление, 10 ⁵ Па	23	0,08—0,0	0,02	—
Угол внутреннего трения, °	23	31—17	26	4

Вахшская долина, склоны возвышенностей и высокие террасы

Плотность, г/см ³	32	—	2,70	—
Пористость, %	380	—	51,2	2,2
Естественная влажность, %	380	—	4,0	2,1
Сцепление, 10 ⁵ Па	11	—	0,025	—
Угол внутреннего трения, °	5	25—26	—	—

пени увлажнения до 0,85 составляют: в лессовидных супесях — 0,1—0,2·10⁵ Па, в типичных лессах — 0,2—0,5·10⁵ Па, в лессовидных суглинках — 0,9—1,2·10⁵ Па (Сквалецкий, 1972) (табл. 40). Коэффици-

Таблица 40

**Просадочность лессов геолого-генетического комплекса среднечетвертичных
пролювиальных отложений
(по данным Е. Н. Сквалецкого, 1972)**

Район исследований	Мощность просадоч- ной тол- щи, м	Средний коэф- фициент отно- сительной про- садочности	Ожидаемая просадка, см	Наблюдае- мая про- садка, см
Устье р. Тирсу, плато Алмитай	22	0,066	145	127
Долина р. Пяндж, плато Уртабоз	39	0,06	233	210—280
Гиссарская долина, плато Лиур	13—16,5	0,036	47—58	35—42
Склон Чилтау, Дангаринская впадина	22	0,041	90	78
Долина р. Кафирниган (вблизи пос. Шаартуз)	10—12	0,077	93	100
Долина р. Кызылсу (Сельбурское водохра- нилище)	19	0,07	130	95—118
Урочище Ялгыз-Как	12	0,079	93	100
Долина р. Сурхандарьи, предгорная равни- на (ГЭС, Хазарбаг, 2)	21	0,086	180	174
Долина р. Вахш, Кафырское плато	20—22	0,03—0,04	80	70

ент фильтрации лессов в большинстве случаев колеблется в пределах 0,25—0,86 м/сут, достигая иногда 1,0—1,2 м/сут.

Водоносность среднечетвертичных отложений неоднородна. Грунтовые воды залегают на глубинах 2—50 м и более. Имеют минерализацию 1—10, местами до 40 г/л. Солоноватые воды сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые; соленые — хлоридные натриево-магниевые.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных пролювиальных отложений развит в пределах третьей террасы и сопрягающихся с ней слабоволнистых равнин. Породы комплекса — суглинки и супеси имеют ярко выраженный лессовый облик. По составу и свойствам они близки к среднечетвертичным лессовым породам и отличаются от них меньшей однородностью по площади развития и в разрезе. Супеси и суглинки макропористые, лессовидные, слабо- и средnezасоленные. Содержание легкорастворимых солей (долина р. Сурхандарьи) составляет по 23 определениям: макс.—1,78, мин.—0,1%; $x=0,54$; $S=0,41\%$ (табл. 41).

Таблица 41

Физико-механические свойства лессовых пород геолого-генетического комплекса верхнечетвертичных пролювиальных отложений (долина р. Сурхандарьи)

Показатель	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Долина р. Сурхандарьи				
Плотность, г/см ³	52	2,72—2,67	2,70	0,01
Объемная масса скелета, г/см ³	66	1,50—1,25	1,35	0,05
Пористость, %	55	53,5—44,9	49,9	1,9
Естественная влажность, %	66	27,1—0,6	5,4	4,4
Сцепление, 10 ⁸ Па	23	0,04—0,00	0,01	
Угол внутреннего трения, °	23	32—26	29	2

Породы обладают просадочностью, хотя степень и величина просадки ниже, чем у среднечетвертичных лессов, что связано с меньшей мощностью просадочной толщи и более интенсивным нарастанием объемной массы пород с глубиной. При этом, однако, в отдельных районах (Яванская долина) общая просадка может достигать 1,5—2,0 м.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений представлен самыми разнообразными осадками от галечников до глин. Преобладают суглинки с подчиненными прослоями песков, супесей и глин.

Пески пестроцветные, уплотненные, преимущественно тонкозернистые. Минералогический состав песков однообразен. Основным составляющим компонентом является кварц, содержание которого 55—77%. Степень засоления песков средняя и сильная.

Суглинки средние и тяжелые, с прослоями супесей желтого, коричневого, серого и зеленого цветов, часто имеют комковатую структуру с включением известковистых солей, гипса, гравия и мелкой гальки; средне- и сильнозасоленные. Сжимаемость суглинков в естественном состоянии составляет 0,02 см²/кг в пределах нагрузок 0—2·10⁵ Па и 0,007 см²/кг при нагрузках 2—4·10⁵ Па. Описываемые грунты в отдельных местах обладают просадочными свойствами, что особенно характерно для периферийных частей конусов выноса.

Глины имеют подчиненное значение и встречаются отдельными прослоями мощностью 1,5—5 м. Глины коричневые, буровато-серые,

**Физико-механические свойства песков геолого-генетического комплекса
верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений
(южная часть долины р. Сурхандарьи)**

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Естественная влажность, %	33	0,6 — 20,8	5,8	—
Объемная масса скелета, г/см ³	33	1,31—1,83	1,53	0,12
Пористость, %	23	38—45	41,8	2,1
Коэффициент фильтрации, м/сут	16	0,5 — 20,7	4,1	—

Таблица 43

**Физико-механические свойства суглинков геолого-генетического комплекса
верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений**

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	S

Южная часть долины р. Сурхандарьи

Плотность, г/см ³	17	2,71—2,65	2,69	0,02
Объемная масса скелета, г/см ³	51	1,73—1,28	1,54	0,11
Пористость, %	51	54—34	43	4
Естественная влажность, %	51	22—1,4	6,9	4,9
Максимальная молекулярная влагоемкость, %	19	19,7—10,8	14,4	2,5
Сцепление, 10 ⁵ Па	10	0,7—0,0	0,04	—
Угол внутреннего трения, °	10	27—23	26	—

зеленые, уплотненные, в увлажненном состоянии вязкие. Содержание водорастворимых солей (южная часть долины р. Сурхандарьи) по 16 определениям следующее: макс.—3,31, мин.—0,24; $\bar{x}$ —1,57%. В условиях насыщения водой угол внутреннего трения равен 23—30°, сцепление—0—0,23·10⁵ Па; уплотняемость глин в естественном состоянии в интервалс нагрузок 0—2·10⁵ Па составляет 0,011—0,047 см²/кг, в интервале нагрузок 2—4·10⁵ Па—0,016—0,041 см²/кг.

В верхнечетвертичных отложениях грунтовые воды залегают на глубинах от 0,5—10 м в центральных частях впадин до 100—150 м вдоль горного обрамления. В супесчано-суглинистых осадках водообильность слабая, водопритоки в выработки обычно не превышают 0,01 л/с. Минерализация пестрая, изменяется от 0,5 до 75 г/л, увеличиваясь вниз по впадинам и от краевых частей к центральным. Напорные воды формируются в галечниковых отложениях конусов выноса вследствие появления в разрезе суглинисто-глинистого материала. Минерализация изменяется от долей до первых десятков грамм на литр, чаще составляя 1—5 г/л. Тип воды сульфатный, натриево-магниевый, воды обладают сульфатной агрессивностью по отношению к бетону и металлу.

Геолого-генетический комплекс современных аллювиальных отложений слагает поймы, первую и вторую надпойменные террасы рек и представлен гравийно-галечниковым и песчаным материалом русловой фации и перекрывающими их супесями, суглинками и глинами. Грубообломочные породы слагают нижние части разреза современных террас и русла рек. Они представлены рыхлыми гравийно-галечниковыми отложениями с песчаным заполнителем (табл. 44).

**Физико-механические свойства грубообломочных пород геолого-генетического
комплекса современных аллювиальных отложений
(пойма. I терраса р. Сурхандарьи)**

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	s
Объемная масса, г/см ³ :				
в разрыхленном состоянии	39	2,06—1,61	1,80	0,11
в уплотненном состоянии	28	2,12—1,83	1,96	0,07
Угол естественного откоса под водой, °	28	37—27	33,5	2,5
Время сопротивления сжатию, 10 ⁵ Па	28	30—18	21,3	4,8
Коэффициент фильтрации, м/сут	28	47—10	30	10,5

Пески наиболее широко развиты в русле Амударьи и низовьях ее притоков. Гранулометрический состав песков изменяется в широких пределах. Тонко- и мелкозернистые разности характерны для южных частей водотоков и долины р. Амударьи. При плотности 2,60—2,70 г/см³ пористость песков колеблется от 35 до 40—45%. Высокое содержание пылеватых и глинистых частиц в отдельных разновидностях песков вызывает значительное увеличение объема при насыщении водой, достигающее 10% и болсс. Сцепление изменяется от 0 до 0,01·10⁵ Па. Водонасыщенные пески обладают плавучими свойствами.

Суглинки, реже супеси, с прослоями глин и песков, образующие пойменную фацию низких террас, представлены желтовато-коричневыми, серыми, иногда зеленоватыми комковатыми разностями. Породы преимущественно слабо- и средnezасолонные. На отдельных участках долин рек Вахш, Яхсу и Кызылсу суглинки обладают высокой засоленностью. Коэффициент уплотнения в естественном состоянии изменяется в пределах нагрузок 0—2 и 2·10⁵—4·10⁵ Па соответственно от 0,025 до 0,36 см²/кг и от 0,017 до 0,025 см²/кг. В отдельных районах (долина р. Вахш) суглинки второй террасы имеют лессовый облик и склонны к просадке, достигающей величин 0,1—0,3 м (Сквалецкий, 1969).

Глины пестроцветные, преимущественно бурых и коричневых оттенков, плотные. В районе нижнего течения р. Сурхандарьи содержание легкорастворимых солей в них составляет 0,12—3,18%. Прочностные показатели для консолидированного сдвига: угол внутреннего трения $\varphi=18-33^\circ$, $C=0,19-0,30 \cdot 10^5$ Па. Уплотняемость глин в естественном состоянии в интервалах нагрузок 0—2 и 2—4·10⁵ Па колеблется соответственно в пределах 0,020—0,051 и 0,04—0,034 см²/кг.

Водообильность современных аллювиальных отложений довольно высокая. В разрезах, сложенных галечниковым материалом, удельные дебиты скважин составляют 50 л/с, снижаясь у песков до 1—5 л/с. Минерализация и химический состав грунтовых вод пестрые. В галечниках минерализация изменяется от менее 1 до 10 г/л и более, в супесчано-суглинистых отложениях — от 1 до 40 г/л и более; гидрокарбонатные воды сменяются сульфатными и хлоридными.

Геолого-генетический комплекс четвертичных эоловых отложений распространен в низовьях рек Сурхан, Кафирниган, Вахш.

Пески в основном мелко- и тонкозернистые, розовые и розовато-желтые мощностью от 4 до 16 м. В минералогическом отношении они состоят преимущественно из минералов кварца (26—38%), полевого шпата (45—54%), обломков пород (0,9—4%). Пески характеризуются

объемной массой в пределах 1,40—1,58 г/см³ (32 опр.), плотностью — 2,65—2,71 г/см³ (29 опр.); коэффициент фильтрации изменяется от 0,2 до 17,3 м/сут (30 опр.).

Современные геологические процессы

Просадки имеют повсеместное распространение и приурочены к лессовым породам. Проявляются они в результате промачивания грунтов атмосферными, поверхностными и ирригационными водами в виде



Рис. 33. Обрушение бортов долины р. Яхсу (лессовые породы мощностью 20—30 м)

образования блюдцев, террасовидных уступов на склонах увалов и холмов, трещин и опусканий поверхности вдоль ирригационных сооружений (рис. 33). Характерно возникновение просадочных деформаций при ливневых дождях, когда в слабо выраженных понижениях образуются водосмы диаметром 200—300 м и более. При этом поверхность дна и примыкающих площадей покрывается просадочными трещинами, образуется серия концентрических террасовидных уступов. Просадки сопровождаются возникновением суффозионных воронок, обвалов, деформациями зданий и ирригационных сооружений, нарушением планировки орошаемых площадей. Сейсмические воздействия способствуют развитию просадочных деформаций.

Сели разной степени интенсивности характерны для большей части территории региона. Наиболее селеопасными районами являются южный склон Гиссарского хребта и его юго-западные отроги. Только в предгорной части склона, обращенного к Гиссарской долине, насчитывается около 70 коротких сухих саев, по которым почти ежегодно, а иногда и по несколько раз в год проходят селевые потоки, принося значительный ущерб хлопковым полям и оросительным системам.

На южном склоне Гиссарского хребта наиболее селеактивны бассейны рек Варзоб, Каратаг, Ширкент, Ханака, Обизаранг и др.; в Юго-Западном Гиссаре — Туполанг, Сангардак, Халкаджар, Шерабад. Преобладают грязекаменные и грязевые сели с содержанием твердой составляющей до 50% и более. Максимальные скорости 6—7 м/с. Абсолютное большинство селепроявлений отмечается в апреле — июне.

Обычно расходы селей колеблются от 30 до 515 м³/с (Шарабаев, 1972), а в некоторых случаях (ущелья Драй-Дере, Комплекс в Юго-Западном Гиссаре) превышают 1000 м³/с. Сельские паводки, образующиеся в результате выпадения ливневых дождей, характерны для до-



Рис. 34. Оползни на террасированной поверхности борта долины р. Кафирниган. Фото В. И. Преснухина

лин временных водотоков, где они наблюдаются 2—3, а иногда до 5 раз в весеннее время года и формируют водогазовые потоки высотой от 1—2 до 3—5 м в зависимости от ширины долины. При ширине долины 50 м средняя высота потока 1,5—2,0 м (Карпов, 1973).

Оползни интенсивно проявляются у подножия Гиссарского хребта и его отрогов, в северной части хр. Бабаатаг, в пределах юго-западных отрогов Каратегинского хребта, на северо-восточном склоне хр. Сурхку, в долинах рек Сурхоб, Кызылсу, Яхсу и других местах. Большая часть оползневых смещений развита в горной части области на отметках 1600—1800 м (до 80%). Оползни приурочены почти исключительно к лессовым породам, где по характеру разрушения выделяются два типа: течения (сплывы, оплывины) и выдавливания, причем доминирует первый тип. Наибольшей активности оползневые процессы достигают на тех участках, где лессовидные суглинки подстилаются нижнемеловыми глинистыми отложениями. Поверхностные сплывы-смещения, образующиеся в результате сильного увлажнения (до 34%) лессовых пород, происходят на склонах с крутизной более 32—33°. Глубина захвата при этом не превышает 1,5 м, а объем сместившейся массы измеряется первыми десятками кубических метров. Образуются сплывы чаще всего в средней части склона на высоте 15—20 м.

Оплывины по форме и характеру смещения сходны с поверхностными сплывами. Приурочены обычно к вогнутым формам склонов с крутизной порядка 38°. Объем оплывин достигает 25—140 м³. Оползни выдавливания — неглубокие смещения, связанные с боковой эрозией рек и происходящие в виде ступеней с вертикальной или близкой к этому стенкой отрыва. Последние характерны для междуречья рек Иляк и Кафирниган (рис. 34). Нередко они имеют значительную протяженность. Так, по правому берегу р. Кызылсу на протяжении 3,5 км

отмечено 5 стабилизировавшихся и 10 действующих оползней по границе песчаников и лессовых пород. Оползневые процессы в пределах региона наблюдаются и в дочетвертичных отложениях. К. В. Бабков и В. А. Бельский (1970) отмечают наличие в Таджикской депрессии древних оползней, рассматривая их как постэрозионные структуры гравитационного оползания. Условия для их образования определяются главным образом денудационными процессами, нарушающими устойчивость склонов. Такие оползни представляют собой смещение пластов бухарских и акджарских слоев по подстилающим их пластам палеогена в виде микрошарьяжей на крыльях антиклинальных поднятий: на западном склоне хребтов Аруктау, Арыктау, Северного Каратау, Терсклитау и на восточном склоне хр. Южный Каратау. Во всех случаях смещающиеся пласты имеют мощность от 30 до 80 м, достигают в длину 1000—1500 м и 600—700 м в ширину. Примером сложного переходного типа может служить оползень, происшедший в 1969 г. на правобережье р. Урядарьи в районе сел. Таллы (Юго-Западный Гиссар), где в смещение были включены глинистые породы мелового возраста по контакту с подстилающими их известняками верхнего палеозоя. Движение оползня происходило медленно, с постоянным дроблением поверхности. В завершающей стадии отмечено «вышлывание» грунта в языковой части в виде потока, что связано с выдавливанием разжиженных пород из обводненной части (Ниязов, 1974).

Большая часть оползневых подвижек происходит на склонах северной экспозиции с крутизной 30—45°, а время максимального проявления охватывает период с марта по май, т. е. совпадает с интенсивным выпадением атмосферных осадков. Особенно массовые оползневые проявления наблюдаются в марте, когда образуется 50—60% всех регистрируемых весной смещений. Так, месячное количество атмосферных осадков, выпавших в марте 1969 г., превысившее в 2—3 раза среднемноголетнюю норму на этот период, определило резкое увеличение оползневой активности.

В ряде случаев проявление оползней связано с землетрясением. Оползни длиной несколько сот метров с явно выраженной плоскостью оползания отмечались в зоне действия Файзабадского землетрясения и в эпицентральной зоне Каратагского землетрясения. Значительные по размерам оползни и обвалы были вызваны в 1969 г. Хаитским землетрясением, когда делювиальные суглинки, смешиваясь с каменным материалом, обрушились со склонов в долины рек и саев. Всего в описываемом регионе зарегистрировано около 2000 оползней, из которых более 90% приурочены к четвертичным отложениям.

Суффозия развита довольно широко, преимущественно в лессовых породах среднечетвертичного возраста. Она наблюдается на горных плато, вдоль террасовых уступов и по бортам саев. Крупные пустоты протяженностью до 400 м отмечаются в долинах рек Гульбиста, Иляк и Дангаринской впадине. Просадки в лессовых породах способствуют развитию суффозионных явлений.

Карст. Процессам карстообразования в пределах региона подвержены соляно-гипсовые и карбонатные толщи мезозоя. Доминирует гипсовый карст. О наличии глубинного карста в гипсах свидетельствуют карстовые источники, особенно многочисленные на хр. Петра I.

Поверхностные формы карста представлены многочисленными воронками и котловинами, колодцами и провалами, сконцентрированными на локальных участках, где на поверхностях выравнивания обнажаются гипсы верхнемелового и плиоцен-нижнечетвертичного возрастов, а также пещерами. Группы воронок и котловин в гипсовых поро-

дах известны у озер Вашты-Боки, Кули-Сояру, Хозрети-Полима, на южном склоне хр. Петра I, на плато в долине Сурхсу, на южных и восточных склонах Вахшского хребта, в верховьях долины р. Кызылсу и др. Воронки и провалы достигают в диаметре 100—150 м, а по глубине — 20—50 м. Карстовая котловина, расположенная южнее перевала Куляк, длиной 2 км с крутыми и обрывистыми склонами и плоским дном описана Н. А. Гвоздецким (1957).



Рис. 35. Оврагообразование в лессовых породах (Южно-Таджикская депрессия)

Соляной карст известен в верхнеюрских соляных толщах, обнажающихся в районе г. Нурек. Протекание карстовых процессов здесь имеет интенсивный характер и выражается в формировании воронок диаметром до 20 м и глубиной до 10—15 м, а также пещер.

Карбонатный карст развивается в известняках мела и палеогена, при этом встречен открытый и глубинный карст. Глубинный карст известен на хр. Каратау, где при прокладке туннеля в 1963 г. была обнаружена карстовая полость, заполненная водой. На восточном склоне хр. Каратау скважинами на глубине 50 м вскрыты карстовые полости, заполненные глиной с галькой. Поверхностные формы известнякового карста представлены мелкими воронками и провалами, развитыми на склонах хребтов Гарданиушти, Джетымтау, Зимистон, Вахшского. В плотных разностях известняков карст проявляется в формировании пещер.

На участках развития голого карста (хр. Сурх-Ку) поверхность моноклинально залегающих известняков покрыта трещинными каррами, реже встречаются карстовые желоба и рвы глубиной до 10—20 м. Редкие карстовые воронки имеют диаметр 3—5 м при глубине 1—3 м.

В пределах юго-западных отрогов Гиссара основными инженерно-геологическими факторами, значительно осложняющими условия строительства, являются сильная расчлененность рельефа, сложное

геологическое строение, высокая тектоническая активность, сейсмичность. Территории, пригодные для гражданского и промышленного строительства, здесь концентрируются вдоль русел крупных водотоков и в пределах внутренних впадин. Небольшая мощность легкодеформируемых пластичных осадков и преобладающее распространение скальных и полускальных грунтов выдвигают на первый план такие факторы, как выветрелость и трещиноватость пород, связанные с положением последних относительно зон тектонических нарушений, в пределах которых раздробленные породы прослеживаются на большую глубину.

Широкое развитие гравитационных процессов (оползни, обвалы, сели), а также в отдельных случаях процессов карстообразования в карбонатных и гипсово-соленосных породах юры и палеогена значительно осложняет условия строительства.

В пределах предгорных и равнинных пространств, наиболее экономически важных районах, доминируют лессовые, связные и грубообломочные породы. Лессовые породы, пользующиеся чрезвычайно широким распространением, образуют покров на речных террасах в долинах рек и слагают борта межгорных впадин. Специфическими особенностями этих осадков, создающими ряд трудностей в строительстве, являются резкая потеря прочности при увлажнении и слабая устойчивость к динамическому воздействию поверхностных вод (рис. 35). Связные грунты (супеси, суглинки, реже глины) приурочены к низким надпойменным террасам, центральным частям межгорных впадин и периферии конусов выноса. Среди отрицательных свойств этих горизонтов необходимо отметить их значительную сжимаемость при водонасыщении, возможность развития суффозионных процессов в условиях повышенного содержания солей, и в первую очередь гипса, наличие слабых прослоев (пльвуны, гумусированные горизонты).

ГЛАВА 18

ФЕРГАНСКИЙ РЕГИОН

Ферганский регион представляет собой глубокую и сложную в структурном отношении межгорную впадину, ограниченную почти со всех сторон горными сооружениями Туркестанского, Алайского, Ферганского, Чаткальского и Кураминского хребтов. Пространственное размещение отдельных форм рельефа тесно связано с тектоническим развитием Ферганской впадины. Большая часть основных орографических контуров во многом совпадает с альпийскими тектоническими структурами, благодаря чему в рельефе прослеживается несколько орографических зон: аккумулятивные поверхности центральной части Ферганской долины, адырные поднятия и передовые хребты с внутригорными впадинами между ними.

Передовые хребты резко выделяются в рельефе и отделены от окружающих основных хребтов неширокими тектоническими впадинами. Абсолютная высота гребней хребтов значительна — 1500—2000 м. Склоны хребтов расчленены многочисленными сухими саями. Внутригорные впадины, расположенные между главными и передовыми хребтами, имеют равнинную, местами волнистую и наклонную поверхность (современные конусы выноса небольших рек). Абсолютные отметки поверхности колеблются в пределах 800—1500 м. Центральная часть Ферганской впадины окружена адырными поднятиями: на севере —

Наманганским, Кассансайским и Чуст-Папским; на юге — Секетмикским, Капчагайским, Кувинским и др.; на востоке — Андижанским, Аламишским, Палванташским и др. От передовых хребтов они отделены заадырными, а друг от друга — межадырными впадинами. Абсолютная высота адыров варьирует от 800 до 1200 м. Поверхности их полого-выпуклые, местами почти плоские. Сильная расчлененность характерна для Северо-Западной Ферганы. Заадырные и межадырные впадины — это плоские, местами наклонные равнины. Поверхность их изрезана многочисленными неглубокими долинами и оврагами. Центральная часть Ферганской впадины образована покатыми равнинами конусов выноса и террасированной аллювиальной равниной. Абсолютные отметки поверхности возрастают с запада (330 м) на восток (600 м) и в направлении гор. Здесь отмечаются бугристо-грядовые эоловые формы рельефа.

Инженерно-геологическая характеристика пород

В геологическом строении региона широко развит верхний мезокайнозойский структурный этаж мощностью более 10 000 м.

Терригенная формация верхнего триаса-мела представлена обширным комплексом пород. В отложениях верхнего триаса, встречающихся в южной части впадины, распространены пестроцветные, преимущественно песчаные породы с прослоями конгломератов, глин, сланцев общей мощностью до 500—600 м. Юрские образования, обнажающиеся на юге, востоке и севере впадины, представлены конгломератами с линзами и горизонтами бурых углей; мощность до 500 м.

Меловые отложения распространены на значительно большей площади, нежели юрские, обрамляя прерывистой полосой предгорья Ферганской впадины. В Северной Фергане в меловых отложениях развиты преимущественно красноцветные песчано-глинистые осадки с прослоями и пачками конгломератов и резко подчиненными горизонтами белых, розовых и красных известняков и доломитов. Местами отмечается значительная загипсованность. Мощность меловой толщи 1100—1200 м.

Начиная с палеоцена в условиях относительно устойчивого морского режима, сохранившегося до конца палеогена, происходило накопление терригенно-карбонатной формации палеоцена-олигоцена. Это гипсы, загипсованные песчаники, ангидриты с прослоями известняков (инкерманские слои); сульфатные породы на западе региона и песчано-глинистые образования на востоке с пластами известняка в кровле (бухарские слои). Сузакские слои представлены глинами в переслаивании с мелкозернистыми песчаниками (Центральная и Южная Фергана); конгломератами, гравийниками, переходящими в грубозернистые песчаники, известняки (Северная Фергана), глинами, алевролитами (Восточная Фергана). Алайские и туркестанские слои характеризуются наличием пластов загипсованного известняка, доломитов, известковистых глин с прослоями устричников и органично-обломочных известняков; встречаются также пласты рассланцованных глин, чередующихся в верхах разреза с нефтеносными песками, песчаниками и алевролитами. Верхний палеоген представлен толщей зеленых глин с прослоями известняков-ракушечников, в верхах разрезов развиты глинистые песчаники. Мощность формации до 600 м.

Известняки, преобладающие почти во всех разрезах нижней части формации, белые, светло-серые, реже желтые и розовые мелкокристал-

лические, трещиноватые; подвергаются воздействию атмосферных осадков, в связи с чем сильно кавернозны. Объемная масса их $2,31 \text{ г/см}^3$, эффективная пористость — 15,6%, модуль упругости — $4,09 \cdot 10^5 \text{ Па}$, модуль сдвига — $1,61 \cdot 10^5 \text{ Па}$, временное сопротивление сжатию $160 \cdot 10^5$ — $316 \cdot 10^5 \text{ Па}$ (район Кассансая).

Глины плотные, известковистые, часто песчаные, загипсованные. Плотность глин изменяется в пределах $2,60$ — $2,70 \text{ г/см}^3$, естественная влажность — 10—20,5%, пористость — 40—30%. Показатели пластичности имеют следующие величины: верхний предел — 46—50%; число пластичности — 18—21. Набухание достигает 75—80%, сопротивление сдвигу изменяется от $0,15 \cdot 10^5 \text{ Па}$ (при $\phi = 12^\circ$) до $0,57 \cdot 10^5 \text{ Па}$ (при $\phi = 17^\circ$).

Песчаники разнозернистые, серые, слабо сцементированные. Песчано-глинистые отложения с поверхности интенсивно выветрелы и трещиноваты. В нарушенном состоянии породы плотные, малосжимаемые.

К отложениям терригенно-карбонатной формации приурочены главным образом слабоминерализованные, зачастую пресные грунтовые воды гидрокарбонатного, сульфатно-гидрокарбонатного натриевого и натриево-кальциевого состава.

Молассовая формация верхнеолигоценово-нижнечетвертичного возраста. Нижняя часть формации (массagetская серия) мощностью до 4000 м образована кирпично-красными, сильно известковистыми глинами и алевролитами. В обрамлении впадины они постепенно переходят в конгломераты, а к центру — в шоколадные и темно-бурые глины. В верхней части разреза преобладают бледно-розовые песчаники с прослоями алевролитов и глин. Породы средней части формации мощностью до 900 м (Бактрийская серия) различного возраста (вплоть до палеозойских), чаще всего представлены глинами, алевролитами и песчаниками бурых и палевых тонов, реже — конгломератами.

Отложения верхней части формации нерасчлененного плиоцен-нижнечетвертичного возраста распространены главным образом в Южной и Центральной Фергане, в зоне высоких предгорий и передовых хребтов. Они представлены крупногалечными конгломератами различной крепости с линзами и прослоями мелкой гальки, суглинков и глин.

Песчаники мелкозернистые (алевритовые, глинисто-алевритовые и гравийные), среднезернистые (алевритовые, глинисто-алевритовые) и крупнозернистые (гравийные). Цемент однородный, глинисто-известковистый, тонкозернистый. Песчаники обладают плотностью $2,65 \text{ г/см}^3$, объемной массой $2,30$ — $2,32 \text{ г/см}^3$, коэффициентом пористости 0,15, водопоглощением 0,6%, модулем упругости $2,14 \cdot 10^5 \text{ Па}$. Водопроницаемость незначительная. Среди алевролитов встречаются мелко- и крупнозернистые, глинистые и песчано-глинистые разности (табл. 45).

Таблица 45.

**Физико-механические свойства алевролитов молассовой формации
олигоцен-нижнечетвертичного возраста**

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$
Плотность, г/см^3	17	2,71—2,67	2,68
Объемная масса скелета, г/см^3	17	1,85—1,54	1,68
Естественная влажность, %	17	28,0—14,6	22,0
Пористость, %	17	40—25	36,0

Глины обычно песчано-алевритовые, в различной степени известковистые; растворимая часть в них составляет от 3,06 до 44,08%. Среди массагетских глин наблюдаются разности с алевролитовой или песчаной структурой.

Глины в составе неоген-нижнечетвертичных отложений были исследованы в долине р. Сырдарьи (район Кайракумской плотины), где они представлены двумя разновидностями пород глинистого состава — слоистыми и брекчированными оскольчатými глинами (Карпышев, 1967). Слоистые глины характеризуются пестрой окраской, твердой, полутвердой, реже тугопластичной консистенцией, содержат прослон расланцованных алевролитов.

Грунты слабосжимаемые, наименее плотные разности имеют коэффициент сжимаемости от 0,1 до 0,08 см²/кг. Брекированные глины состоят из обломков глинистых пород и обычно неоднородны по гранулометрическому составу, высококарбонатизированы (CaCO₃ в среднем 32%). По степени сжимаемости породы неоднородны — наиболее прочные разности при нагрузках до 5·10⁵ Па имеют коэффициент сжатия 0,005 см²/кг.

Подземные воды, приуроченные к массагетской серии, высоконапорные, самоизливающиеся. Дебиты скважин при самоизливе не превышают 1—2,5 л/с. Минерализация колеблется в пределах от нескольких десятков до 235 г/л. По типу они хлоридные натриево-кальциевые. Воды с наибольшей минерализацией приурочены, как правило, к осевым частям структур и зонам тектонических нарушений. В юго-западной части впадины минерализация подземных вод значительно снижается (до 2—5 г/л). Тип воды меняется на сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый.

Подземные воды бактрийской серии напорные, с устанавливающимся уровнем в скважинах 30—97 м (в краевых частях впадины) до самоизлива (в центральной части). Расходы скважин при самоизливе измеряются первыми литрами в секунду. Минерализация вод изменяется от десятых долей до 2—3 г/л. По типу воды хлоридные натриево-кальциевые.

Геолого-генетический комплекс нижнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (сохский комплекс) образует брахиантиклинальные складки в адырах и предгорьях, где обычно резко несогласно залегает на более древних породах вплоть до палеозоя. Он представлен преимущественно мелкогалечными конгломератами, переслаивающимися с мелко- и грубозернистыми песками. В подчиненном количестве находятся прослои супесчано-суглинистых и лессовых пород. В направлении Кураминского и Туркестанского хребтов указанные, главным образом аллювиальные, отложения фациально замещаются щебнисто-песчано-суглинистым материалом существенно пролювиального генезиса. Мощность отложений комплекса в центральных районах Ферганской впадины 200 м. В направлении горного обрамления мощность уменьшается. Сохские конгломераты покрывают все адыры на западе до р. Аксу, на востоке — Чангырташские, в Северной Фергане — большие площади Чуст-Папских, Кассансайских, Наманганских адыров.

Конгломераты серые, мелко- и среднегалечные, состоят из обломков гранита, кварца и других пород. Цемент глинистый и известковистый, различной крепости; местами конгломераты выветрелы до состояния галечника.

Подземные воды комплекса залегают на глубинах > 100 м.

Геолого-генетический комплекс среднечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (ташкентский комплекс) выполняет центральную часть Ферганской впадины, где в большинстве случаев его отложения залегают под более молодыми образованиями. Породы представлены здесь в общем рыхлыми мелко- и среднеобломочными галечниками с линзами и горизонтами гравия, песка и реже суглинков. Гальки обычно хорошо окатаны и почти нацело состоят из метаморфических и магматических пород горного обрамления Ферганы. Верхняя часть отложений комплекса в тех местах, где она сохранилась от размыва, представлена маломощными супесчано-суглинистыми лессовидными образованиями (табл. 46).

Таблица 46

Физико-механические свойства суглинков геолого-генетического комплекса
среднечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$
Суглинки			
Верхний предел пластичности, %	83	33—23	29
Число пластичности	83	16—4	10
Плотность, г/см ³	63	2,75—2,53	2,70
Объемная масса, г/см ³	57	1,92—1,38	1,59
Естественная влажность, %	57	28—1	16

По мере удаления от центральных зон Ферганы галечники замещаются сначала слабоокатанными обломками, а затем — у подножия гор они сменяются щебнистым материалом.

В предгорьях (подножие Туркестанского хребта, Юго-Восточная и Северо-Восточная Фергана) отложения комплекса имеют двучленное строение: в нижних частях обнажаются галечники, в верхних, как правило, лессовидные суглинки. В пределах адыров Восточной Ферганы развиты лессы палевого цвета, с охристыми пятнами, макропористые, воздушно-сухие или слабовлажные. По гранулометрическому составу они относятся к пылеватым суглинкам и супесям, обладающим просадочностью. Содержание пылеватых частиц колеблется в пределах от 70 до 79%, песчаных — от 6 до 17%; при этом частицы диаметром крупнее 0,25 мм почти отсутствуют, содержание глинистых частиц редко превышает 20%. Среднее значение объемной массы равно 1,30 г/см³, плотности — 2,73 г/см³. Число пластичности 8—10, значение пористости лессов высокое, в среднем 52,6% (Нурматов, 1972).

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (голодностепский комплекс) занимает большую часть Ферганской впадины, слагая третью надпойменную террасу Сырдарьи и ее притоков, а также сопрягающиеся с ней аллювиально-пролювиальные равнины предгорий и заадырных понижений. Нижняя часть разреза сложена галечниковым и песчаным материалом, сменяющимся в направлении горного обрамления щебнистыми образованиями. Пойменная фация представлена супесями и суглинками с прослоями песков. В пределах предгорных равнин суглинки и супеси часто приобретают лессовый облик, а в направлении к горам отмечается их обогащение грубообломочным материалом.

В головных частях конусов выноса южной части Центральной Ферганы отложения комплекса представлены грубообломочными валунно-галечниковыми образованиями. Далее, в направлении к центральной части Ферганской долины, отмечается постепенное уменьшение крупности пород: галечники переходят в гравий, а затем в песок, супесь, суглинок. Суммарная мощность отложений комплекса изменяется от нескольких десятков метров в задырных впадинах до 150 м в Центральной Фергане.

Крупнообломочные породы практически несжимаемы, за исключением слабоуплотненных разностей, хорошо водопроницаемые, обладают высокой несущей способностью. Представлены они гравийно-галечниковыми отложениями, сложными хорошо окатанной галькой метаморфических и магматических пород. Заполнитель - песок разнотерристый плотного сложения. В северной части Ферганской впадины крупнообломочные породы представлены щебнисто-дресвяными отложениями с суглинистым и песчаным заполнителем с включениями глыб размером до 1,0—1,5 м (20—25%). Размеры валунов и глыб и их процентное содержание увеличиваются с глубиной. Местами в щебнисто-дресвяных грунтах встречаются пропластки и линзы крупнозернистого песка мощностью до 0,2—0,3 м.

Супеси светло-бурые и темно-бурые, пылеватые, часто макропористые. Суглинки темно-серые, пылеватые, легкие и тяжелые, слабоуплотненные, комковатые, часто с включением кристаллов солей (табл. 47).

Таблица 47

Физико-механические свойства супесей и суглинков геолого-генетического комплекса верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$
Супеси			
Верхний предел пластичности, %	28	38—21	25
Число пластичности	28	12—2	7
Плотность, г/см ³	24	2,77—2,57	2,68
Объемная масса скелета, г/см ³	24	1,65—1,35	1,48
Естественная влажность, %	24	38—2	19
Пористость, %	20	49,6—40,1	45,7
Суглинки			
Верхний предел пластичности, %	57	36—16	29
Число пластичности	57	35—15	20
Плотность, г/см ³	60	2,77—2,55	2,66
Объемная масса скелета, г/см ³	58	1,69—1,18	1,48
Естественная влажность, %	58	41—1	—
Пористость, %	60	52,8—36,9	46,4

Грунтовые воды залегают на различных глубинах. В центральной части впадины зеркало грунтовых вод имеет общее падение к долине р. Сырдарьи. В головных частях конусов выноса оно залегает на глубине от 40 до 120 м, а вниз по потоку постепенно приближается к дневной поверхности до 3—5 м. Плотный остаток вод, приуроченных к песчано-галечниковым отложениям, не превышает 0,5 г/л, тип воды гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный со смешанным катионным составом. Воды песчано-глинистых толщ залегают на глубине до 10 м. Минерализация воды пестрая, плотный остаток колеб-

лется от 1 до 50 г/л, по типу минерализации преобладают сульфатные, сульфатно-хлоридные воды, обладающие сульфатной агрессивностью.

Геолого-генетический комплекс современных аллювиальных отложений (сырдарьинский комплекс) слагает поймы рек, первую и вторую надпойменные террасы. Наибольшим распространением и мощностью отличаются аллювиальные отложения Сырдарьи, а также низовья Карадарьи и Нарына. Суммарная мощность осадков изменяется от 5—10 до 15—20, редко 30 м. Они представлены галечниками и песками с маломощным супесчано-суглинистым покровом. Среди осадков комплекса встречаются золотые пески, получившие широкое развитие в центральной части впадины. Мощность песков измеряется несколькими метрами, редко до 10—15 м. Галечники серые, галька разной крупности и окатанности. Состоит из изверженных пород (44%), известняков и доломитов (41%), кварца (4,5%), песчаников, сланцев (10,5%). В разрыхленном состоянии галечники обладают объемной массой 1,40—1,80 (в среднем 1,68 г/см³), в естественном — 1,56—2,19 (в среднем 1,87 г/см³). Угол естественного откоса в них составляет в среднем 43°, коэффициент разрыхления 1,15 ($n=33$).

Золотые пески серовато-желтые, мелкозернистые, кварц-полевошпатовые, с включением кристаллов солей. Сумма фракции мельче 0,5 мм составляет 87—98%, из них фракция размером менее 0,01 мм всего лишь 2—3%. Частиц размером от 0,5 до 1,0 мм содержится 1—15%. Пески в большинстве случаев полужакреплены.

Супеси пылеватые, преимущественно тяжелые, плотные. Суглинки темно-серые, коричневые пылеватые, легкие и тяжелые, уплотненные, комковатые.

В разрезе аллювиальных отложений содержатся как грунтовые, так и напорные воды. Зеркало грунтовых вод находится на глубинах от 2 до 20 м. Водоносный комплекс аллювиальных отложений отличается большой водообильностью. Дебиты отдельных скважин достигают 100 л/с. По химическому составу грунтовые воды сульфатные натриево-кальциево-магниевого, с плотным остатком до 1 г/л. Встречаются на отдельных участках хлоридные натриевые воды с плотным остатком до 2,2 г/л.

Современные геологические процессы

Своеобразие природных условий, характерных для типичных межгорных впадин, обусловило широкое развитие на территории региона современных геологических процессов, важнейшими из которых с точки зрения воздействия на инженерные сооружения являются оползни, карст, сели, эрозия, дефляция, сейсмичность и др.

Оползни развиты в предгорьях и низких горах, окаймляющих Ферганскую долину. Здесь, по данным Х. Ибатулини и Р. А. Ниязова (1974), по 11 бассейнам рек зафиксировано около 1600 оползневых явлений, развитых на площади 385 км². Наиболее высокие коэффициенты пораженности оползневыми явлениями (0,3—0,4) приурочены к бассейнам рек Майлису, Карасу, Карадарьи, Кутарта (45% оползней от общего числа). Оползни образуются в глинистых песчаниках и в известняках юрского, мелового, палеогенового возрастов (район Майлису, Джалаабада, Чауваза, Шокаавара). Большая часть оползневых явлений происходит преимущественно в песчано-глинистых отложениях кайнозоя, перекрытых плащом суглинка мощностью от 5 до 20 м.

Карст приурочен к карбонатным породам различного возраста. Глубинный карст в известняках палеозоя зафиксирован в районе поселка Ура-Тюбе, где скважинами вскрыты полости до 1,5—2,0 м в диаметре, заполненные кальцитом. Поверхностные формы открытого карста представлены гротами и нишами, расположенными вдоль тектонических нарушений. Наиболее крупные гроты имеют высоту до 5—7 м и ширину до 30 м. Современные карстовые явления развиты в гипсо-соленосных толщах неоген-палеогенового возраста, слагающих осевые части гряд Акбель, Акчоп, Супетау.

На площади Камыш-Курганского месторождения каменной соли (гряда Акбель) по характеру и интенсивности развития поверхностных карстовых форм выделены четыре типа закарстованных участков (Онефрей, Амелин, 1960): I тип — участки с мелкими, редкими промоинами и понорами диаметром 0,10—0,20 м (на 100 м² площади 1—2 промоины и 2—3 понора); II тип — участки с преимущественным развитием воронок и поноров. Воронки диаметром 2,5—3,0 м (на 100 м² площади приходится 4—5 поноров и 2—3 воронки); III тип — участки карстовых полсей в каменной соли; IV тип — участки с развитием колодцев диаметром до 1,1 м, глубиной до 20 м. При разработке месторождения необходимо учитывать вероятность глубинного карста в камешной соли и гипсе.

Значительной закарстованностью отличаются известняки палеогена. В них часто встречаются пещеры, ниши и другие карстовые формы небольшого размера. Каверзность известняков достигает 20—25%.

Сели развиты широко; насчитывается около 300 селевых русел, спускающихся в долину Ферганского оазиса с окружающих гор и наносящих большой ущерб этому густонаселенному району. Общее количество селей (по данным Гидрометслужбы), прошедших по рекам Ферганы, достигает 977 (период учета 1877—1970 гг.). По бассейнам рек юго-восточного склона Чаткальского хребта зафиксировано 509 случаев селепроявлений (52,7%), юго-восточного склона Кураминского хребта — 57 селей (5,7%), северного склона Алайского хребта — 186 селей (18,9%), северного склона Туркестанского хребта — 148 селей (15,1%). Наибольшее количество селей зарегистрировано по бассейнам рек юго-восточного склона Чаткальского хребта: Падшаата — 119 случаев, Каосапсай — 84, Гавасай — 72, Чартаксай — 71 и др. На южных склонах Кураминского хребта и гор Моголтау расположены селевые бассейны Карамазар, Сулламир, Шайдан, Ашаба, Гудас и др., где в среднем отмечается около 4—5 случаев селепроявлений. Наиболее катастрофические сели образуются при суточном максимуме осадков 30—45 мм. Максимальные расходы селей достигают 45—75 м³/с при продолжительности действия потока до 2,5—3 ч.

Не менее разрушительные селевые явления отмечаются на юге Ферганской депрессии, куда входят селевые очаги северных склонов Алайского и Туркестанского хребтов. Большая часть селей здесь формируется в низких предгорьях и средней зоне гор. Свыше 80 селевых потоков зарегистрировано в бассейнах рек Шахимардан и Сох, свыше 45 — в бассейне р. Исфайрамсай. Одним из самых катастрофических является сел, сформировавшийся 18 июня 1966 г. в результате разрушения завальной плотны оз. Яшниккуль. При прорыве плотины образовались два мощных паводковых вала высотой более 10 м. Средняя скорость продвижения селевого вала высотой 5—6 м составила 3,46—5,34 м/с, максимальные расходы достигали 1600—2200 м³/с.

Северный склон Туркестанского хребта отличается меньшим развитием селевых явлений, хотя здесь следует отметить селевые очаги

Каттасая (34), Исфапы (30), Ширинсая (18), Аксу (17) и др., по которым отмечаются исключительно ливневые потоки.

Селевые потоки характерны также для адырных зон Ферганского хребта. Сюда следует отнести селевые очаги Андижанских, Наманганских и Чуст-Папских адыров. Селевые потоки имеют незначительные объемные массы ($1,10\text{--}1,15\text{ т/м}^3$) и отличаются кратковременностью действий. Расходы достигают $30\text{--}40\text{ м}^3/\text{с}$.

Эрозия. Овраги занимают более 20% площади Ферганы. Средняя длина некоторых оврагов по р. Исфаре в лессах за год увеличивается до $2\text{--}3,5\text{ м}$. Боковая эрозия интенсивно проявляется во время паводков, особенно в пределах широких днищ нижней части долин рек Алай-Туркестана. Так, в долине р. Исфайрам (ниже селения Пум) деформировано более 10 км берегов. Глубинная эрозия особенно активна в днищах долин адыров и низких гор на западных склонах Ферганского хребта и на северных склонах Алайского. Судя по размывам пойменных образований в верховье р. Тегермач, глубинная эрозия здесь достигает $5\text{--}6\text{ м}$. Нередко отмечается сочетание ирригационной и природной эрозии. Так, на некоторых участках Андижанских адыров в результате размыва сбросными водами и атмосферными осадками в лессовых породах возникает своеобразный столбчатый микрорельеф и лабиринт мелких оврагов с вертикальными стенами, которые в дальнейшем переходят в крупные овраги. Глубина промоин достигает $7\text{--}8\text{ м}$ при ширине до 5 м . Они отмечены в уступах надпойменной террасы Нарына и Сырдарьи, особенно в их правобережье. Образование оврагов чаще всего происходит на поверхности адыров, сложенных лессовидными породами. Растут овраги обычно быстро, благодаря легкой размываемости лессовых пород и сравнительно большим уклонам. Овраги, обладающие значительной водооборной площадью, достигают в средней и устьевой частях $20\text{--}25\text{ м}$ глубины. Во всех крупных оврагах процесс размыва не ограничивается толщей мелкозема, а захватывает и подстилающие галечники, конгломераты, глины (Северная и Восточная Фергана).

В Восточной Фергане, где широко распространены целинные, не орошавшиеся ранее массивы лессов, при пропуске воды по вновь сооружаемым ирригационным каналам и подача ее на площади нового орошения фиксируются просадка и прорывы бортов каналов. В равнинной части Центральной Ферганы и по периферии Сохского, Исфаринского, Маргелан-Исфайрамского, Резаксайского и др. конусов выноса встречаются большие площади, занятые мокрыми, пухлыми и корково-пухлыми солончаками, а также лугово- и болотно-солончаковыми почвами. Засоление грунтов в местах развития мокрых солончаков носит преимущественно хлоридный характер; пухлые же солончаки состоят главным образом из сульфатов кальция и натрия.

Дефляция выражается в основном передвижением песчаных накоплений в направлении господствующих ветров (с запада на восток), их аккумуляции и скоплении в виде барханов, гряд и отдельных мелких бугров. Перевеваемые пески в центральной части долины занимают обширные пространства. Главная часть их сосредоточена в Каракалпакской степи, расположенной к югу от Сырдарьи и к северу от трассы Большого Ферганского канала. Среди песчаных накоплений выделяются покровные (мощностью до $15\text{--}20\text{ см}$), бугристые и грядовые пески. Наиболее распространенной формой являются бугристые или барханные пески. Высота бугров от 3 до 10 , реже 20 м . Длина и ширина их варьируют от $60\text{--}120$ до $100\text{--}200\text{ м}$. Крутизна наветренного скло-

на составляет в среднем 15—20°, а подветренного — равна углу естественного откоса, т. е. 35°.

Сейсмичность. Ферганская впадина относится к сейсмически активным районам Средней Азии. Наиболее характерны сейсмические явления для восточной части Ферганы. За последние 100 лет в Андижане отмечено до 200 мелких толчков, в Оше — до 100, в Намангане — до 70. Время от времени происходят землетрясения весьма большой силы: Андижанское землетрясение 16 декабря 1902 г. (8—9 баллов), Наманганское 12 августа 1927 г. (8 баллов) и сильное Чаткальское 2 ноября 1946 г. с эпицентром в районе о. Сарычелек. Согласно схеме сейсмического районирования вся территория Ферганской котловины разделена на 8- и 9-балльные сейсмические зоны.

Геологическое строение, значительные амплитуды и темпы новейших тектонических движений, их разновременность проявлений в сочетании с зональностью физико-географических факторов определяют сложность и своеобразие инженерно-геологических условий региона. Основные инженерно-геологические свойства пород сформированы в процессе осадочного литогенеза. Морские мелководные условия, существовавшие в начале кайнозоя, способствовали накоплению литологически невыдержанных толщ пород, среди которых преобладают глины, песчаники, известняки. Песчано-глинистые отложения плотные, малосжимаемые. Для известняков характерна значительная трещиноватость, кавернозность.

В составе молассовой формации существенная роль принадлежит конгломератам, песчаникам и глинам. Конгломераты отличаются неравномерной карбонатно-глинисто-гипсовой цементацией, и в зависимости от соотношения карбонатов в составе цемента обладают различной прочностью и устойчивостью к выветриванию.

Существенными факторами, затрудняющими условия строительства, являются активная селевая деятельность и оползнепроявления (особенно в области предгорий), процессы заболачивания, эоловые процессы (в центральных частях впадины) и сейсмичность.

ГЛАВА 19

ПРИТАШКЕНТСКО-ГОЛОДНОСТЕПСКИЙ РЕГИОН

Регион приурочен к одноименной Приташкентской-Голодноостепской впадине, расположенной на границе сочленения Туранской плиты с горно-складчатыми сооружениями Средней Азии; занимает юго-восточную часть Узбекской ССР и южную часть Казахской ССР.

Рельеф представлен аллювиально-пролювиальными и аллювиальными равнинами. Аллювиально-пролювиальные равнины распространены в пределах возвышенных (полоса предгорий) и плоских равнин Голодной степи, Ломакинского плато и высоких террас рек. Они характеризуются преимущественно плоским рельефом с значительными слабо выраженными понижениями в Голодной степи. На водоразделах рельеф этих равнин слабовосхолмленный, а в полосе предгорий — покато-волнистый, расчлененный широкими речными долинами и мелкими боковыми суходолами. В ряде мест равнина осложнена оврагами, а в пределах орошаемых массивов — каналями, дренами, коллекторами.

Абсолютные отметки поверхности 230—650 м. Аллювиальные равнины представлены поймой, первой и второй надпойменными террасами. Уклон к рекам Чирчик, Ахангаран, Сырдарья — 0,05 и 0,001—0,006 — вниз по их течению. Абсолютные отметки изменяются от 250—300 до 1000—1100 м.

Для региона характерно сочетание климата предгорий и степных равнин.

Инженерно-геологическая характеристика пород

В геологическом строении региона принимают участие два геолого-структурных этажа: нижний палеозойский и верхний мезокайнозойский. Нижний структурный этаж в центральной части залегает на глубине более 3000 м. На отдельных участках (Чирчикская синклиналь) глубина залегания этажа уменьшается до 1000 м. Образования нижнего структурного этажа обнажаются только за пределами региона. Верхний структурный этаж сложен породами мезокайнозоя. Основной строительный средой являются неогеновые и четвертичные отложения мощностью до 1800 м.

Отложения молассовой формации неогена распространены почти повсеместно под покровом четвертичных осадков; представлены толщей континентальных, преимущественно красноцветных, мергелистых и алевролитистых глин, алевролитов, мергелей. Подчиненное значение имеют песчаники, пески и конгломераты. Общая мощность отложений формации до 2200 м. В долине р. Чирчик и Голодной степи преобладают глины и алевролиты (80% мощности разреза). Мощность глин достигает 220 м. Самые мощные сравнительно полные разрезы неогена наблюдаются в Чирчик-Ахангаранской впадине. В инженерно-геологическом отношении наиболее изучена верхняя часть формации. В ряде мест породы ее являлись основанием ирригационных и других сооружений.

Мергелеподобные глины — «каменный лесс» — переходные породы от карбонатных к глинистым. Гранулометрический состав: пылеватая фракция (0,05—0,005 мм) — 44,76 до 85,12, в среднем 60,25%; песчаная фракция (0,5—0,005 мм) — от 3,65 до 23,19, в среднем 17%; глинистая фракция (менее 0,005 мм) — 5,56—23,26, в среднем 12,4%. Число пластичности изменяется в пределах 8—15. Минералогический состав: основную массу составляют минералы легкой фракции (от 76—80 до 93,5, в среднем 85,14%), состоящие из кварца — 40%, полевого шпата — 18, агрегатов глинистых минералов — 12 и слюды — 14%. Содержание карбонатных и легкорастворимых солей сравнительно высоко, в среднем 30,6%. Засоленность небольшая. Плотный остаток в большинстве случаев — 0,28% от веса сухой породы. Плотность 2,70—2,76 г/см³, объемная масса сухого грунта 1,68—1,79 г/см³. Пористость не превышает 38%. Коэффициент макропористости 0,006. Набухание при насыщении водой за трое суток составляет 0,07 мм. Максимальная молекулярная влагоемкость в вертикальном направлении изменяется от 13 до 18%. Порода слабо сжимаема, коэффициент сжимаемости в среднем 0,012; при насыщении водой почти не размокает; в сухом состоянии обладает высокой связностью и при увлажнении не теряет ее, т. е. является сравнительно прочным основанием для любого вида строительства.

Подземные воды в породах молассовой формации распространены повсеместно и обладают напором 20—30 м. Водообильность пород

слабая, расходы родников от десятых долей до 2—3 л/с (подножие горы Сюреньгата). Дебиты скважин 1,3 л/с при понижении на 3,5 м. Минерализация изменяется от 0,5 до 5 г/л, а химический состав от гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевых до сульфатных магниевых. Воды обладают сульфатной агрессивностью по отношению к бетону и металлу.

Четвертичные отложения представлены несколькими геолого-генетическими комплексами.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертично-современных аллювиально-пролювиальных отложений слагает плоскую, собственно Голодностепскую равнину на правобережье Сырдарьи — третью террасу Чирчика и Ахангарана; привершинные и периферийные части конусов выноса рек Зааминсу, Санзара, других временно-действующих потоков; предгорный шлейф вдоль Туркестанского хребта; Бричмуллинскую впадину и долину Ахангарана у выхода ее из гор. Представлен лессами, галечниками, суглинками с супесями.

Лессы макропористые, с известковыми вкраплениями и кристаллами гипса. На глубине 1—2 м отмечаются частые трещины шириной до 0,5 см. Относятся преимущественно к пылеватым супесям, легким и средним суглинкам (количество пылеватых частиц составляет 58—80%, а число пластичности — 2,0—18,0). Засоленность лессовых пород комплекса слабая и средняя и, реже, сильная. Среднее значение плотного остатка 0,88—1,05% (реже 2—2,5%). Слабо- и незасоленные породы развиты в юго-западной и западной частях возвышенной Голодностепской равнины, а сильно- и средnezасоленные — в восточной. Преобладает сульфатный тип засоления, реже встречается сульфатно-хлоридный и сульфатно-карбонатный. В связи с орошением наибольшие значения плотного остатка ($>2\%$) наблюдаются в восточной части равнины, а наименьшие — в западной (0,79%) и южной (0,10%).

Породы обладают повышенной (более 25%) карбонатностью. Наименьшая карбонатность отмечена в верхнем полуметровом слое, ирригационный слой (мощностью 10—15 см) отличается резко повышенной карбонатностью. Для лессовых пород региона (особенно Голодной степи) типична первичная карбонатность, реже отмечается вторичная. Влажность на пределе раскатывания лессовых пород в зависимости от числа пластичности практически не меняется, а влажность на пределе текучести монотонно возрастает с увеличением числа пластичности.

Наибольшее значение при разностороннем освоении районов распространения лессовых пород имеют их просадочные свойства. Мощность просадочной толщи комплекса изменяется от 5 до 20 м, а прогнозируемая величина просадки — до 150 см. Большая часть территории развития лессовых пород описываемого комплекса освоена под орошение. Вследствие длительного искусственного промачивания породы здесь уплотнены (деградированы). Они стали проявленно просадочными.

Галечники залегают под 1—2-метровым слоем лессовых пород. Они серые, различные по крупности и окатанности галек, с включением валунов; заполнитель песчано-гравийный; слежавшиеся, уплотненные; к периферии конусов выноса переходят в мелкогалечные. В составе галек преобладают обломки изверженных пород, известняков и сланцев. Мощность галечников 30—40 м.

Суглинки и супеси серовато-желтые, лессовидные, макропористые, часто загипсованные, без грубообломочного материала. Основные ин-

женерно-геологические показатели состава, состояния и свойств представлены в табл. 48.

Таблица 48

Физико-механические свойства геолого-генетического комплекса верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений Голодностепского плато

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	s
Лессовые породы				
Плотность, г/см ³	3520	2,55—2,76	2,69	0,02
Объемная масса, г/см ³	3476	1,05—1,85	1,45	0,11
Объемная масса грунта при естественной влажности, г/см ³	3476	1,25—2,15	1,72	0,17
Пористость, %	3476	32—64	45,7	4,0
Естественная влажность, %	3474	15—39	18,2	7,2
Показатель консолидации	3467	8,0—2,0	0,31	1,31
Верхний предел пластичности, %	3532	18—50	28,4	4,4
Число пластичности	3532	1—24	7,7	3,4
Суглинки				
Плотность, г/см ³	54	2,65—2,67	2,66	0,005
Объемная масса, г/см ³	54	1,27—1,72	1,45	0,11
Естественная влажность, %	54	2,5—24,0	10,4	2,42
Пористость, %	54	41,0—50,0	45,0	0,16
Угол внутреннего трения, град.	23	21,0—28,0	23,0	1,65
Сцепление, 10 ³ Па	23	0,02—0,08	0,04	0,005
Верхний предел пластичности	65	27—38	30	6,12
Число пластичности	65	7—17	10	2,03
Супеси				
Плотность, г/см ³	69	2,63—2,80	2,67	0,05
Объемная масса, г/см ³	69	1,30—1,68	1,40	0,88
Естественная влажность, %	69	2,00—22,00	6,80	0,98
Пористость, %	69	42,0—53,0	48,0	0,43
Угол внутреннего трения, град.	26	22,0—29,0	25,0	1,44
Сцепление, 10 ³ Па	26	0,00—0,05	0,03	0,004
Верхний предел пластичности, % ¹	69	22—30	26	8,54
Число пластичности	69	2—7	4	1,02
Глины				
Плотность, г/см ³	16	2,65—2,68	2,66	0,002
Объемная масса, г/см ³	16	1,42—1,70	1,50	0,08
Естественная влажность, %	16	4,0—17,0	7,0	1,03
Пористость, %	16	42,0—47,0	43,0	0,24
Угол внутреннего трения, °	13	20,0—25,0	21,0	1,12
Сцепление, 10 ³ Па	13	0,13—0,30	0,20	0,009
Верхний предел пластичности, %	18	30—67	40	8,56
Число пластичности	18	15—38	31	5,69

Водообильность отложений аллювиально-пролювиального комплекса в зависимости от литологического состава изменяется в широких пределах. Дебиты скважин в гравийно-галечниках составляют 4—19,5 л/с, в суглинках и супесях не превышают 1,2—4,4 л/с при понижениях 3—19 м. Обводненные лессовые породы, особенно супеси, обладают плавучими свойствами, что значительно осложняет производ-

ство земляных работ или проходку выработок в этих грунтах и создает неблагоприятные условия для нормальной эксплуатации коллекторно-дренажных мероприятий. Глубина залегания грунтовых вод изменяется от 3 до 20 м, минерализация — от 0,3—0,4 до 10—50 г/л. Последние обладают сульфатной агрессивностью по отношению к бетону и металлу.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных пролювиальных отложений распространен на юге Голодной степи, в пределах Ломакинского плато. Образование комплекса представлены однородной толщей лессовых пород палевого цвета мощностью от 4—5 до 60—80 м, состоящих из пылеватых связных супесей и суглинков, макропористых, обладающих высокими просадочными свойствами (табл. 49).

Таблица 49

Гранулометрический состав и физико-механические свойства геолого-генетического комплекса нерасчлененных пролювиальных отложений Голодной степи

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Суглинок				
Плотность, г/см ³	36	2,67—2,71	2,69	0,06
Объемная масса, г/см ³	36	1,21—1,78	1,46	0,106
Естественная влажность, %	36	1,4—30,0	10,5	2,56
Пористость, %	36	39—53	46	0,36
Угол внутреннего трения, °	17	25—32	27	1,9
Сцепление, 10 ³ Па	17	0,01—0,4	0,05	0,005
Верхний предел пластичности, %	40	19—43	29	6,57
Число пластичности	40	5—18	8	1,73
Супесь				
Плотность, г/см ³	24	2,67—2,71	2,68	0,05
Объемная масса, г/см ³	24	1,28—1,71	1,47	0,10
Естественная влажность, %	24	0,6—22,0	13,0	3,69
Пористость, %	24	37,0—52,0	44,5	0,22
Угол внутреннего трения, град.	12	25,0—32,0	28,0	1,7
Сцепление, 10 ³ Па	12	0,02—0,80	0,04	0,006
Верхний предел пластичности, %	24	25—39	27	7,54
Число пластичности	24	2—15	5	1,33

Набухаемость пролювиальных лессовых пород слабая, так как минералы группы монтмориллонита отсутствуют или содержатся в очень ничтожном количестве. Г. А. Мавлянов (1958) наблюдал усадку на 0,029 мм в монолите из непроявлено просадочных пород с пористостью 57,5% и содержанием плотного остатка 4,45% за 24 ч от начала замочки. Им же установлено, что при замочке просадочных пород не происходит вымывания высокодисперсных частиц.

Объемная масса грунтов изменяется в широких пределах. В зависимости от этого изменяется и пористость. Только верхние горизонты (до 8—10 м) характеризуются высокими ее значениями — 50—55%, а нижние — 30—38%. Пористость, равная 40% для лессовых пород мощностью более 25 м, является переходной от просадочных разностей пород к непросадочным.

В зоне действия Северо-Ташкентского канала в Каракольской степи и некоторых других местах вертикальные просадочные смещения поверхности земли достигли 2—3 м, свидетельствуя здесь о сильнопросадочных свойствах лессов. Преобладающее развитие такие разности пород имеют на участках с глубоким залеганием грунтовых вод.

Х. А. Аскарковым экспериментально установлено, что при увлажнении лессового грунта до влажности нижнего предела пластичности, независимо от принятых нагрузок, грунт не претерпевает значительных деформаций. Просадочные деформации наблюдались под нагрузкой $3 \cdot 10^5$ Па при влажности 21—25%; под нагрузкой $0,5 \cdot 10^5$ Па и влажности 27—29% (т. е. при влажности выше верхнего предела пластичности). Модуль осадки при нагрузке $2 \cdot 10^5$ Па в зависимости от степени влажности и пористости изменяется от 5 до 58 мм/м. Наибольшие значения модуля осадки при полном насыщении (0,81—1,00). Модуль общей деформации изменяется от 350 до $30 \cdot 10^5$ Па, при полном насыщении значительно уменьшается. Относительная просадочность составляет 0,002—0,090. По М. Шерматову, коэффициент водонасыщенности в интервале глубин 0—3 м составляет 0,90 м; 3,0—10 м—0,85, а в пределах 10,0—20,0 м — 0,80 м.

Суглинки и супеси характеризуются коэффициентами фильтрации 0,1—2,0 м/сут. Отдельные песчано-гравийные прослои имеют коэффициент фильтрации до 50 м/сут и более. Водопроницаемость лессовых отложений в центральной части Голодной степи очень низкая — от 0,3—0,7 и до 0,09—0,009 м/сут.

Грунтовые воды залегают на глубине от 10—15 до 30—40 м и до 5—10 м по долинам саев и на орошаемых площадях Каракольской степи. Воды пресные и слабосоленоватые (0,4—3 г/л), неагрессивные, иногда обладают слабой сульфатной агрессивностью.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных аллювиальных отложений в верхней части разреза представлен группой лессовых пород, в нижней — конгломерато-галечниками. Мощность лессового покрова голодностепских террас 20—40 м; а сырдарьинских — 2,7 м. Общая мощность галечников в долине р. Ахангаран до 150 м.

Лессовые породы представлены пылеватыми супесями, легкими и средними суглинками (пылеватых частиц 58—80%), число пластичности 2,0—14,6. Породы светло-серого, желтовато-серого до светло-коричневого цвета, макропористые, с известковыми вкраплениями и кристаллами гипса. Структура макропористая, диаметр макропор до 1 мм; коэффициент неоднородности пород составляет 11—16. Степень агрессивности этих пород высокая. В составе пород в среднем около 37% водостойких и около 21% водопрочных агрегатных частиц (по долине р. Чирчик). Для аллювиальных лессовых пород характерно повышенное содержание HCO_3 . Тип засоления во многих случаях карбонатный и сульфатно-карбонатный. Физико-механические свойства пород комплекса приведены в табл. 50. Пористость высокая — до 50—60%, в среднем составляет 44,1—48,4%. Характерные значения угла внутреннего трения 20—32°, а средние — 24—28°. При этом наблюдается некоторое увеличение значения угла внутреннего трения с увеличением влажности. Средние значения угла внутреннего трения составляют для аллювиальных лессовых пород четвертой террасы р. Чирчик 2°30', для этих же пород третьей террасы р. Чирчик—1°48'. Зависимость относительной просадочности от верхнего предела пластичности выражена слабо. С увеличением верхнего предела пластичности относительная просадочность изменяется. Зависимость между относительной просадочностью и степенью влажности об-

Физико-механические свойства геолого-генетического комплекса нерасчлененных четвертичных аллювиальных отложений на территории г. Ташкента

Виды определения	<i>n</i>	$\bar{x}$	<i>S</i>
Гранулометрический состав			
Содержание фракций, %:			
песчаные	1 179	9,3	3,50
пылеватые	1 054	74,46	4,52
глинистые (менее 0,005 мм)	1 294	11,83	2,18
Естественная влажность, %	4 086	17,04	3,55
Плотность, г/см ³	2 196	2,69	0,009
Объемная масса, г/см ³	11 136	1,48	0,059
Объемная масса при естественной влажности, г/см ³	1 235	1,73	0,078
Число пластичности	1 014	8,28	0,082
Коэффициент пористости	3 437	0,82	0,068
Коэффициент насыщения	359	0,56	0,106
Коэффициент сцепления, 10 ⁵ Па	1 245	0,32	0,136
Коэффициент внутреннего трения	900	0,52	0,061

ратная, а между относительной просадочностью и пористостью прямая (Зысман, 1971). Практически аллювиальные лессовые породы непросадочны.

Галечники серые, различной крупности, с включением валунов; заполнитель песчано-гравийный. Крупность галек уменьшается вниз по течению рек. Гальки состоят из изверженных и осадочных пород, хорошо окатаны. Галечники слежавшиеся, уплотненные, с поверхности почти повсеместно покрыты лессовыми породами. Сернистые и органические примеси в них отсутствуют. Содержание слюды 0,19—0,5%. Коэффициент фильтрации галечников в верхней части долины р. Ахангаран изменяется от 400 до 1000 м/сут, в низовьях снижается до 500—100 м/сут. Водобильность галечников в верховьях долины высокая. Удельные расходы скважин, пройденных в галечниках нижних террас р. Ахангаран, 36—50 л/с. В низовьях Ахангарана она незначительная, удельные расходы скважин не превышают несколько метров в секунду. Эти показатели галечников долины р. Чирчик в районе г. Чирчика и с. Кибрай составляют 32—60 л/с, а в нижней части долины — 25 л/с. Галечники долины р. Сырдарьи в южной части Голодной степи характеризуются удельными расходами скважин от 4,5—7,0 до 21,0 л/с.

Преобладают пресные воды с минерализацией до 0,5—0,7 г/л, преимущественно гидрокарбонатного кальциевого типа. В низовьях долин рек минерализация вод возрастает до 5,0—14,0 г/л. Они здесь сульфатно-хлоридного натриево-кальциевого и натриево-магниевого типа.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных делювиально-пролювиальных лессовых отложений слагает верхние части террас. Мощность 10—25 м. Залегает на конгломератах и галечниках.

По гранулометрическому составу для делювиально-пролювиальных лессовидных пород характерно содержание глинистых фракций в среднем более 21%, плотность в среднем составляет 2,69—2,70 г/см³, объемная масса скелета, пористость и влажность (весовая) изменяются в широких пределах (табл. 51).

Геолого-генетический комплекс антропогенных отложений имеет большое значение при градостроительстве. Сфор-

**Физико-механические свойства суглинков геолого-четвертичного комплекса
нерасчлененных четвертичных делювиально-пролювиальных отложений
южной части Голодной степи**

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	s
Плотность, г/см ³	32	2,66—2,70	2,69	0,09
Объемная масса, г/см ³	32	1,22—1,63	1,41	0,094
Естественная влажность, %	32	2,5—25,5	10,7	2,35
Пористость, %	32	40—54	46	0,29
Угол внутреннего трения, °	19	24—33	27	1,9
Сцепление, 10 ⁶ Па	19	0,05—0,73	0,10	0,003
Верхний предел пластичности, %	32	24—36	29	5,48
Число пластичности	32	8—18	10	1,84

мирован в результате строительной и хозяйственной деятельности человека. Состоит из различных видов насыпных грунтов, интенсивное накопление которых происходит преимущественно на территориях городов и промышленных центров. Инженерно-геологические свойства антропогенных отложений характеризуются на примере их изучения в г. Ташкенте по материалам А. М. Худайбергенова. В районах древней застройки эти отложения образуют сплошной покров мощностью до 12 м. В засыпанных оврагах и долинах каналов мощность их достигает 19 м.

Антропогенные отложения начали формироваться задолго до основания города и могут датироваться временем верхнего палеолита. Наиболее интенсивно происходило накопление этих отложений в V—VI вв. В рассматриваемый комплекс отложений входят насыпные грунты, образованные путем разрушения перемещением естественных пород и стихийного накопления строительных, промышленных, хозяйственно-бытовых и других отходов; насыпные грунты земляных сооружений и отложения, образованные в искусственных водоемах.

Насыпные грунты распространены в зоне древнего поселения (мощностью до 10—20 м), в восточной части г. Ташкента (до 3 м), в зоне современной застройки (до 1 м). Средние максимальные мощности (4—8 м) отмечены в центральной части древнего Ташкента. Преобладающая мощность насыпных грунтов 3—4 м — в районе между каналами Джангоб и Чорсу. Литологический состав представлен суглинками и супесями с включениями и скоплениями погребенных остатков бытовой кладки, строительных и хозяйственно-бытовых отходов. В составе этих грунтов преобладают пылеватые фракции (21—34%), песчаные (6—54%), глинистые (9—26%). В отличие от подстилающих лессовых пород в составе насыпных, более песчаных, отложений наблюдаются скачкообразные изменения содержания пылеватых и глинистых фракций.

Степень карбонатности насыпных грунтов изменяется от 17 до 36% (по 14 опр.) и превышает на 5—6% карбонатность лессовых пород. Грунты характеризуются повышенным содержанием органических веществ, потери при прокаливании составляют 3—6%, что значительно больше, чем в лессовых породах. Содержание водорастворимых солей сравнительно незначительное, плотный остаток равен 0,14—1,88% от воздушно-сухого веса грунта (по 14 опр.). В составе водных вытяжек

содержатся ионы SO_4 , HCO_3 , Cl , Na , K , Ca , Mg . Преобладают сернокислые соли ($\text{SO}_4=6-44,9\%$ мг·экв), свидетельствуя о сульфатном типе засоления в верхней части насыпного слоя. В нижних горизонтах засоление грунтов в основном карбонатно-сульфатное. Содержание органических веществ 1—5% (по 12 опр.) от веса воздушно-сухого грунта. Естественная влажность при прочих равных условиях выше, чем в лессовых породах ненарушенной структуры. Весовая влажность 7—31%, коэффициент насыщения 0,18—1. Это связано с высокой пористостью и большим содержанием органических примесей. Пластичность грунтов невысокая. Верхний предел пластичности 26—42%. Число пластичности 5—11. Объемная масса изменяется от 1,11 до 1,64 г/см³ и очень неравномерно. В отличие от объемной массы плотность грунтов более постоянная (2,62—2,71 г/см³) и свидетельствует об относительной однородности минеральных частиц.

Насыпные грунты, как и лессовые породы, имеют высокую пористость (39—58%), максимальную в верхнем 2—3-метровом слое. С глубиной пористость уменьшается в среднем до 42—50%, а в зоне древнего поселения до 38%. Они среднесжимаемые, при нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па коэффициент сжимаемости в среднем $(0,013 \div 0,015) \cdot 10^5$ Па. После замочки грунты резко уплотняются, т. е. просадочные. Коэффициент макропористости после замочки 0,010—1,162, в среднем 0,056; коэффициент просадочности $(0,002 \div 0,119) \cdot 10^5$ Па, в среднем 0,034. Наибольшие осадки наблюдаются в насыпных грунтах, залегающих ниже уровня грунтовых вод. Суммарные осадки при конечной степени нагрузки штампа при $P=3 \cdot 10^5$ Па составили 23—14—47,39 мм (по 5 опытам со штампом площадью 2500 см²) на участке строительства здания Ташгипрогор по ул. Навои. Установлено, что нагрузки до $1 \cdot 10^5$ Па для водонасыщенных грунтов и до $1,5 \cdot 10^5$ Па для залегающих выше уровня грунтовых вод можно считать безопасными.

Отложения древних оборонительных сооружений в центральной части древнего Ташкента и по линии окружной стены XIX в. состоят из остатков разрушенных крепостных стен и башен. Преобразованными лессовыми породами мощностью 6—7 м (до 16 м) сложены насыпные холмы в районах Юнусабада, Актепе и др. Породы в верхней части холмов сухие, рыхлые, содержат остатки погребенных глинобитных стен, кирпичной кладки, костей, золы. Нижние горизонты более однородные и уплотненные, с небольшим содержанием включений. Эти отложения, встречаемые не только в Ташкенте, являются сравнительно надежным основанием для соответствующего типа сооружений.

Отложения искусственных водоемов распространены в долинах рек Салар и Карасу. Характеризуются в связи с необходимостью обоснования строительства там гидротехнических и подсобных сооружений. Эти отложения состоят из гравийно-галечников, суглинков и супесей с включением гальки, гравия, песка и органических примесей. В составе галечников преобладают известняки, песчаники, гранодиориты, порфиры. Пески состоят преимущественно из кварца, полевых шпатов, мусковита и др. Часто в составе отложений искусственных водоемов много хозяйственно-бытовых, строительных и производственных отходов мощностью до 7—8 м. Гранулометрический состав: песчаные фракции 14—67%, пылеватые — 24—78, глинистые 6—23%. В связи с частыми и резкими изменениями скорости течения воды в каналах процентное содержание этих фракций по простиранию пород и глубине их залегания изменяется в широких пределах. Содержание водорастворимых солей невысокое, плотный остаток 0,16—0,35% (11 опр.). Глинистые разности пород слабо засолены, тип засоления карбонатно-сульфатный.

Наиболее важное значение для оценки инженерно-геологических условий Ташкентско-Голодноостепского региона имеют следующие процессы и явления: выветривание, просадка, засоление, заболачивание, эрозия, оврагообразование, сели, оползни.

Выветривание. Преобладают физическое и органическое выветривание. Эти процессы развиты почти повсеместно, а наиболее интенсивно в районах Ангренского месторождения угля и сел. Майское, где обнажаются юрские и меловые породы. В районах, где отложения представлены лессовидными супесями и суглинками, физическое выветривание влияет на влажность и плотность пород, изменение солевого состава, а также разрыхление пород корневыми системами. Конечный результат в лессах — это образование по уступам высоких террас, по обрывам оврагов и древних ирригационных каналов глыбо-столбчатых отдельностей в виде стен или массивных столбов. Часть этих отдельностей еще только намечается, большинство их обычно хорошо выражено, предрасположено к отрыву от массива и обрушению. Размеры крупных отдельностей по оврагу Бурджар, в пределах Пскемского массива, по арыкам Бозсу, Каракамыш и др. 3—5 м в длину, 1—1,5 м в ширину, до 15—20 м и более в высоту. Эти отдельности отчленены от толщи лесса вблизи обрывов вертикальными трещинами размером до 40—50 м в длину и 5—10 м в ширину (по верху).

Органическое выветривание проявляется в основном на равнинной части региона в супесчано-суглинистых породах. Оно оказывает существенное влияние на формирование структуры грунта, изменение его состава, а также строение микрорельефа. При этом основную роль играют землерои. Большая часть территории целинных массивов региона изрыта землероями. В южной части Голодной степи густота нор на 1 м² достигает 3—4%, а иногда и больше. Диаметр нор 5—6 см. Они часто идут под углом 45° до глубины 1,5—2 м и приурочены преимущественно к районам с близким залеганием грунтовых вод (от 3 до 6 м).

Выветривание причиняет серьезный ущерб Голодной степи, где преобладающая скорость ветра 2,5—4,5 м/с (в среднем 52 дня в году), а иногда доходит до 28—40 м/с. Нарушается нормальное передвижение по грунтовым дорогам, выдуваются распаханное поле, затрудняется проходка выработок и прокладка дренажей; происходит перераспределение развешенного материала и формирование бугристо-холмистого рельефа. Преобладают бугры широтного направления длиной около 0,5 км и шириной 200—250 м. В северо-западной части Голодной степи наблюдаются котловины выдувания диаметром 1—2 км со скоплениями барханных песков. Барханы высотой 0,5—4 м ориентированы на север.

Просадка. Изучение просадочных явлений в лессовых породах начато в 30-х годах при пуске воды по каналам Джун, Северо-Ташкентский им. Кирова и др. Эти явления происходят в зонах действия почти всех каналов и оросителей в пределах пролювиальных лессовых пород среднечетвертичного и верхнечетвертичного возраста. Наибольшие величины просадки, превышающие местами 2—3 м и более, отмечены в ташкентской части региона, в районах, подкомандных каналам Джун, Северо-Ташкентский в полосе 25—30 м по обе стороны от бровок каналов, а также в пределах Кокаральской степи. В этих районах величина просадки находится в прямой зависимости от длительного промачивания, т. е. в первые годы подачи воды по оросителям они завершаются лишь наполовину и продолжаются затем в течение многих лет. Этот

процесс обусловлен и интенсивностью промачивания, зависящей от времени пребывания воды в канале и от его расхода.

Наименьшая величина просадки наблюдается на поливных участках, что связано со степенью водонасыщения пород и типом солей. В зависимости от этого иногда на поливных участках староорошаемых районов грунты остаются почти непроявленными в отношении просадки. Вертикальные смещения отдельных просадочных террас относительно друг друга до 1 м. При величине просадки в 0,5 м глубина просадочных трещин вдоль Северо-Ташкентского канала достигла 7 м (по Х. А. Аскарову)

Засоление и заболачивание получили широкое развитие в пределах Голодной степи, Кокаральской и на отдельных террасовых понижениях с близким залеганием грунтовых вод. Солончаками покрыты Джетысайское, Сардобинское, Шарузякское и Арнасайское понижения и участки вблизи озер Балыклы и Тузкан. Образовались они в результате интенсивного испарения выклинивающихся здесь на поверхность грунтовых вод. Огромные солончаковые площади расположены вдоль западной границы Голодной степи, а также простираются параллельно Южно-Голодностепскому каналу, в основном на север от него.

Морфологические особенности солончаков обусловлены деятельностью Сырдарьи, а обогащение их солями связано главным образом с глубокими напорными водоносными горизонтами четвертичных отложений Голодной степи, где площади формирования солончаков являются зоной естественной разгрузки подземных вод.

Эрозионные процессы развиты в предгорной части региона в толще лессовых пород. Здесь благодаря легкой размываемости лессов и их своеобразным структурным особенностям (преобладание вертикально ориентированных каналов и пор) размыв быстро приводит к образованию новых глубоких и узких промоин с крутыми, часто отвесными стенками. В дальнейшем, когда продольный профиль дна этих промоин выполаживается и уравнивается, глубинная эрозия постепенно затухает, уступая место боковой. В результате узкие промоины превращаются в более широкие плоскодонные капынообразные овраги.

Оврагообразование наиболее интенсивно развито вдоль ирригационных каналов (Бозсу, Зах, Каракамыш, Курук-Кульдук и др.) в полосе 100—150 м по обоим берегам. Овраги имеют извилистую каньонообразную форму с вертикальными стенками, изрезанными мелкими боковыми ответвлениями. Местами длина оврагов доходит до 300—500 м, ширина по дну — 8—10 м, высота обрывов до 6—12 м. В местах развития оврагов имеются провальные воронки диаметром 5—7 м, глубиной до 5 м. Воронки, развиваясь, переходят в подземные галереи шириной 1—1,5 м и длиной до 40 м, давая начало формированию новых оврагов. Крупные овраги имеют значительную водосборную площадь и циркуобразную форму верховьев, способствующую одновременному притоку к горловинам значительных масс воды. Вспой это приводит к быстрому (иногда за несколько часов) формированию мощных и стремительных селевых потоков. Такие сели проходят по Акташсаю, Азадбашсаю, по ряду саев северного склона Чаткало-Курамышского хребта, по саям Наугарзан, Джигристан и др. ежегодно в конце апреля или начале мая. В Голодной степи селеопасными являются реки Санзар, Шахристан, Хорасан и др.

Оползневые явления получили широкое развитие в полосе предгорий Чаткало-Курамы, ограничивающих Ташкентско-Голодностепскую впадину с востока.

Сейсмические процессы. Восточная половина региона расположена в зоне сейсмической активности. Неотектонические движения по региональным разломам, разбивающим палеозойский фундамент, являются причиной сейсмических проявлений силой до 8 баллов (Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.), на крайнем северо-востоке — 9 баллов. В Ташкентско-Голодностепской впадине 7 очагов землетрясений: Каржантауский, Карачатауский, Пскемский, Бричмуллинский, Чимганский, Нурекский и Ташкентский. Последний вызвал землетрясение 1966 года с гипоцентром на глубине 5—8 км. Основной толчок сопровождался повторными, так, до 1969 г. зарегистрировано 5 толчков в 7 баллов, 3 толчка — 6—7 баллов, 2 — в 6 баллов, 11 — в 5—6 баллов, 18 — в 5 баллов и 800 — менее 5 баллов. В целом регион на карте сейсмического районирования СССР отнесен к 8-балльному. Средние интервалы повторений 5-балльных землетрясений — 23 года, 6-балльных — 16 лет, 7-балльных — 20 лет.

Приташкентско-Голодностепская впадина является одной из наиболее освоенных регионов Средней Азии. Но вместе с этим здесь еще имеются площади неосвоенных целинных массивов. Заселены в основном благоприятные в рельефном и инженерно-геологическом отношениях территории. Целинные массивы, которые осваиваются в настоящее время и будут освоены в перспективе, находятся в сравнительно неблагоприятных в инженерно-геологическом отношении условиях в основном из-за интенсивного развития современных геологических и инженерно-геологических процессов и явлений (просадка, оползневые деформации, подтопление, засоление и др.).

Значительно затруднено строительство подземных сооружений в водонасыщенных и способных оплывать лессовых породах. Районы распространения просадочных лессовых пород требуют применения специальных мероприятий по предотвращению увлажнения основания сооружений в период их строительства и эксплуатации. Не менее важно избегать или осуществлять укрепительные мероприятия на участках интенсивного развития оврагов (Бурджар, Пскемский массив, Бозсу, Каракамыш и др.). Строительство возможно почти повсеместно, но с учетом дренажа и мероприятий по предохранению фундаментов и сооружений от сильноинтерализованных грунтовых вод.

При инженерно-геологической оценке условий городских территорий, особенно крупных промышленных центров, следует учесть возможность использования под основания сооружений легкого типа насыпные лессовые уплотненные грунты в нижних горизонтах. Другие виды антропогенных отложений практически служат основанием дорог, построек облегченного типа и средой для различных подземных коммуникаций. Ненадежны для оснований насыпные грунты засыпанных оврагов, свалки хозяйственно-бытовых отходов, древние погребенные кладбища. Малоприспособны антропогенные отложения под основания капитальных зданий и сооружений, где требуется предварительная инженерная подготовка, дифференцированный подход и учет их генетических особенностей. Так же неблагоприятны для строительства участки с неглубоким залеганием грунтовых вод в пределах распространения комплекса аллювиальных галечниковых отложений по долинам рек Чирчик и Ахангаран. Неблагоприятны для освоения участки, примыкающие к руслам рек в зоне селевых потоков, оползневые участки в бортах Бричмуллинской впадины и в районе Ангренского буроугольного месторождения.

СЕВЕРО-ТЯНЬШАНСКИЙ РЕГИОН

Северо-Тяньшаньский регион в административном отношении находится на территории Киргизской ССР.

Рельеф характеризуется наличием мощных горных поднятий и межгорных впадин. Здесь расположены горные хребты Киргизский, Таласский, Терской-Алатау, Кунгей-Алатау и др., которые в плане образуют полого-выпуклую дугу, обращенную к Иссыккульской и Чуйской впадинам. Почти все отмеченные хребты имеют широтное простирание. Острые гребни хребтов, изъеденные карами и цирками ледников, часто поднимаются выше снеговой линии, достигая абсолютной высоты 4000—4500 м. Склоны хребтов имеют сглаженные формы с широко развитыми древними денудационными поверхностями. Глубинная эрозия выражена глубокооврезанными долинами рек, носящими характер теснин и ущелий. В пределах региона имеется несколько крупных межгорных впадин и ряд мелких — Иссыккульская впадина длиной 240 км, шириной — 90 км. Дно ее занято озером. Абсолютная отметка водной поверхности 1609 м; Таласская впадина имеет ровную поверхность, ширина — 35—40 км. Центральная часть впадины занимает современная аллювиальная долина р. Талас; Чуйская впадина расположена между Киргизским хребтом и Чу-Илийскими горами, длина 250 км, ширина 50 км. Ряд малых внутригорных впадин: Кочкорская, Джумгалская, Сусамырская и др. хорошо выражены в рельефе, хотя имеют небольшие размеры. Относительные превышения этих возвышенностей над равнинными участками колеблются от 300 до 1000 м.

Инженерно-геологическая характеристика пород

В пределах региона выделяются допалеозойский (архей-протерозойский), каледонский (кембрий-среднеордовикский), эпикаледонский (верхний ордовик-пермь), альпийский (мезокайнозойский) структурные этажи.

Допалеозойский структурный этаж сложен метаморфическими и интрузивными формациями. Породы метаморфических формаций архей-протерозойского возраста представлены сильно метаморфизованными породами, гнейсами, кристаллическими и амфиболовыми сланцами с редкими мраморами и амфиболитами, известными в районах Актюза, Боорду, Сусамырском и Киргизском хребтах. В Таласском хребте — это мелкогалечные конгломераты, песчаники, филлитовые и известковистые сланцы, алевролиты, известняки общей мощностью до 7000 м. На остальной части региона среди осадочных толщ филлитов, песчаников, кварцитов имеются порфириды, занимающие около одной пятой части суммарной мощности разреза, достигающей 800—1000 м. Венчается разрез докембрия пестроцветными и сероцветными молассовидными толщами венда. Породы метаморфических формаций обводнены в верхней трещиноватой зоне. Грунтовые воды приурочены к сланцам, известнякам, песчаникам, реже гнейсам и порфиритам. Расходы многочисленных родников составляют 1—4 л/с. Воды пресные (минерализация 0,1—0,4 г/л) гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевого.

Интрузивные формации распространены в районе хр. Кунгей-Алатау. Сложены гранитоидами с гнейсовидной текстурой; ультра-

базиты и габброиды встречаются редко, они слагают небольшие тела. В хребтах Киргизском, Таласском это плагиограниты и диориты. Плагиограниты светлоокрашенные от крупно- до мелкокристаллических.

Каледонский структурный этаж в основном представлен терригенно-вулканогенной и только в Таласском хребте карбонатной формациями. Терригенно-вулканогенная формация кембрийско-раннеордовикского возраста представлена метаморфизованными породами: туфами, порфиритами, туфогенными песчаниками, сланцами, андезитовыми порфирами, кремнистыми сланцами, спилитами, диабазовыми порфиритами, туфолавами и туфобрекчиями. Мощность свит достигает 2500 и 3500 м. В верхах разреза широко распространены осадочные породы, чередующиеся с основными эффузивами. В целом разрез состоит из двух свит: нижней зеленоцветной и верхней красноцветной. Нижняя свита сложена гравелитами, переслаивающимися между собой песчаниками и алевролитами и оолитовыми известняками. Мощность свиты 1500—1700 м. Верхняя свита представлена красноцветными кварцевыми конгломератами, песчаниками и алевролитами. Иногда в кровле красноцветной свиты появляются темно-серые и зелено-серые алевролиты, глинистые и известково-глинистые сланцы с прослоями известняков. Мощность свиты около 300 м.

Карбонатная формация кембрийско-среднеордовикского возраста представлена массивными светло-серыми метаморфизованными известняками и доломитами, реже с прослоями и стяжениями кремней. Видимая ее мощность от 600 до 2000 м в Таласском хребте. Породы, слагающие каледонский структурный этаж, обладают слабой водообильностью. В их пределах подземные воды большей частью приурочены к чередующимся пачкам массивных известняков, сланцев, песчаников и конгломератов, выходы которых тяготеют к горным хребтам. Расходы родников колеблются от 0,5 до 0,8 л/с. Воды пресные, гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые, минерализация до 0,4 г/л.

Эпикаледонский структурный этаж сложен вулканогенной, терригенной, вулканогенно-карбонатно-терригенной, терригенно-красноцветной и интрузивной формациями общей мощностью от несколько сотен до 3000—4000 м.

Вулканогенная формация среднедевонского возраста залегает с резко выраженным несогласием на размытой поверхности различных свит докембрия и нижнего палеозоя. Формация сложена эффузивами среднего состава, их лавобрекчиями и туфами с подчиненными прослоями конгломератов, туффитов и кремнистых сланцев. В основании разреза залегают конгломераты или брекчии с большим содержанием валунов и гальки, порфиroidных гранитов и лейкократовых гранитов каледонских интрузий. Мощность формации колеблется от 100 до 1800 м. Формация распространена в Таласском, Киргизском, Сусамырском, Кунгейском хребтах. Единичные данные позволяют принять для их монолитных разновидностей временное сопротивление сжатию в пределах $500 \div 1500 \cdot 10^5$ Па, а допускаемую нагрузку до $15 \cdot 10^5$ Па.

Терригенная формация позднедевонского-турнейского возраста представлена красноцветно-бурой толщей конгломератов, гравелитов, песчаников алевролитов и прослоями аргиллитов и известняками. Породы залегают с размывом на различных вулканогенных свитах девона или на каледонском основании. Распространена формация в Киргизском хребте, в бассейне р. Аксу и на побережье оз. Иссык-Куль; общая ее мощность около 2000 м. Верхний девон в составе данной формации представлен эффузивными образованиями.

(Аральская мульда, Чуйский прогиб), а средний девон (Аральская мульда) сложен мощной толщей красноцветных обломочных пород. В составе этой формации сильно обводнены известняки. Расходы родников колеблются в пределах 1—10 л/с, в зонах тектонических нарушений они достигают 17 л/с. Воды хорошего качества, гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные, кальциевые и кальциево-магние-вые. Общая минерализация не превышает 0,6 т/л.

Вулканогенно-карбонатно-терригенная форма-ция визс-памюрского возраста представлена чередованием серо-зеленых песчаников, туфов известняков, красноцветных песчаников и алевролитов. Отложения широко развиты в районах Киргизского хребта и Чагаскап-Чакусы. Мощность формации около 600 м. Необходимо отметить, что известняки залегают в виде отдельных линз и невыдержанных прослоев, с трудом поддаются расчленению. На отдельных участках известняки закарстованы, а песчано-сланцевые и песчано-конгломератовые толщи загипсованы и засолены. Из всех пород данной формации наиболее обводнены известняки. Средние расходы родников, приуроченных к их незакарстованным разностям, достигают 3—6 л/с, а на закарстованных до 35—75 л/с. Расходы родников, связанных с песчаниками и сланцами, 0,5—3 л/с. Воды пресные, с минерализацией до 1 г/л, по составу гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниево-натриевые.

Терригенная красноцветная формация средне-карбово-пермского возраста в нижней части состоит из красноцветных песчаников конгломератов, алевролитов, глинистых, уг-листых и кремнистых сланцев порфиритов и редких прослоев углей. Мощность толщи от 600 до 2300 м. Верхняя часть формации представ-лена грубообломочными и вулканогенными отложениями: конгломера-тами, порфиритами, туфами, туфопесчаниками, пестроокрашенными глинами и песчанистыми известняками. Максимальная мощность кон-тинентальных отложений достигает 1750 м.

Грунтовые воды данной формации приурочены к толще переслан-вающихся конгломератов, порфиритов, сланцев, песчаников и известня-ков. Расходы родников составляют до 0,5, реже 5 л/с. Воды пресные преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магние-вые и гидрокар-бонатно-сульфатные.

Интрузивные формации верхнего палеозоя представлены кислыми породами, гранитами и гранодиоритами. Подчипенное значе-ние имеют породы щелочного и основного составов: сиениты, габброиды, габбро, диабазы и т. д. Эти породы распространены в хребтах Кир-гизском, Таласском и Кунгей-Алатау. По данным исследований, в бас-сейне оз. Иссык-Куль граниты имеют объемную массу 2,57 г/см³, плот-ность 2,6 г/см³, пористость 2%, временное сопротивление сжатию $913 \div 1986,6 \cdot 10^5$ Па. Для сиенит-порфиритов в районе Орто-Токойского водохранилища объемная масса составляет 2,52—2,61 г/см³, плот-ность — 2,7 г/см³, пористость — 5%, временное сопротивление сжатию для сиенит-порфиров — $1000 \div 1600 \cdot 10^5$ Па, для гранитов — $1000 \div 1500 \cdot 10^5$ Па и для диоритов — $1000 \div 2500 \cdot 10^5$ Па.

Мезокайнозойский структурный этаж представле-н терригенно-угле-носной и молассовой формациями.

Терригенно-угленосная формация поздне-три-асового-ранне-среднеюрского возраста сложена аркозо-выми и кварцевыми конгломератами, гравелитами, косослоистыми пес-чаниками с липсами тонкоотмученных глин розового или белого цвета,

алсвиролитами и прослоями углистых глин, пестроокрашенными песчаниками, углямп. Общая мощность свыше 500 м. Выходы отложений тяготеют к оз. Иссык-Куль.

Молассовая формация олигоцен-миоцена широко развита в Иссыккульской и Таласской межгорных впадинах. Она состоит из аллювиально-озерных, аллювиально-пролювиальных и пролювиальных отложений: кирпично-красных, красно-бурых и розовых песчаников, гравелитов, конгломератов, глин, мергелей. Во всех этих впадинах в низах разрезов в основном преобладает красноватый, глинисто-карбонатный, палево-бурый, песчанисто-глинисто-конгломератовый и серый конгломератовый комплекс пород, иногда на базальных известняках. Мощность формации в центральных частях впадин достигает 3000—4000 м.

Конгломераты, широко встречающиеся в этих крупных впадинах в верхах разрезов палеоген-неогеновых отложений, имеют объемную массу 1,75—2,5 г/см³, плотность 2,4—2,8 г/см³, пористость до 35%; временное сопротивление сжатию достигает $55 \div 144 \cdot 10^5$ Па. В пределах малых впадин (данные по Кетменьтюбинской, Кочкорской, Сусамырской) эти генерации осадков характеризуются объемной массой 1,55—2,10 г/см³, плотностью 2,63—2,75 г/см³, пористостью 10—20%, коэффициентом фильтрации в вертикальном направлении до 0,7—2 м/сут, в горизонтальном — 21—266 м/сут; временное сопротивление сжатию в естественном залегании $30 \div 240 \cdot 10^5$ Па. Породы не морозостойки, при трехкратном замораживании разрушаются. Содержание водорастворимых солей и гипса в цементном веществе доходит до 0,5, а карбонатов — до 31%.

Песчаники отличаются кирпично-красными, бурыми и розовыми тонами. Физико-механические свойства: объемная масса от 2,28 до 2,69 г/см³, плотность от 2,51 до 2,71 г/см³, пористость до 12%, максимальные значения коэффициента фильтрации у пород 1,5—1,7 м/сут, временное сопротивление сжатию в естественном состоянии $30 \div 240 \cdot 10^5$ Па. В районе водохранилища проектируемого Сусамырского гидроузла песчаники характеризуются объемной массой 1,74—2,45 г/см³, плотностью 2,39—2,78 г/см³, пористостью 3—35%, коэффициентом фильтрации в вертикальном направлении 0,01—0,5 м/сут, временным сопротивлением сжатию $55 \div 144 \cdot 10^5$ Па.

В состав данной формации кроме грубообломочных пород входят соленосно-гипсоносные комплексы отложений, которые представлены в разрезах Чуйской, Иссык-Кульской, Кочкорской и Кетменьтюбинской впадин. В строении их принимают участие конгломераты, песчаники, песчано-глинистые сцементированные породы, мергели, мергелистые глины и т. д. Встречающиеся же в составе отложений соли и гипсы часто находятся в рассеянном состоянии. Исключением являются отдельные участки в Кочкорской (р. Туз) и Кетменьтюбинской впадинах (у сел. Уч-Терек), где они образуют промышленные залежи. На Уч-Терском участке в общем разрезе отложений верхнего неогена имеются 6 соленосных горизонтов мощностью от 19 до 145,2 м, разделенных пятью маркирующими слоями. Указанные маркирующие горизонты по гранулометрическому составу относятся к суглинкам и содержат: песка — до 15,4—26,8%, пыли — 48—64,1%, глины — 8,7—25,2%. Породы обладают верхним пределом пластичности 28,5—31,5%, числом пластичности 9,4—18,1. Плотность пород колеблется в пределах 2,69—2,72 г/см³, объемная масса — 1,75—2,21 г/см³, влажность — 8,1—23,3%. Содержание гипса в породах доходит до 17—34%, после удаления его грунты становятся склонными к набуханию от 3,4 до 7,3%. Образцы

размокают и через 3—4 суток полностью разрушаются. Они не морозостойкие и чувствительны к переменному увлажнению. В береговой полосе Токтогульского водохранилища в сухом состоянии допустимая нагрузка на выветрелые разности этих грунтов составила $5 \div 15 \cdot 10^5$ Па.

В Таласской впадине в разрезах преобладает сочетание гравелитов и глины с карбонатными отложениями, представленными озерными известняками в основании. Последние характеризуются следующими физико-механическими свойствами: объемная масса $2,2—2,7$ г/см³, плотность от $2,26$ до $2,82$ г/см³, пористость до $10,7\%$, водопоглощение $2—5\%$, водонасыщение $2,1—6,6\%$, временное сопротивление сжатию в естественном состоянии до $466 \div 1733 \cdot 10^5$ Па, в водонасыщенном — $254 \div 1243 \cdot 10^5$ Па.

Четвертичные отложения в Северном Тянь-Шане представлены мощной толщей рыхлых пород, состоящих из ряда геолого-генетических комплексов. Ими выстланы межгорные впадины (Иссыккульская, Таласская, Чуйская и др.) и склоны хребтов. В горных частях региона широко распространены морены и другие ледниковые образования.

Геолого-генетический комплекс среднечетвертичных пролювиальных отложений широко распространен в Иссыккульской, Чуйской и других впадинах. Породы комплекса слагают обширные, предгорные равнины и большей частью представлены лессовыми породами супесчано-суглинистого состава палево-серого цвета, макропористые. Мощность лессовых пород в зоне предгорий составляет $3—15$, реже 20 м, а в равнинной части обычно не превышает $5—6$ м. С поверхности до $1—1,5$, реже 3 м породы сильно подвержены выщелачиванию и выветриванию, последнее наиболее заметно в зоне предгорий. Физико-механические свойства лессовых пород (по Иссыккульской впадине) следующие: объемная масса от $1,33$ до $1,77$ г/см³, а скелета от $1,10$ до $1,24$; пористость от $44,5$ до $59,7\%$; естественная влажность от $8,6$ до $27,25\%$. Коэффициент относительной просадочности при природном давлении изменяется от $0,001$ до $0,117$; сопротивление сдвигу в естественном состоянии характеризуется углом внутреннего трения в $19—33^\circ$ и сцеплением $0,058 \div 0,765 \cdot 10^5$ Па. При водонасыщении угол внутреннего трения составляет $19—29^\circ$, сцепление — $0,030 \div 320 \cdot 10^5$ Па.

По содержанию водорастворимых солей лессовые породы относятся к слабо- и сильнопзасоленным грунтам, плотный остаток их составляет от $0,368$ до $2,852\%$ на 100 г (Иссыккульская впадина). Тип засоления преимущественно хлоридно-сульфатный кальциево-магниевый, рН водных вытяжек от $8,0$ до $8,50$.

Породы комплекса обводнены; подземные воды преимущественно грунтовые, местами напорные, залегают на разных глубинах. Минерализация от $0,5$ до $1,4$ г/л. По типу воды гидрокарбонатно-сульфатные натриево-магниевые.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений широко распространен в Чуйской впадине, а также во всем бассейне р. Нарын (Кетменьтюбинская и другие впадины). Породы данного комплекса представлены в основном супесями и суглинками лессовидного облика, реже глинами и песками. В гранулометрическом составе супесей и суглинков преобладает пылеватая фракция. Содержание водорастворимых солей не превышает $0,1\%$, гипса — $0,1—0,2\%$. Число пластичности пород от 7 до 13 . В целом породы обладают твердой консистенцией, с естественной влажностью от $8,5$ до $15,7\%$, размокают в воде в течение от 30 мин до 1 ч, реже более длительное время. Породы ха-

рактируются слабой просадочностью, отдельные их разности при замачивании склонны к набуханию до 5,1%. При насыщении водой сцепление в них почти исчезает. Угол внутреннего трения составляет 19—26°; сцепление в сухом состоянии 0,42, водонасыщенном — 0,25·10⁵ Па (Кетменьтюбинская впадина). Коэффициент фильтрации пород в зоне аэрации равен 0,5—1,5 м/сут, а в водонасыщенном значительно выше — от 1,5 до 5 м/сут.

Геолого-генетический комплекс современных четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений развит повсеместно во впадинах. В нижних частях разреза комплекс сложен грубообломочным материалом, в верхних частях — рыхлыми лессовидными супесчано-суглинистыми породами.

Грубообломочные отложения представлены валунно-галечниками, галечниками и гравийно-галечниками. В гранулометрическом составе валуно-галечников (долина р. Тюп, Иссыккульская впадина) содержится 38,0—70,5%, гравия — 19,26, песка 16,0—30,0%. Гравийно-галечники развиты в периферийных частях конусов выноса и сухих дельт. Они отличаются рыхлым строением, отсутствием слоистости, иногда слабой цементацией. Породы характеризуются довольно разнообразным составом — от крупнозернистых песков до крупных галек. Для восточной части Чуйской впадины характерно следующее содержание фракций: более 150 мм — до 18%; 100—80 мм — от 10 до 15; 80—55 мм — от 5 до 55; 5 мм — 19—21; 0,005 мм — 5%. Объемная масса этих образований в рыхлом состоянии составляет 1,74—2,02 г/см³, в увлажненном до 2,3 г/см³; плотность их колеблется в пределах 2,56—2,80 г/см³; пористость 17—34%. Углы естественного откоса в сухом состоянии 40—50°, под водой 30—40°. Коэффициент фильтрации изменяется чаще всего в пределах 15—25 м/сут, а при отсутствии в заполнителе глинистого материала достигает 40—50 м/сут. Аллювиальные разности грубообломочных пород характеризуются иногда значительной цементацией (Кетменьтюбинская впадина) и в отличие от пролювиальных содержат в своем составе меньшее количество щебнисто-суглинистого материала.

Верхнюю часть разреза комплекса составляют лессовидные породы, состоящие из супесей и суглинков мощностью 5—25 м, иногда с прослоями глин и линзами песков. Содержание водорастворимых солей в супесях составляет до 1,09%, гипса до 22%, карбонатов до 21,12%, а в суглинках соответственно солей 1,96%, гипса — 3,29, карбонатов — 24,18% (Кетменьтюбинская впадина).

Естественная влажность 13—15%; коэффициент относительной просадочности — 0,01 на глубине 5 м при нагрузке 3·10⁵ Па изменяется от 0,196 до 0,209. Грунты сильнопросадочные. Коэффициент фильтрации от 0,1 до 4 м/сут — северная часть Чуйской впадины. Подземные воды современных аллювиально-пролювиальных грубообломочных отложений залегают на глубине от 25—75 до 100—200 м. Водообильность галечников и валуно-галечников высокая — до 30—40 л/с. Минерализация воды слабая — до 1 г/л, химический состав гидрокарбонатный, кальциевый и кальциево-магниевый. Воды аллювиально-пролювиального комплекса, приуроченные к суглинкам и лессовым породам, залегают на глубине от 1—3 до 20—30 м, иногда более. Водообильность суглинков и супесей слабая. Минерализация возрастает от 2—3 до 10—20 г/л. По химическому составу воды смешанного типа.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных озерно-аллювиальных отложений развит в Иссыккульской

впадине, представлен галечниками, песками, суглинками. Карбонатность песчаных разностей достигает 1,2—5%.

В минералогическом составе основными породообразующими компонентами являются минералы легкой фракции: кварца — 16,5%, полевого шпата — 13,0, глинистых комочков — 17,3, биотита — 1,7%. Физико-механические свойства данного комплекса следующие: плотность 2,61—2,68 г/см³; объемная масса в рыхлом состоянии 1,31—1,65 г/см³; и в уплотненном 1,47—1,69 г/см³; пористость 38,7—51% в рыхлом состоянии и 33,9—44,1% в уплотненном; коэффициент пористости в рыхлом состоянии 0,652 до 1,022, а в уплотненном 0,512—0,68. Угол естественного откоса у пород под водой 30—32°, коэффициент фильтрации до 29,4—35,0 м/сут, допустимые нагрузки 2,5÷4·10⁵ Па. В данном комплексе наиболее обводнены галечники. Средняя водообильность у галечников составляет 1—2, реже до 20 л/с, у песков — до 0,04—0,8 л/с.

Общая минерализация подземных вод до 1 г/л. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые, реже сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные натриевые.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных ледниковых отложений представлен разнообразными гляциальными образованиями, состоящими из неотсортированного грубообломочного материала с гравийно-песчаным, щебнистым и суглинистым заполнителем. Местами распространены чистые разновидности моренных суглинков. Реже в составе комплекса встречаются сероцветные конгломераты, песчаники и глыбовые брекчии. Их выходы известны у подножий южного склона Кунгей-Алатау (у пос. Чолпон-Ата), Терской-Алатау и в зоне предгорий Гердык-Аксу, Тюм-Джергалаи (табл. 52).

Таблица 52

Физико-механические свойства моренных суглинков геолого-генетического комплекса нерасчлененных четвертичных ледниковых отложений (глубина опробования 1—3 м)

Естественная влажность, %	Плотность, г/см ³	Объемная масса, г/см ³	Объемная масса скелета, г/см ³	Верхний предел пластичности	Пористость, %	Допускаемая нагрузка, 10 ⁵ Па
Долина р. Джергес						
4,43	2,68	1,54	1,45	26,69	42,7	2,1
В 2 км к югу от сел. Пионер						
4,2	2,7	1,56	1,47	21,76	10,29	2,5
Долина р. Джергес, в 1,5 км к ЮВ от сел. Пионер						
12,09	2,7	1,6	1,5	25,94	26,69	1,8
Долина р. Ичке-Джергес						
5,87	2,72	1,51	1,42	26,0	47,4	1,85

Моренные суглинки развиты в зоне предгорий в виде покрова и частично служат основанием всевозможных сооружений, часто они характеризуются довольно высоким содержанием щелочей, причем в большинстве случаев K₂O преобладает над Na₂O, что свидетельствует о малой выщелачливаемости образований.

Подземные воды ледникового комплекса связаны с долинными и полупокровными моренами. Встречающиеся родники обладают расходами 1—10 л/с. Химический состав воды гидрокарбонатный кальциево-магниевый, минерализация 0,5 г/л.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных делювиальных отложений представлен лессовидными суглинками и супесями, однородными, светло-палевого цвета, макropористой структуры, иногда в них наблюдаются небольшие прослои и включения гравия и гальки. Мощность обычно составляет 5—10 м, реже превышает 15 м. Примесь грубообломочных пород вверх по склону постепенно увеличивается.

В гранулометрическом составе делювиальных отложений северного склона горы Чимтосма (Иссыккульская впадина) содержится в среднем: песчаной фракции—23,66%, пылеватой—71,66% и глинистой—7,15%. Породы засолены, тип засоления в основном сульфатный кальциево-магниевый. Степень засоления изменяется от слабой до сильной. По данным 16 определений плотный остаток колеблется от 0,316 до 2,004 на 100 г сухого грунта. Делювиальные лессовидные породы характеризуются сравнительно выдержанным значением pH (7,95—8,05), которое указывает на слабощелочную среду накопления осадков (Исмаилахунов, 1970). Породы обладают просадочными свойствами; коэффициент относительной просадочности лессовых разновидностей при природном давлении составляет 0,006—0,012, а при нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па изменяется от 0,063 до 0,122, породы значительно уплотняются при замачивании и под нагрузкой (хр. Кунгей-Алатау, южный склон).

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных делювиально-пролювиальных отложений представлен преимущественно суглинками. Они развиты в основном в нижних частях склонов хребтов Кунгей-Алатау и Терской-Алатау, обращенных к Иссыккульской впадине, и в долинах рек. Делювиально-пролювиальные отложения в долине р. Талдысу характеризуются следующими физико-механическими свойствами: объемная масса — от 1,21 до 1,45 г/см³, плотность — 2,73 г/см³, пористость — от 35,5 до 58,9%, коэффициент пористости — 1,431—1,247, естественная влажность — 9,15—20,0%.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных эоловых отложений. Эоловые пески имеют распространение в западной части Иссыккульской и Чуйской впадин, а также в Таласской впадине. Они представлены полимиктовыми разнозернистыми рыхлыми песками, образующими гряды, дюны и кустовые бугры высотой до 1,0 м, полужакрепленными растительностью. В гранулометрическом составе эоловых песков западного Прииссыкулья преобладают фракции 0,25—0,1 мм (48—50%), а пылеватые составляют всего 2—3%. Объемная масса песков достигает 1,56 г/см³, объемная масса скелета грунта — 2,66 г/см³; пористость 41,4%, содержание ила, глины и пылеватой фракции 6,1%.

Современные геологические процессы

Сильная расчлененность территории региона и интенсивное физическое выветривание обусловили широкое развитие склоновых процессов.

Осыпи встречаются почти повсеместно в виде конусов в нижних частях склонов крутизной более 35°, крутых бортов цирков, трогов, и до глубины 3 м обычно имеют рыхлое сложение с часто встречающимися пустотами. Особенно интенсивно осыпи формируются на округлых водоразделах, сложенных глинистыми сланцами палеозоя.

Обвалы получили развитие на большинстве хребтов региона, но чаще всего они приурочены к разломам (хребты Акшкирак, Куймо) и своим происхождением обязаны сейсмическим процессам.

Солифлюкция наблюдается в зоне многолетней мерзлоты на высотах более 3000—4000 м, преимущественно на склонах северной экспозиции, сложенных рыхлыми коллювиальными, гляциальными, флювиогляциальными и делювиальными образованиями. Солифлюкция проявляется чаще всего в виде мелкочешуйчатых оплывин, сосредоточенных в линейных понижениях.

Лавины широко развиты в приводораздельных частях (особенно на северных склонах) крупных горных сооружений, таких, как хребты Киргизский и Терской-Алатау. Лавины сходят практически круглый год на высотах более 3000 м. Основными причинами лавинообразования являются: рельеф с большими уклонами, значительная мощность снежного покрова, направление ветра, температурные изменения. Максимум схода лавин приходится, как правило, на апрель, минимум — на декабрь или январь.

Сели приурочены к некоторым рекам бассейнов Иссыккульской и Таласской впадин, а также к рекам южных склонов Терской-Алатау и северных склонов Кунгей-Алатау. Селевые потоки возникают в осенне-летний (апрель — июнь) период и формируются в результате интенсивных ливней и таяния ледников и снежников. В адырах и предгорьях, сложенных глинистыми породами и песчаниками, образуются грязевые сели, а высоко в горах, где обнажаются разрушающиеся скальные породы, — грязекаменные.

Сейсмичность. В настоящее время в Северном Тянь-Шане отмечается активизация новейших тектонических движений, вызвавших ряд сильных землетрясений силой 8—9 баллов. В 1970 г. в восточной части Иссыккульской впадины произошло Сарыкамышское землетрясение, сопровождавшееся образованием обвалов, оползней, осыпей, трещин и разрывов в покровных образованиях. Очаги землетрясений приурочены к глубинным разломам.

Инженерно-геологические условия Северо-Тяньшаньского региона отличаются значительной сложностью. Большая часть территории имеет сильно расчлененный, труднодоступный рельеф, большие абсолютные высоты (от 2000 до 4000 м и более), интенсивны склоновые процессы. Характерным является широкое развитие в составе коренной основы пород, являющихся скальными высокопрочными грунтами, но значительно нарушенных тектонической трещиноватостью, в виду чего при возведении плотин, водохранилищ, туннелей, шахт, дорог особое внимание следует обратить на дробленность пород в зонах глубинных разломов. Поверхностные отложения распространены почти исключительно по долинам современных рек и выполняют межгорные впадины. В этом случае условия строительства в общем благоприятные. Среди отрицательных факторов необходимо указать возможность селепроявлений и просадочность в лессовых грунтах. Во всех случаях следует учитывать высокую сейсмичность территории региона.

ГЛАВА 21

КАРАТАУСКИЙ РЕГИОН

Каратауский регион расположен в пределах хребтов Большого и Малого Каратау на территории Джамбульской, Чимкентской и Кызылординской областей Казахской ССР. Хребет Большой Каратау обычно де-

лят на Северо-Западный, Центральный и Юго-Восточный. Центральный Каратау является наиболее высокой частью горного сооружения (2176 м). Северо-Западный Каратау — низкие соры (до 1368 м) и мелкопочник. Юго-Восточный Каратау представлен средне-низкогорьем; хр. Боролдайтау с наиболее высокими вершинами: горы Бекейтау (1788 м) и горы Беркутия (1745 м); хр. Аркслык, Архарлытау (1412 м) и горы Кулан. Хребет Малый Каратау в осевой части представлен асимметричным хребтом Кокджон (1200—1614 м), хр. Ульке-Анта (до 1015 м) и горами Малый Актау (до 845 м).

Климат резко континентальный с отчетливой вертикальной зональностью.

Инженерно-геологическая характеристика пород

В Каратауском регионе выделяются пять структурных этажей: байкальский, раннекаледонский, позднекаледонский, герцинский и альпийский. Главный Каратауский разлом подразделяет Каратау на две области. К северо-востоку от разлома расположена область в основном байкальско-каледонской складчатости — Малый Каратау, к юго-западу — область преимущественно каледонско-герцинской складчатости — Большой Каратау.

Байкальский структурный этаж. Терригенная формация высокой степени метаморфизма включает ниже-среднепротерозойский комплекс отложений бозсазской серии. Это плагиогранито-гнейсы, микроклиновые и платиноклазовые гнейсы, амфиболиты, карбонатно-сланцевые сланцы, мраморы.

Терригенная формация низкой степени метаморфизма. Нижнесреднерифейский комплекс отложений кокджотской серии характеризуется флишоподобным строением толщи, состоящей из переслаивания песчанников, алевролитов, сланцев, реже известняков, по простиранию часто фациально замещающих друг друга. Общая мощность до 3000—4000 м.

Песчаники сильно рассланцованы, полиминерального состава (кварц, полевые шпаты, обломки пород). Структура мелкозернистая, реже неравномерно зернистая, текстура сланцеватая, цемент базальный.

Алевролиты полиминеральные (кварц, плагиоклаз, листочки хлорита, мусковита, обломки эффузивов и др.). Структура пелитопсаммитовая, текстура тонкослоистая, сланцеватая, цемент типа соприкосновения.

Сланцы зеленые с шелковистым блеском, глинистые, превращенные в филлиты, хлорит-серпичитовые, кварц-серпичитовые и кварц-хлорит-серпичитовые.

Известняки состоят преимущественно из зерен кальцита, реже доломита; структура полнокристаллическая, мелкозернистая; текстура тонкослоистая.

Физические свойства пород. Сланцы: плотность 2,63—2,83 г/см³ ($\bar{x}=2,74$, $n=5$); объемная масса 2,35—2,76 г/см³ ($\bar{x}=2,61$, $n=31$); пористость 1,8—8,35% ($\bar{x}=4,82$, $n=4$); водопоглощение 0,86—8,14% ($\bar{x}=3,25$, $n=16$). Песчаники и алевролиты, гравелиты и брекчии: объемная масса 2,3—2,83 г/см³ ($\bar{x}=2,32$, $n=16$). Известняки и доломиты: плотность 2,74 г/см³; объемная масса 2,38—2,74 г/см³ ($\bar{x}=2,57$, $n=10$); пористость 2,91%, водопоглощение 1,62%. Коэффициент фильтрации изменяется от 0,001 до 2,19 м/сут, удельное поглощение 0,094 л/мин.

Отложения комплекса повсеместно содержат грунтовые трещинные воды, питающие многочисленные родники нисходящего типа с расходами от 0,001 до 12—14,2, чаще 0,1—0,5 л/с, в среднем до 1,5—2 л/с. Минерализация 0,19—0,84 г/л, воды в основном гидрокарбонатные кальциево-натриевые, иногда обладают общекислотной агрессивностью.

Верхнерифейский комплекс отложений большекарской свиты — песчаники, алевролиты, глинистые и глинисто-серицитовые сланцы, линзы гравелитов и конгломератов общей мощностью до 2700 м.

Конгломераты плохо отсортированы, галька хорошо окатана, размер 2—10 см, редко до 1 м. Обломки представлены кремнистыми и филлитовыми сланцами, кварцем, полевыми шпатами, гранитоидами. Цемент песчанистый.

Песчаники разномеристые от алевро-песчаников до гравелитов, полимиктовые, состоят из хорошо окатанных зерен кварца, полевых шпатов, кварцитов, реже роговой обманки, пластинок биотита и акцессориев. Мощность зоны выветривания и интенсивной трещиноватости до 30—40 м. Обводненность пород слабая и неравномерная. Солоноватые воды обладают слабой сульфатной агрессивностью.

Осадочно-вулканогенная формация (низкой и средней степени метаморфизма) представлена среднерифейским комплексом отложений урстатинской и бакырлинской свит: филлитизированные песчаники, алевролиты, сланцы, прослои кварцитов, мраморизованных известняков, средних и основных вулканитов.

Песчаники преимущественно кварцевые (60—80%), реже полимиктовые и аркозовые. Структура бластопосаммитовая. Цемент состоит из агрегата кварца, альбита, в некоторых разностях присутствуют хлорит и серицит, тонкие листочки которых всегда ориентированы параллельно сланцеватости, что и предопределяет развитие микролепидобластовой структуры.

Верхнерифейский комплекс отложений кайнарской свиты: кислые и основные эффузивы и их туфы, лавобрекчии, туфогенные алевролиты, прослои песчаников, конгломератов и гравелитов, известняков, сланцев мощностью 2040—2730 м. Мощность зоны открытой трещиноватости от 20 до 100 м. Распространен на северо-восточном склоне Каратау и в хр. Боролдаятау.

Спилиты имеют зеленую, лиловую и темно-серую окраски, состоят из тонких лейст плагиоклаза, погруженных в сильно измененный стекловатый базис, и рудного компонента.

Фельзит-порфиры состоят из микрофельзитовой основной массы. Структура бластопорфировая, текстуры флюидальные и полосчатые.

Шаровые лавы кварцевых порфиров состоят из тесноприжатых друг к другу концентрических шаров размером от 1—2 до 4—5 м. В горах Боролдаятау и Кулунтау развиты преимущественно кислые вулканические породы: микроклиновые и сферолитовые порфиры, альбитофиры, кварцевые и дацитовые порфиры.

Трещиноватая зона обводнена. Расходы родников изменяются от 0,1 до 2,5 л/с, а в закарстованных известняках до 20 л/с. Водообильность пород увеличивается в юго-восточном направлении. Минерализация воды 0,1—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и магниевый-кальциевый, реже гидрокарбонатно-сульфатный.

Раннекаледонский структурный этаж. Нижнетерригенная формация (очень низкой степени метаморфизма). Нижневендский комплекс отложений улутауской и карайской серий: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, сланцы, туфы и туффиты, туфопесчаники, прослои кремней, известняков и доломитов. Мощ-

ность отложений комплекса от 220—1190 м (Большой Каратау) до 800—2100 м (Малый Каратау).

Песчаники полимиктовые, реже кварцевые и аркозовые. Цемент в значительной части перекристаллизован и состоит из более мелких обломочков тех же пород и минералов в смеси с серицитом, хлоритом, псидоморфным глинистым веществом.

Сланцы состоят из тончайших листиков серицита, хлорита каолина, тонкозернистого кварца или аморфного кремнезема. Количество алевролитового кварцевого материала от 78% (типичные сланцы) до 50—60% (алеавриты). Структура — ленидобластовая.

Окремненные туфы и туфопесчаники сложены крупнокристаллической стекловатой основной массой, в которой рассеяны неправильные кристаллы полевых шпатов, кварца, обломки стекла.

Кремни (силициты, халцедонолиты) состоят из халцедона, часто перекристаллизованного в кварц.

Доломиты и известняки состоят из карбоната разномзернистой и неправильно-зернистой структур. Форма зерен разнообразная: мелкие — округлые и ромбоэдрические, крупные — зубчатые и лапчатые. Размеры зерен 0,04—0,1 мм. Распространены главным образом в Северо-Западном Каратау и Малом Каратау.

По данным Б. П. Пулькиова, В. И. Дьяченко, в зоне контакта пород каройской серии с интрузией гранитоидов (в 12 км южнее г. Каратау) объемная масса составляет: у известняков 2,56—2,85 г/см³ ($\bar{x}=2,68$, $n=16$, $S=0,09$); у доломитов 2,38—2,83 ($\bar{x}=2,67$, $n=9$); у алевролитов 2,41—2,85 ($\bar{x}=2,66$, $n=31$, $S=0,09$); у сланцев 2,56—2,67 ($\bar{x}=2,62$, $n=7$); у песчаников 2,52—2,88 ($\bar{x}=1,67$, $n=23$, $S=0,009$); у роговиков 2,63—2,83 г/см³ ($\bar{x}=2,7$, $n=3$).

Конгломераты полимиктовые. Структура бластопазмифитовая, размеры обломков до 20—30 см, реже валуны, достигающие 0,6—0,8 м. Цемент песчанистый.

Обводненность пород комплекса слабая. Грунтовые воды зоны открытой трещиноватости залегают на глубине от 1,5—5 до 20—40 м.

Позднекаледонский структурный этаж. Терригенно-карбонатная формация. Нижне-среднекембрийский комплекс отложений байконурской, курумсакской и чулактауской свит: конгломераты, сланцы, кремни, доломиты, фосфориты, тиллиты. Формация распространена в Северо-Западном и Малом Каратау.

Тиллиты байконурской свиты представляют собой бесструктурную породу песчаникового, реже сланцевого облика. Среди обломков и валунов доминируют известняки, доломиты и разномзернистые полимиктовые, кварцевые и аркозовые песчаники нижних структурных этажей. Размеры глыб иногда достигают 1200—1500 м³, чаще не более 0,5—1 м³. Цементирующая масса представлена несортированными полимиктовыми песчаниками, доломитизированными хлорит-серицитовыми и алевролитовыми сланцами, заменяющими друг друга по простиранию и вертикали.

Кремнистые сланцы преобладают в разрезе курумсакской свиты. Они представлены черными вязкими массивами, иногда слоистыми, обычно грубоплитчатыми породами.

Фосфориты в основном сложены неправильно-округлыми, овальными и угловато-окатанными фосфатными и кремнисто-фосфатными зернами (0,05—0,3 мм) и фосфатными оолитами (от 0,25—0,5 до 0,8 мм). Передко наблюдается примесь терригенного песчаного и алевропелитового материала в количестве 5—25%. Цемент фосфатный, карбонатный,

кремнисто-карбонатный, кремнисто-фосфатный. Структура цемента крипто- или микрозернистая, но всегда невысокой твердости

Свойства пород комплекса в массиве различные. Гиллиты, неоднородные по гранулометрическому составу обломков и составу цемента, легко подвергаются физическому выветриванию с образованием в приподраздельной части Северо-Западного Каратау развала крупных глыб. Свойства фосфато-кремнистых и доломитовых пород чулактауской свиты в значительной степени определяются тектонической нарушенностью и трещиноватостью. Коэффициент фильтрации брекчированных фосфоритов на месторождении Чулактау — 1,67 м/сут.

Монолитные кремнистые сланцы, кремни и фосфориты являются практически водоупорными породами. Обводнены обычно только зоны брекчирования этих пород и сильнотрещиноватые доломиты. Дебит скважин 1,8—7 л/с при понижении уровня на 10,4 м.

Среднекембрийский—среднеордовикский комплекс отложений кокубулакской и шабактинской свит: доломиты, известняки, прослои аргиллитов. Распространен ограниченно в Каратау, широко в Малом Каратау. Общая мощность отложений комплекса до 2000 м.

Доломиты на изломе зернистые, комковатые. Структура равномерно- и неравномерно-зернистая, текстура тонко- и грубослоистая, волнистая, полосчатая и пятнистая, массивная.

Известняки представлены хемогенными и органогенными разностями. Характерны многочисленные прожилки кальцита (до 1—2 мм); структура тонко- и мелкозернистая, оолитовая и псевдооолитовая, неравномерно-зернистая. Текстура плитчатая (до 3—5 см) и массивная

Физические свойства карбонатных пород в образцах характеризуются следующими параметрами: 1) на месторождении известняков Актау (по данным Б. В. Колиева) плотность 2,70—2,81 г/см³ ($\bar{x}=2,75$, $n=158$); объемная масса 2,69—2,71 г/см³ ($\bar{x}=2,70$, $n=158$); пористость 0,21—2,6% ($\bar{x}=0,76$, $n=158$) и водопоглощение 0,04—0,36% ($\bar{x}=1,19$, $n=158$); 2) на участке Арбатас (по данным Б. П. Пулькикова) доломиты имеют объемную массу 2,59—2,86 г/см³ ($\bar{x}=2,74$, $n=19$). Обводненность пород комплекса самая высокая в Малом Каратау.

Нижнемолассовая формация включает верхнеордовикский комплекс прибрежно-морских шельфовых отложений бешарыкской свиты и представлена: песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами с прослоями сланцев, липсами известняков. Распространена на юго-западном склоне Большого Каратау. Мощность пород комплекса изменяется от 500 до 1500 м.

Песчаники полимиктовые, реже кварц-полевошпатовые, сцементированные кварц-серицит-глинистым или кварц-хлорит-серицитовым материалом. Обломки характеризуются хорошей окатанностью и отсортированностью материала.

Конгломераты мелкогалечные существенно кварцевые и среднегалечные полимиктовые (обломки пород, типичных для разреза верхнего протерозоя).

В породах зоны открытой трещиноватости бешарыкской свиты развиты грунтовые воды. Наиболее водообильны песчаники и конгломераты. Крутилодебитные родники характерны только для зон разломов. Подземные воды пресные с минерализацией 0,1—0,5, редко до 1 г/л, гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные, кальциевые.

Герцинский структурный этаж. Нижнетерригенная формация представлена франским аллювиально-дельтовым и прибрежно-

но-морским комплексом отложений тюлькубашской свиты: конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллитовые брекчии, прослои и линзы доломитов, мергелей, известняков. Распространена широко на юго-западном склоне Большого Каратау. Мощность отложений комплекса до 2000 м, зоны выветривания до 60 м.

Конгломераты массивные, иногда слоистые (чередуются с песчаниками мощностью до 0,5 м). Базальные конгломераты аркозовые и полимиктовые. Цемент полимиктовый грубозернистый и неравномерно-зернистый песчаник, зерна сцементированы серицито-кремнистой массой с примесью железистого карбоната.

Песчаники и алевролиты аркозовые и полимиктовые, чаще средне- и мелкозернистые, в нижней части грубозернистые, галечниковые, плитчатые, с ярко выраженной косою однонаправленной слоистостью. Цемент песчаников представлен кремнисто-серицитовым агрегатом с примесью хлорита, часто присутствует карбонат.

Аргиллиты и сланцы глинистые и алевролитистые, иногда обладают брекчиевой структурой; в верхах разреза встречаются тонкие прослои мергелей, туффилов, доломитов, глинистых или песчаных известняков (от 2—3 до 11 слоев).

Объемная масса конгломератов 2,75—2,8 г/см³, водопоглощение — 1,08—2%. Глубина залегания грунтовых вод, вскрываемых скважинами, 2—15 м. Расходы родников из песчаников обычно находятся в пределах 0,05—0,5 л/с, редко достигают 1—1,5 л/с, из известняков — до 2,5 л/с. В летнее время многие из них пересыхают. Подземные воды пресные с минерализацией от 0,15—0,18 до 0,3—0,8 г/л, редко 1,3—2,5 г/л, гидрокарбонатные кальциево-магниевые.

Терригенно-карбонатная формация представлена фаменским-нижнетурнейским морским мелководным комплексом: известняки, доломиты, мергели, прослои аргиллитов и алевролитов. Распространена на юго-западном склоне Большого Каратау, Юго-Восточном Каратау и Центральном Каратау. Общая мощность отложений 1346—3120 м. Мощность выветрелой и закарстованной зоны 75—120 м. Мощность зоны тектонической трещиноватости и связанной с ней закарстованности достигает 200—400 м.

В Юго-Восточном Каратау в фаменской части разреза комплекса широко развиты комковатые известняки, псевдооолитовые, обломочные и доломитистые. Они имеют неровную мелкобугристую поверхность на слоения, покрытую глинисто-железистым налетом. В нижнекаменноугольной части разреза комплекса распространены более чистые разновидности известняков.

Доломиты однородны по составу и строению. Содержание доломита в них от 30,34 до 94,43%. Нерастворимый остаток соответственно равен 3,5 и 0,72%.

Брекчии придают описываемому комплексу важную индивидуальную особенность. В геологической литературе они получили специальное название «каратауские брекчии». Аргиллитовые брекчии распространены узкими полосами в крыльях всех синклиналей фаменских отложений Каратау. Они представляют собой типичные тектониты, гидротермально измененные, и состоят из обломков аргиллитов, сцементированных карбонатным материалом и мелкообломочной аргиллитово-алевролитовой массой. Брекчии карбонатных пород имеют еще более широкое распространение и достигают значительной мощности в разрезе нижнего турона. Размеры обломков меняются от долей сантиметров до нескольких метров. Цемент брекчий часто представлен тонким среднезернистым или неравномернозернистым карбонатом, который по цве-

ту, структуре и составу почти ничем не отличается от небрекчированных слоистых пород, вмещающих брекчию.

Физико-механические свойства карбонатных пород комплекса: объемная масса 2,48—2,82 г/см³ ($\bar{x}=2,65$, $n=65$); водопоглощение 0,05—6,86% ($\bar{x}=1,62$, $n=34$). Породы формаций обводнены. Подземные воды вскрываются на глубинах от 3,5 до 300 м. По данным Г. А. Калмыковой (1970), водообильность известняков и доломитов характеризуется расходами многочисленных родников преимущественно 1—10 л/с, а суммарные расходы некоторых групповых выходов подземных вод в Центральном и Юго-Восточном Каратау достигают 1000—4000 л/с с расходами крупнейших одиночных родников до 150—200 л/с. В Северо-Западном Каратау родники имеют расходы не более 92 л/с, чаще составляя 0,5—5 л/с, но выходы подземных вод очень многочисленны. Дебиты скважин колеблются в широких пределах — от 0,2—1 до 98 л/с при понижениях от 0,25 до 30 м, расходы воды на самоизливе до 52 л/с. Воды пресные и ультрапресные с минерализацией — 0,1—0,7 г/л, чаще 0,22—0,45 г/л. По химическому составу они преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевого, реже кальциевого. Иногда отмечается слабая общекислотная и сульфатная агрессивность, возрастающая в районах месторождений сульфидных свинцово-цинковых руд.

Верхнетурнейский среднекаменноугольный, прибрежно-морской комплекс: известняки, доломиты, мергели, сланцы, песчаники, туфогенные песчаники и туффиты, порфириды, конгломераты, брекчии, кремни и кремнистые породы. Общая мощность отложений 825—2720 м. Мощность зоны выветривания 60—100 м.

Известняки наиболее характерны для Центрального Каратау и хр. Боролдаятау. Они представлены здесь внизу серыми чистыми и доломитистыми известняками, мелкозернистыми и тонкоплитчатыми, с прослоями глинистых известняков, в средней части чередующимися с алевролитами и известняками с прослоями конгломерат-брекчий; сверху — серыми органогенно-обломочными известняками, тонкозернистыми, от массивных до среднеслоистых, среди которых спорадически встречаются слои с линзами и желваками кремния.

Песчаники состоят из обломков кварца, кремнистой и глинисто-кремнистой пород, карбонатизированных известняков, единичных обломков пород, замещенных хлоритом и лейкоксеном, микрофелзита и др. Структура пород мелкозернистая, размер обломков 0,1—0,3 мм. Цемент кальцитовый.

Алевролиты известковистые состоят преимущественно из кварца (более 50%), чешуек серицита и биотита; цемент — железисто-карбонатный мелкозернистый агрегат с примесью глинистого материала.

Сланцы глинисто-алевритистые; под микроскопом представляют собой глинисто-карбонатную массу с обильным количеством алевритистого материала, представленного в основном тонкозернистым кварцем; текстура микрослоистая, сланцы и алевролиты характерны для нижней пачки боролдайского горизонта.

Физические свойства карбонатных пород комплекса: объемная масса 2,35—2,72 г/см³ ($\bar{x}=2,64$; $n=29$); водопоглощение 0,03—3,04% ($\bar{x}=0,93$; $n=9$). Песчаники и алевролиты: объемная масса 2,35—2,74 г/см³ ($\bar{x}=2,65$; $n=6$); водопоглощение 0,76%. Сланцы и аргиллиты: объемная масса 2,66—2,74 г/см³ ($\bar{x}=2,7$; $n=5$).

В Кошкаратинской и Боролдайской структурах расходы родников, связанных с грунтовыми водами зоны открытой трещиноватости, состав-

ляют 0,05—20 л/с, чаще всего от 0,2—1 до 5 л/с (по данным И. Дивеева). В других районах Большого Каратау отмечается значительная обводненность известняков верхнего турона. Отложения верхней части разреза, содержащие прослои терригенных пород, характеризуются слабой водоносностью. Подземные воды пресные с минерализацией 0,13—0,53 г/л, гидрокарбонатные кальциево-магниевого, реже гидрокарбонатно-сульфатного. Редко наблюдается слабая общекислотная агрессивность.

Карбонатно-терригенная формация турнейско-средне-визейского возраста представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками, аргиллитами, мергелями, известняками с линзами и прослоями халцедонолитов, ангидритов и гипсов. Распространена узкой полосой вдоль северо-восточного склона хр. Малый Актау. Мощность отложений формации в направлении с северо-запада на юго-восток изменяется от 300 до 1200 м.

Физико-механические свойства пород в образцах. Конгломераты и гравелиты имеют объемную массу 2,60—2,71 г/см³ ($\bar{x}=2,64$, $n=8$); водопоглощение 1,89—2,38% ($\bar{x}=1,98$); песчаники и алевролиты имеют объемную массу 2,49—2,82 г/см³ ($\bar{x}=2,65$, $n=28$); водопоглощение 0,101—3,70% ($\bar{x}=1,21$, $n=23$). Механические свойства пород: временное сопротивление сжатию 775,5·10⁵ Па, угол внутреннего трения 21—50°, сцепление 490·10⁵—200·10⁵ Па. Мергели и аргиллиты имеют объемную массу 2,64—2,69 г/см³ ($\bar{x}=2,66$, $n=6$); водопоглощение 0,45—1,68% ($\bar{x}=1,86$, $n=5$). Коэффициент фильтрации для мергелей 0,014 м/сут, для известняков — 1,5—3,5 м/сут. Известняки и доломиты: объемная масса 2,39—2,86 г/см³ ($\bar{x}=2,65$, $n=46$); водопоглощение 0,18—2,02% ($\bar{x}=0,85$; $n=32$); временное сопротивление сжатию 1404·10⁵ Па.

В полосе выхода пород карбонатно-терригенной формации распространены грунтовые воды, залегающие на глубинах от 3,5 до 50 м. Иногда они имеют небольшой местный напор — 0,4—7,6 м. В зоне активного водообмена грунтовые и трещинно-жильные воды пресные, минерализация 0,5—1 г/л, гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и кальциево-магниевого. Подземные воды глубокой циркуляции имеют повышенную минерализацию до 1,5 г/л и более, сульфатный кальциево-натриево-магниевый и сульфатно-хлоридный кальциево-магниевый составы и сульфатную агрессивность.

Нижемолагасская (морская сероцветная) формация среднего визе-памюра распространена в районе Большого и Малого Каратау. Представлена конгломератами, песчаниками, аргиллитами, мергелями с прослоями известняков.

Физические свойства пород: конгломераты, песчаники, алевролиты имеют объемную массу 1,80—2,71 г/см³ ($\bar{x}=2,47$, $n=8$), водопоглощение 0,05—3,26% ($\bar{x}=1,17$, $n=3$). У известняков объемная масса 2,64—2,8 г/см³ ($\bar{x}=2,69$; $n=5$). Физико-механические свойства пород (Малый Каратау): известняки — временное сопротивление сжатию от 100—104 до 760·10⁵—1224·10⁵ Па, угол внутреннего трения 33—54°, сцепление 135·10⁵—300·10⁵ Па; песчаники известняковые — временное сопротивление сжатию от 140·10⁵ до 1875·10⁵ Па ($\bar{x}=1202$, $n=10$), угол внутреннего трения от 18—21 до 27—35° ($\bar{x}=29$, $n=17$), сцепление 180·10⁵—435·10⁵ Па ($\bar{x}=321$, $n=7$).

В Большом Каратау грунтовые воды вскрываются на глубине до 16—20 м, иногда они имеют местный напор до 12,6 м. Родники нисходя-

шего типа, с расходами 0,04—21,6, чаще до 1 л/с; максимальные расходы имеют родники, связанные с трещиноватыми и кавернозными известняками (до 5—20 л/с). В Малом Каратау грунтовые воды вскрываются на глубинах 0,1—25,0 м. Расходы родников от 0,02 до 2,5 л/с.

В зоне активного водообмена подземные воды в Большом Каратау пресные с минерализацией 0,3—0,5, редко до 1—1,1 г/л, от гидрокарбонатных кальциевых до сульфатно-гидрокарбонатных натриево-кальциевых. В Малом Каратау воды пресные и слабосоленоватые с минерализацией от 0,8—1,4 г/л до 1,2—3,3 г/л; сульфатные-кальциево-магнєвые, реже сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые и, как исключение, сульфатно-хлоридные. Встречаются воды со слабой общекислотной агрессивностью, в Малом Каратау — с сульфатной агрессивностью.

Верхнемолассовая континентальная красноцветно-соленосная формация средне-верхнекаменноугольного возраста. Породы распространены широкой полосой от оз. Аккель до долины р. Чабакты в горах Кызылканат и представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами с прослоями известняков, мергелей, кремней и пелловых туфов. Общая мощность пород 460—495 м, мощность зоны выветривания и зоны открытой трещиноватости 50—75 м.

Конгломераты и гравелиты ритмично переслаиваются с песчаниками и алевролитами пластами мощностью от нескольких сантиметров до 24 м. Преобладают мелко- и среднегалечные разности, но встречаются и крупногалечные с валунами до 50—60 см.

Песчаники и алевролиты полимиктовые по составу. Обломки слабоокатаны. Характерна однонаправленная толстая косяя слоистость. Цемент железисто-известковый.

Физико-механические свойства конгломератов и песчаников: объемная масса 2,44—2,79 г/см³ ($\bar{x}=2,64$, $n=10$); водопоглощение 0,33—5,9% ($\bar{x}=1,63$, $n=10$); временное сопротивление сжатию от 160—566 до $938 \cdot 10^5$ — $2000 \cdot 10^5$ Па ($\bar{x}=894$, $n=5$); угол внутреннего трения 40—45°; сцепление $120 \cdot 10^5$ — $485 \cdot 10^5$ Па.

Обводненность комплекса спорадическая. Грунтовые воды слабосоленоватые с общей минерализацией 2,55—5,8 г/л, сульфатные кальциево-натриевые и сульфатно-хлоридные натриево-магнєвые. Подземные воды характеризуются высокой сульфатной агрессивностью.

Интрузивная формация включает докембрийский комплекс средних и основных пород: средне- и мелкозернистые диориты, габбро-диориты, массивные или рассланцованные мелкозернистые габбро-диабазы; позднепротерозойский комплекс кислых и щелочных пород: крупнозернистые, лейкократовые, гнейсовидные граниты и граносиениты с порфиروبластовой структурой, кварцевые сиениты, нормальные биотитовые и микроклиновые граниты, лейкократовые сиениты, крупнозернистые и порфировидные моноцитониты, гнейсовидные порфиroidы; раннепалеозойский комплекс основных и ультраосновных пород: биотитовые сиениты — порфиры, антимонитовые серпентиниты, серпентинизированные пироксениты и амфиболитизированные габбро; позднеордовикский комплекс гранитоидов — гранитоиды от мелко- до крупнозернистой структуры, биотитовые и роговообманковые мелко- и среднезернистые граниты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, граносиениты, лейкократовые граниты; позднепалеозойский постсреднекарбонный комплекс кислых средних и основных пород преимущественно жильной фации: гранит-порфиры, плагногранит-порфиры, лампорфиры, аплитовидные граниты,

лейкократовые граниты, аплиты, кварцевые диориты, диоритовые порфиры.

Физические свойства гранитоидов Малого Каратау: объемная масса 2,24—2,78 г/см³ ($\bar{x}=2,64$, $n=12$); водопоглощение 0,68—2,53%. Коэффициент фильтрации гранитов в зоне выветривания 3,3—6,9 м/сут.

По данным В. П. Черепанова, грунтовые воды в зоне выветривания питают редкие родники с расходами чаще всего до 0,1 л/с. Воды пресные с минерализацией до 0,3—1,04 г/л, мягкие, общая жесткость 1—3,8 мг-экв; гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые.

Альпийский структурный этаж. Терригенная угленосная (сероцветная полимиктовая) формация верхнего триаса — юры. В составе формации развиты отложения различной фациальной принадлежности. В рет-нижнеюрское время формировались аллювиально-дельтовые и озерно-болотные осадки, представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями общей мощностью до 1800 м. В средней и ранней верхней юре отлагались преимущественно озерные осадки: песчаники, алевролиты, аргиллиты, горючие сланцы. Мощность 450 м. В поздне-верхнеюрское время формировались аллювиально-озерные отложения: доломиты и известняки, песчаники, алевролиты, конгломераты, аргиллиты общей мощностью 270 м. Триас-юрские отложения слабо обнажены, с поверхности они перекрыты лессовидными суглинками, образуя увалисто-адырный рельеф с высокой интенсивностью горизонтального расчленения.

Несоднородность пород по коллекторским свойствам, перемежаемость проницаемых и практически водоупорных слоев определили в общем слабую обводненность пород формации. Грунтовые воды залегают на глубине от 2,5 до 8—10 м и более. Воды пресные с минерализацией 0,2—1,0 г/л; гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные со смешанным составом катионов.

Верхнетерригенная формация олигоцен-плиоценового возраста: глины, суглинки, известняки, мергели, пески, гравийно-галечники, гравелиты, песчаники, алевролиты, конгломераты. Распространена в предгорьях и внутригорных впадинах хребтов Большого и Малого Каратау, местами на водораздельных плато. Общая мощность отложений до 150 м.

Глины нижней части разреза высокодисперсные. Содержание глинистой фракции от 59 до 76,47%. Минералогический состав глинистой фракции монтмориллонитовый. Содержание водорастворимых солей в глинах изменяется от 0,0808 до 0,1623 г на 100 г сухого грунта. Глины отличаются высокой карбонатностью (4,9—55,1%).

Суглинки верхнего фациального комплекса менее дисперсны. Содержание глинистой фракции от 20,2 до 37,2% ($n=20$). Содержание частиц диаметром $<0,002$ мм — 13,1—32%. Содержание водорастворимых солей в суглинках в 24 пробах не превышает 0,1%. Содержание карбонатов кальция — 11,98—29,01% ($\bar{x}=19,02$, $n=20$) (табл. 53).

В отложениях плиоцена на северо-восточном склоне хр. Большой Каратау развиты подземные воды спорадического распространения. Минерализация их от 0,3—0,6 до 5,7 и даже 65 г/л. Химический состав гидрокарбонатный, хлоридно-сульфатный натриево-магниевый, натриево-кальциевый и кальциевый. Подземные воды обладают сульфатной агрессивностью.

Четвертичные отложения распространены ограниченно и представлены несколькими геолого-генетическими комплексами.

**Физико-механические свойства пород верхнестерригеной формации
олигоцен-плиоценового возраста**

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Глины				
Пределы пластичности:				
верхний, %	8	28—55	40,5	7,84
Число пластичности	8	11—23	15,75	3,3
Влажность, %	8	7,8—21,3	14,15	4,11
Плотность, г/см ³	8	2,72—2,75	2,73	0,011
Объемная масса скелета, г/см ³	8	1,55—1,93	1,74	0,116
Пористость, %	8	29,3—43,6	36,33	4,41
Модуль деформации, 10 ⁵ Па:				
в естественном состоянии	5	25—183	96,6	—
при водонасыщении	3	18—38	—	—
Суглинки				
Пределы пластичности:				
верхний, %	22	23—31	27,5	2,13
Число пластичности	22	8—16	10,13	1,86
Влажность, %	22	9,3—20,7	15,15	3,31
Плотность, г/см ³	23	2,70—2,72	2,71	0,012
Объемная масса скелета, г/см ³	23	1,52—1,84	1,69	0,084
Пористость, %	23	31,8—43,7	37,5	3,08
Полная влагоемкость, %	20	17,3—28,8	22,24	2,96
Величина набухания, %	18	0,1—35,3	15,16	9,32
Модуль деформации, 10 ⁵ Па:				
в естественном состоянии	10	56—461	207	—
при водонасыщении	10	15—316	125	—
Сцепление, 10 ⁵ Па:				
при естественном состоянии	13	0,4—3,2	1,96	0,86
при водонасыщении	13	0,3—1,9	1,09	0,65

Геолого-генетический комплекс нижнечетвертичных аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений: валунно-галечники, гравийно-галечники, конгломераты, гравелиты, песчаники, суглинки.

Валунно-галечники развиты вблизи гор и в горной части района. В Центральном Каратау они состоят из валунов (40—45%), гальки (10—23%), гравия (2—35%). Заполнитель — песок и супесь (35—65%).

Гравийно-галечники распространены на периферии шлейфов конусов выноса в пределах предгорной равнины. Обломочный материал имеет размеры от 0,5 до 0,05—0,01 м. Заполнитель песчано-глинистый. С поверхности перекрыты суглинками мощностью до 3—4 м.

Конгломераты слагают аккумулятивную часть четвертичных речных террас в горной части района и подгорные останцы древних конусов. Конгломераты крупногалечные, с редкими мелкими валунами. Цемент известково-глинистый и песчано-известковистый, часто неравнопрочный.

Гравелиты и песчаники характерны для периферийных частей древних предгорных шлейфов. Часто они содержат линзы песков и супесей. Песчаники по составу кварц-полевошпатовые, разномзернистые, цемент карбонатный. Мощность отложений от 1—5 до 60—70 м.

Лессовидные породы представлены суглинками легкими и средними. Плотность их 2,63—2,78 г/см³, объемная масса 1,61—2,06 г/см³, пористость 50%, коэффициент фильтрации 0,43—2 м/сут.

Подземные воды пресные с минерализацией до 1 г/л. Химический состав их гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный и реже сульфатный натриево-кальциевый.

Геолого-генетический комплекс нижнечетвертичных субэральных отложений представлены лессовидными суглинками мощностью от 1—2 до 30—40 м.

Суглинки однородны по составу и внешнему облику, макropopистые, рыхлые, рассыпчатые, комковатые. Содержание карбонатов (44 пробы) изменяется от 6,01—18,07 до 23,70—26,85% (табл. 54).

Таблица 54

Физико-механические свойства суглинков геолого-генетического комплекса нижнечетвертичных субэральных отложений

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Верхний предел пластичности, %	61	20—44	28,8	3,58
Число пластичности	61	12—25	19,4	2,48
Влажность, %	47	5,4—23,2	14,6	4,1
Плотность, г/см ³	62	2,60—2,74	2,68	0,03
Объемная масса скелета, г/см ³	62	1,28—1,76	1,54	0,12
Объемная масса, г/см ³	62	1,33—2,05	1,73	0,17
Пористость, г/см ³	62	34,8—50,4	42,8	3,9
Полная влагоемкость, %	7	21,8—31,2	27,4	—
Коэффициент фильтрации, м/сут	9	0,0012—0,205	0,052	—
Набухание, %	40	0,06—31	7,28	7,79
Модуль деформации, 10 ⁵ Па:				
в естественном состоянии	58	11—1231	191,4	244
при водонасыщении	58	11—385	65,3	64,1
Сцепление, 10 ⁵ Па:				
в естественном состоянии	7	0,32—2,3	1,24	—
при водонасыщении	7	0,04—0,8	0,17	—

Геолого-генетический комплекс среднечетвертичных аллювиальных отложений: гравийно-галечники, конгломераты, суглинки. Распространен в долинах гор и внутригорных впадинах.

Конгломераты развиты в виде узких площадок-карнизов. Цемент крепкий, глинисто-карбонатный. Обломочный материал средне- и крупногалечный, от хорошей окатанности до средней. Мощность конгломератов не превышает 1—2,5 м.

Гравийно-галечники характерны для русловой фации аллювия продольных долин рек, протекающих по внутригорным впадинам.

Суглинки светло-желтые, в верхней части гумусированные (до 1 м), имеют лессовидный облик, ниже иногда обогащены мелкой, хорошо окатанной галькой и гравием (табл. 55).

Обводненность пород наблюдается только в крупных долинах внутригорных впадин. Вода пресная, минерализация 0,37—0,4 г/л, гидрокарбонатная кальциево-натриевая.

Геолого-генетический комплекс среднечетвертичных пролювиальных отложений: валуно- и гравийно-галечники, пески, супеси, суглинки. Распространен на предгорных равнинах и в горных устьях рек хр. Большой Каратау, у северного подножия хребтов Кэджин и Улькен-Бурултау, образует шлейфы конусов выноса или небольшие останцы. Обломочный материал в составе грубообломочных пород, полимиктовый или кварц-полевошчатовый, плохо

**Физико-механические свойства суглинков геолого-генетического комплекса
среднечетвертичных аллювиальных отложений**

Показатели	Пределы	$\bar{x}$
Верхний предел пластичности, %	26—33	29
Число пластичности	9—16	12,5
Влажность, %	18,34—27,0	23,2
Плотность, г/см ³	2,63—2,7	2,66
Объемная масса, г/см ³	1,66—1,87	1,78
Объемная масса скелета, г/см ³	1,31—1,54	1,44
Пористость, %	42,10—51,48	45,60
Полная влагоемкость, %	29,44—38,0	33,92
Модуль деформации, 10 ⁶ Па	16,86—45,10	39,05
Угол внутреннего трения, °	13°—15°30'	13°07'
Сцепление, 10 ⁶ Па	0,155—0,528	0,315

отсортирован, различной степени окатанности (иногда угловатый), со слабо выраженной грубой косою слоистостью. Мощность отложений изменяется от 3—5 до 53—78 м, уменьшаясь от гор к периферии подгорных шлейфов.

Объемная масса дресвяных и гравийных грунтов в массиве составляет 1,74—2,12 г/см³; объемная масса заполнителя (песок) в рыхлом состоянии 1,33 г/см³, в плотном — 1,61 г/см³; верхний предел пластичности суглинистого заполнителя (%) 26—35 ($\bar{x}=30$, $n=8$); число пластичности 5—15 ($\bar{x}=9,4$); коэффициент фильтрации, по данным опытных наливов, в зависимости от состава и плотности сложения заполнителя изменяется от 0,95 до 4,6 (шлейф хр. Кокджон) до 10—12 м/сут — средняя и южная части шлейфа Северо-Западного Каратау (Н. Н. Салов, 1966).

Обводненность пород неравномерная, в вершинах конусов подземные воды иногда залегают очень глубоко — до 100 м и более (шлейф хр. Кокджин); изолированные остайцы конусов в центральной части северо-восточного склона полностью сдренированы. В средней части шлейфов и по периферии грунтовые воды залегают на глубине от 1,5—2 до 30—36 м и более.

Подземные воды пресные и слабосоленоватые с минерализацией до 1—4 г/л, гидрокарбонатно-сульфатные и хлоридно-гидрокарбонатные. Воды повышенной минерализации обладают слабой сульфатной агрессивностью.

Геолого-генетический комплекс средне-верхне-четвертичных элювиально-делювиальных отложений распространен на адырных предгорьях. Представлен суглинками, песками, дресвой. Мощность от 1—3 до 8—10 м.

Суглинки от средних до легких, макропористые с примесью зерен крупного песка, дресвы и щебня, незасоленные, слабо- и средnezасоленные. Модуль деформации $89 \cdot 10^5$ — $181 \cdot 10^5$ Па; угол внутреннего трения при естественной влажности 17—21°, в водонасыщенном состоянии — 16—17°; сцепление соответственно 0,24—1,6 и $0,1 \cdot 10^5$ — $0,2 \cdot 10^5$ Па (табл. 56).

Грунтовые воды вскрываются на глубине от 0,7—0,85 до 2,0 м. Воды пресные и ультрапресные с минерализацией до 0,5 г/л (хр. Кокджон), гидрокарбонатные кальциево-магниевого и кальциевого. Иногда обнаруживается агрессивная уголекислота.

**Физико-механические свойства суглинков геолого-генетического комплекса
средне-верхнечетвертичных элювиально-делювиальных отложений**

Пластичность		Влажность, %	Плотность, г/см ³	Объемная масса, г/см ³	Объемная масса скелета, г/см ³	Порис- тость, %
верхний пре- дел, %	число плас- тичности					

Западная окраина г. Кентау

23—42 | 8—22 | 8,1—24,34 | 2,65—2,68 | 2,06—1,72 | 1,38—1,85 | 30—48

Правобережье р. Уртас, пос. Ачисай

22—32 | 7—11 | — | 2,65—2,67 | 1,89—2,01 | 1,54—1,72 | 33—42

Юго-Восточный Каратау

26—30 | 7—10 | 6,83—17,19 | 2,69—2,70 | 1,68—1,74 | 1,43—1,67 | 38—15

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных пролювиальных отложений: валунно- и гравийно-галечники, пески, супеси, суглинки. Распространен на предгорных равнинах хребтов Большой и Малый Каратау. Мощность изменяется от 8—13 до 30—60 м.

Гравийно-галечники по гранулометрическому составу неоднородны и классифицируются как галечниковые, чаще гравийные, а также пески гравелистые и крупные. Обломочный материал полимиктовый, реже аркозвый и кварцевый.

Суглинки палевые, макропористые, с гравием и мелкой галькой.

Объемная масса галечников в массиве 2,02 г/см³, песков 1,83 г/см³. Коэффициент фильтрации суглинков от 0,0175 до 3,36 м/сут, редко достигает 5 м/сут (табл. 57).

Таблица 57

**Физико-механические свойства суглинков геолого-генетического комплекса
верхнечетвертичных пролювиальных отложений
(по данным Казводканалпроекта, КазГНИЗа и др.)**

Пункты опробования	Пластичность		Влажность, %	Плотность, г/см ³	Объемная масса, г/см ³	Порис- тость, %
	верхний пре- дел, %	число плас- тичности				
Р. Кантага	25—40	3—17	—	2,69—2,71	1,63—2,0	36—40
Р. Ачисай	22—30	8—10	—	2,70	1,38—2,02	36—50
	20—22	7—6	—	2,70	1,49	47
С. Чулак	20—23	5—4	4,8—19,42	2,69—2,70	1,73—2,12	33—42
Курган	22—30	5—12	2,5—17,69	2,70—2,72	1,56—1,80	44

Механические свойства суглинков: коэффициент сжимаемости изменяется в пределах от 0,005—0,017 (при естественной влажности) до 0,017—0,053 см²/кг (в водонасыщенном состоянии). Соответственно модуль деформации равен 275—83 и 26·10⁵—12·10⁵ Па; угол внутреннего трения 31—36°, сцепление 0,5·10⁵—0,6·10⁵ Па.

Отложения комплекса повсеместно содержат грунтовые воды. Глубина уровня изменяется от 1—4 до 15—20 и даже 40—50 м. Грунтовые

воды пресные с минерализацией 0,3—1 г/л, реже солоноватые и слабо-соленые (1,5—6 г/л). Химический состав гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый, кальциево-магнийсый, натриево-магниевый.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных аллювиальных отложений: суглинки, гравийно-галечники, пески, конгломераты и гравелиты. Мощность изменяется от 1,5—2 до 30—50 м.

Конгломераты и гравелиты средне- и мелкогалечные, полимиктовые, цемент карбонатный и песчано-глинисто-карбонатный.

Суглинки макропористые, сверху (до 0,7—1 м) гумусированные, ниже сильно карбонатизированные (табл. 58).

Таблица 58

Физико-механические свойства суглинков геолого-генетического комплекса верхнечетвертичных аллювиальных отложений

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Верхний предел пластичности, %	20	24—35	29,60	7,23
Число пластичности	20	6—12	8,3	2,59
Влажность, %	20	6,86—22,6	13,04	4,39
Плотность, г/см ³	20	2,67—2,8	2,70	0,04
Объемная масса, г/см ³	20	1,51—2,5	1,84	0,23
Объемная масса скелета, г/см ³	20	1,39—1,88	1,61	0,14
Пористость, %	20	31,83—47,94	40,57	4,75
Коэффициент фильтрации, м/сут	9	0,0219—0,985	0,166	—
Величина набухания, %	11	0,17—11,10	3,19	3,6
Модуль деформации, 10 ⁵ Па:				
при естественной влажности	20	29—389	128,8	92,1
при насыщении водой	20	14—238	64,0	64,3
Коэффициент относительной просадочности (P — 3 · 10 ⁵ Па)	20	0,001—0,103	0,031	0,030
Угол внутреннего трения, град:				
при естественной влажности	10	17—42	25	—
под водой	10	13—30	16	—
Сцепление, 10 ⁵ Па:				
при естественной влажности	9	0,39—1,05	0,68	—
при насыщении водой	15	0,2—0,7	0,303	0,18

Глубина залегания грунтовых вод не превышает 5—6 м. Воды пресные с минерализацией 0,5, редко до 0,83—1,02 г/л, гидрокарбонатные кальциевые.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных-современных делювиально-пролювиальных отложений: гравийно-галечники, щебнистые и дресвяные пески, супеси, суглинки. Распространен у самого подножия горных склонов хребтов и отдельных вершин, образуя маломощные шлейфы. Мощность от 1 до 25 м.

Суглинки легкие макропористые, в значительной степени карбонатизированы.

Обводненность пород спорадическая. Воды в основном пресные, с минерализацией 0,33—0,9 г/л, гидрокарбонатные. Наблюдается слабая сульфатная агрессивность, иногда высокое содержание агрессивной углекислоты и присутствие свободного кислорода (табл. 59).

Геолого-генетический комплекс современных аллювиальных и коллювиально-аллювиальных отложе-

**Физико-механические свойства суглинков верхнечетвертичных современных
делювиально-пролювиальных отложений**

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Верхний предел пластичности, %	14	21—34	28,3	3,29
Число пластичности	14	3—15	8,5	3,48
Влажность, %	15	2,96—21,2	10,73	5,82
Плотность, г/см ³	15	2,67—2,73	2,69	0,02
Объемная масса, г/см ³	15	1,39—2,0	1,68	0,18
Объемная масса скелета, г/см ³	15	1,28—1,80	1,51	0,12
Пористость, %	15	36,56—52,42	43,88	4,33
Величина набухания, %	7	2,20—13,5	6,30	—
Модуль деформации, 10 ⁵ Па:				
в естественном состоянии	14	36—400	162,7	—
при водонасыщении	9	16—352	97,7	—
Коэффициент относительной просадочности (при P = 3·10 ⁵ Па)	12	0,02—0,16	0,077	—
Угол внутреннего трения, град.:				
в естественном состоянии	5	24—40	29	—
при водонасыщении	11	11—31	22	—
Сцепление, 10 ⁵ Па:				
в естественном состоянии	5	0,53—3,09	1,45	—
при водонасыщении	11	0,05—0,39	0,17	—

и ий: гравийно-галечники, валуны, глыбы, щебень, дресва, пески, супеси, суглинки. Распространен повсеместно по долинам горных рек и на предгорных равнинах. Мощность от 1,5—2 до 15—20 м.

Коллювиальные отложения состоят из глыб, щебня и дресвы с включением окатанного материала. Заполнитель суглинисто-песчаный. Главная особенность пород — высокая неоднородность гранулометрического состава, степени окатанности обломков при сравнительно однообразном составе самих обломков. Аллювий представлен суглинками и супесями с линзами разнозернистого песка.

Породы комплекса обводнены. Глубина зеркала грунтовых вод от 0,1—0,8 до 3,6 м. Родники имеют расходы 0,1—15 л/с, чаще не превышают 2 л/с. Воды пресные с минерализацией 0,2—0,8 г/л, гидрокарбонатные кальциевые.

Современные геологические процессы

Эрозия. На поднятиях сводового и горсто-глыбового типа развиваются процессы доинной эрозии, формирующие глубокие и крутосклонные участки долин с каньонами, петлями меандр, врезанных в скальные породы (р. Боролдай, реки Тамды и Коктал в хр. Улькеи-Актау), с перекатами и цокольными поймами. Напряженность донной эрозии постепенно или резко (вблизи разломов, выраженных в рельефе) уменьшается от поднятий к новейшим межгорным и внутригорным впадинам. Наиболее стойкими к эрозии являются отложения карбонатных формаций любого возраста.

Струйчатая эрозия особенно характерна для увалистого рельефа Терс-Кошкаратинской депрессии. Она выражается в образовании субпараллельных или радиальных промоин в покровных субаэральных суг-

линках нижнечетвертичного возраста. Густота промоин—70—100 шт. на 1 пог. км, а интенсивность горизонтального расчленения достигает 4,14 км/км².

Плоскостной смыв наблюдается в аридной зоне мелкосопочного рельефа Малого Каратау. Кратковременные ливневые дожди мгновенно формируют струи и потоки, смывающие мелкозем и более крупные обломки с обнаженных склонов в межсопочные понижения — такыры и каки.

Сели Каратау представляют собой водокаменные потоки ливневого типа. Они образуются в коротких поперечных долинах с крутым «невыработанным» профилем (северо-восточные склоны хребтов Кокджон, а также Улькен-Актау в Малом Каратау и др.). Каратау характеризуется относительно слабой селеопасностью бассейнов, но высокой повторяемостью селей при малой мощности последних.

Карст и суффозия развиты особенно широко и пространственно связаны с комплексами карбонатных пород девона и карбона. Поверхностные формы карста встречаются по всей территории Большого Каратау, но наиболее распространены в районах хр. Боролдайтау: карстовые и эрозионно-карстовые котловины и долины, слепые овраги, карстовые воронки различного типа, ниши, каверны, трещины, борозды, карры, карстовые поля и др.

Карстовые воронки расположены чаще на склонах увалов, имеют большие размеры и строгую воронкообразную, реже чашеобразную форму. Карстово-суффозионные воронки и провалы наблюдаются в районах хр. Боролдайтау на дне слепых долин и оврагов, где образуют линейно-вытянутые цепочки в покровных лессовидных суглинках. Погребенные воронки широко распространены в Центральном Каратау. Они имеют большие размеры (диаметр 25—60 м) и глубину (от 10—15 до 30 м), но слабо выражены в рельефе.

Подземные формы карста многообразны: пещеры, пещеры-ниши, каналы, каверны, трещины и др. Установленная бурением глубина их распространения — 110—370 м (Ачисай, Миргалимсай).

Пещеры и пещеры-ниши обнажаются в крутых склонах речных долин на разных геоморфологических уровнях. Наиболее крупные пещеры обнаружены на юго-западном склоне Центрального Каратау и в хр. Боролдайтау.

Оползневые явления встречаются спорадически на склонах долин рек и оврагов субаридной зоны Большого Каратау. По механизму образования и глубине захвата склона они подразделены нами на собственно оползни, оплывины и грунтовые лавины.

Оползни—глубокие смещения масс горных пород, встречаются главным образом в местах распространения пород верхней юры (карабастауская свита), иногда перекрытых массивными конгломератами верхнего мела. Возникновение оползней подобного типа, возможно, связано с размягчением слабых «бумажных» сланцев при увлажнении и последующим выдавливанием (течением) их под тяжестью массивных конгломератов.

Грунтовые лавины возникают на склонах северо-западной экспозиции, главным образом в районах хр. Боролдайтау, и представляют собой смещения дерново-почвенного слоя и делювиальных суглинков по коренной основе. Характерны для крутых склонов (до 45°) выпуклого профиля. Глубина смещений от 0,5—1,0 до 3,0 м, размеры в плане — десятки, реже сотни квадратных метров. Сход грунтовых лавин связан с оттаиванием и переувлажнением почв и грунтов при зимних и весенних оттепелях.

Сейсмичность Каратау, района с умеренной интенсивностью неотектонических движений, оценивается в 6—7 баллов. К 7-балльной зоне относится в основном юго-восточная часть Каратау.

Инженерно-геологические условия Каратауского региона сложные и разнообразны и в общем неблагоприятны. Они характеризуются высокой степенью расчлененности рельефа, сложностью геологических условий, широким развитием скальных выветрелых и трещиноватых пород. Большая роль в становлении современной инженерно-геологической обстановки принадлежит новейшим тектоническим движениям. Наибольшую опасность представляют в горной части эрозии всех видов, карст, физическое выветривание и гравитационные процессы.

ГЛАВА 22

СРЕДИННО-ТЯНЬШАНЬСКИЙ РЕГИОН

Регион располагается на территории четырех республик: Казахской ССР, Узбекской ССР, Киргизской ССР и Таджикской ССР.

Рельеф региона образован системой хребтов и разделяющих их депрессий. Юго-западные отроги Тянь-Шаня представлены серией параллельных хребтов (Каржантау, Угамский, Пскемский, Чаткальский, Кураминский и др.). Максимальные отметки имеют Чаткальский, Пскемский и Угамский хребты—3500—4500 м. Высота Кураминского хребта не превышает 2600 м. Для всех хребтов характерно преобладание крутосклонного глубоко расчлененного рельефа. В распределении типов рельефа хребтов заметно выражена вертикальная ярусность. К осевым частям (2700—3000 м и более) приурочен альпийский гляциальный рельеф со следами древнего оледенения и современными снежниками. Глубина расчленения здесь достигает 1500 м. На высотах 1500—3000 м расположен резко расчлененный высокогорный рельеф без гляциальных форм с глубиной расчленения более 2000 м. Ниже 1500—2000 м распространен среднегорный рельеф, для которого характерна мягкость форм, округлые вершины, широкое развитие коры выветривания. Глубина расчленения здесь 500—1000 м. Очень мягкий рельеф среднегорного облика имеют периферические части межгорных депрессий, разделяющих основные хребты. В восточной части региона размещены хребты: Молдотау, Нуратау, Джетымтау, Атбаши, Борколдой и др., составляющие антиклинорий Большого Нарына. Наибольшей высоты достигают хребты Джетымтау (4931 м), Борколдой (5049 м), Атбаши (4786 м), Сарыджаз (4799 м). Крупнейшая впадина региона — Алабуга-Нарынская — имеет ширину до 50 км и длину до 175 км. Абсолютные отметки ее днища достигают 2250 м. Между Чаткальским и Пскемским хребтами расположена Чаткальская впадина, обладающая корытообразным профилем и плоским дном. Длина ее 140 км, ширина — 10—15 км.

Инженерно-геологическая характеристика пород

В Срединном Тянь-Шане развиты дорифейский, позднедокембрийский-нижнепалеозойский (каледонский), средне-верхнепалеозойский (герцинский) и мезокайнозойский (альпийский) структурные этажи.

Дорифейский структурный этаж представлен метаморфической формой раннепротерозойского возраста, развитой в Сарыджазском, Атбашинском и Кассанском блоках. Она представлена амфибол-биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами, амфиболитами общей мощностью 3000—4000 м.

Позднедокембрийский-нижнепалеозойский (каледонский) структурный этаж образован метаморфической формой докембрия, терригенно-карбонатной слабо метаморфизованной формой кембрия-нижнего ордовика и вулканогенно-терригенной формой среднего ордовика-силура.

Метаморфическая форма докембрия отличается слабым преобразованием пород, хорошо сохранивших первичные структурные и текстурные особенности. В основании разрывов присутствуют покровы кислых эффузивов, переслаивающиеся с горизонтами пирокластических пород того же состава (порфир-туфовая свита). Видимая мощность формации достигает 2500 м. Вулканогенные породы обычно рассланцованы и часто превращены в серицит-кварцевые и другие сланцы. Основная масса — полевошпато-кварцевая с серицитом, хлоритом, иногда мусковитом и биотитом.

Терригенно-карбонатная слабо метаморфизованная форма кембрия-нижнего ордовика получила развитие в хребтах Пскемском, Чаткальском, Сандалашском, Джетымтау, Нарынтау, Куйлюк и Сарыджаз. Она сложена пестроцветными кремнисто-глинистыми, глинистыми и кремнистыми сланцами, в составе которых часто отмечается сильное окремнение в виде плотных полосчатых яшмовидных сланцев; известняками массивными доломитизированными, нередко окремненными. Мощность отложений колеблется в очень широких пределах — от 90 до 1500 м (табл. 60).

Таблица 60

Физико-механические свойства пород терригенно-карбонатной формации кембрия — нижнего ордовика

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$
Известняки			
Плотность, г/см ³	8	2,73—2,63	2,71
Объемная масса, г/см ³	12	2,71—2,49	2,56
Пористость, %	8	8,1—4,1	6,6
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁶ Па	12	1710—366	999
Сланцы			
Плотность, г/см ³	8	2,63—2,78	2,63
Объемная масса, г/см ³	3	2,69—2,51	—
Пористость, %	3	9,3—2,6	—
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁶ Па	8	2350—1050	1358
Песчаники кварцитовидные			
Плотность, г/см ³	—	2,82—2,70	—
Объемная масса, г/см ³	—	2,81—2,62	—
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁶ Па	—	1700—1623	—

Вулканогенно-терригенная формация среднего ордовика-силура сложена толщей преимущественно терригенных пород: переслаивающихся алевролитов, песчаников, сланцев, что характерно для хребтов Нарынтау, Куйдю и Сарыджаз. В основании разреза нередко залегают конгломераты, в отдельных местах валунные, мощностью 100—300 м, в которых преобладает галька гранитов. Состав песчано-алевролитовых разностей преимущественно полевошпатовый и кварцевый. Вулканогенные породы, представленные диабазовыми, реже андезитовыми порфирами, вулканическими брекчиями (обычно эти породы в разрезе чередуются с кремнистыми сланцами мощностью 5—30 м), широко распространены в составе средне- и верхнеордовикских отложений северной части Чаткальского хребта.

Подземные воды, приуроченные к отложениям верхней части каледонского структурного этажа, трещинные, преимущественно пресные и неагрессивные.

Средне-верхнепалеозойский (герцинский) структурный этаж образован формациями: вулканогенной, терригенно-карбонатной, терригенной, карбонатной, вулканогенно-осадочной и интрузивной.

Вулканогенные формации раннего и среднего девона, карбона слагают эффузивы, развитые наиболее широко в Чаткало-Кураминской зоне и представленные комплексами пород дацит-андезитового, андезитового и дацит-липаритового ряда. Здесь в развитии эффузивных образований в направлении с юга на север наблюдается изменение состава — появление все более кислых разностей.

Порфиры фельзитовые, липаритовые, кварцевые, дацитовые. Структура порфировая. Основная масса состоит из калиевого шпата, плагиоклаза, кварца, биотита и темнокрасных минералов. Порфириты трахидацитовые, дацито-андезитовые. Основная масса состоит из плагиоклаза, темнокрасных минералов. Выветрелые разности разбиты сетью мелких трещин. Туфы флюидальной и порфировой структуры. Основная масса стекловатая, плотная, с обломками пород. С поверхности породы сильно трещиноваты, выветрелы (табл. 61).

Подземные воды, приуроченные к породам вулканогенных формаций, залегают на глубинах от 65—100 м на водоразделах до 5—15 м у подножия склонов. Выходы источников немногочисленны, с малыми дебитами. Воды пресные с минерализацией до 1 г/л, неагрессивные или обладают слабой сульфатной агрессивностью.

Терригенно-карбонатная формация характерна для верхнего девона (Чаткало-Кураминская зона), среднего карбона (хребты Молдотау, Байдулла, Акташ, Джетымбель, Нарынтау), верхнего карбона (хребты Джаман-Даван, Нарынтау, Атбаши), нижней перми (Чаткальский хребет). Мощность формации чаще всего колеблется в пределах 400—900 м. В составе формации известняки тонкоплитчатые, микрополосчатые, комковатые и пелитоморфные, брахиоподовые и глинистые, нередко доломитизированные; разнотекстуристые песчаники, алевролиты, реже мергели, гипсы.

Терригенная красноцветная формация образована комплексом красноцветных пород типа моласс живетско-верхнедевонского возраста. Она распространена по всему Срединному Тянь-Шаню. Представлена преимущественно песчаниками и гравелитами. Песчаники полимиктовые и кварцевые, хорошо отсортированные, несут следы кривой слоистости и волноприбойных знаков. Грубообломочные разности, гравелиты и конгломераты доминируют в нижних частях разреза, а в вышележащих горизонтах присутствуют лишь в виде редких прослоев. Мощность формации колеблется от 250 до 200 м.

**Физико-механические свойства пород вулканогенных формаций раннего
девона-среднего карбона**

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$
Диорит-порфир			
Объемная масса, г/см ³	14	2,54—2,47	2,50
Плотность, г/см ³	2	2,69—2,67	—
Пористость, %	2	8,0 —7,0	—
Водопоглощение, %	5	1,12—0,70	—
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па	3	1075—989	—
Порфириды			
Объемная масса, г/см ³	19	2,68—2,21	2,57
Плотность, г/см ³	10	2,69—2,64	2,66
Водопоглощение, %	2	0,54—0,45	—
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па	12	1523—357	1051
Туфы			
Плотность, г/см ³	2	2,72—2,67	—
Объемная масса, г/см ³	2	2,67—2,38	—
Пористость, %	2	11,2—6,25	—
Временное сопротивление сжатию 10 ⁵ Па	2	1288—783	—

Карбонатная формация фамена — верхнего девона и нижнего карбона имеет повсеместное распространение и представлена осадками мощностью 1000—5000 м. В ее составе известняки и доломиты с прослоями и линзами известняковых брекчий и кремней.

Известняки девона (бассейны рек Коксу, Саргадон) тонкослоистые, темно- и светло-серые, глинистые и песчанистые. Доломиты крупнозернистые, слоистые, битуминозные. Известняки турона массивные кремнистые и слоистые, состоящие из однообразных мелких (0,02 мм) частиц кальцита и кремния. Для известняков визейского яруса характерно наличие желваков, линз и прослоев кремней. В долине р. Чаткал, к западу от впадения в нее р. Терс, известняки карбона обладают высокой механической прочностью. Временное сопротивление сжатию в воздушно-сухом состоянии 1035·10⁵—1710·10⁵ Па. Водонасыщение практически не влияет на прочность пород, а трещиноватость и брекчированность значительно снижает ее (максимальные величины не превышают 1200·10⁵ Па). Массивные известняки и доломиты характеризуются слабой трещиноватостью (коэффициент трещинной пустотности 0,1—0,2%), в зоне поверхностного выветривания — средней трещиноватостью (2—4,5%); сильной трещиноватостью (более 5%) отличаются слоистые известняки, а также все породы в зонах разломов (табл. 62).

Наличие пластов гипса в толще известняков (характерно для западной части хр. Молдотау) снижает показатели ее прочности и устойчивости. Известняки закарстованы, имеют место пещеры, гроты и ниши, приуроченные к зоне выветривания. Подземные воды циркулируют в трещинах и карстовых полостях на глубину до 100 м. Выходы родников многочисленны. Дебиты их составляют 1—10 л/с, а в отдельных случаях — 100—250 л/с. Воды пресные с минерализацией до 1 г/л, преимущественно неагрессивные.

Физико-механические свойства пород карбонатной формации верхнего девона-нижнего карбона

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$
Известняки массивные			
Объемная масса, г/см ³	13	2,82—2,64	2,69
Плотность, г/см ³	5	2,78—2,70	2,74
Пористость, %	4	9—6	—
Водопоглощение, %	5	1,6—0,6	0,9
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па	13	2173—553	1579
Известняки толстослоистые			
Объемная масса, г/см ³	8	2,64—2,44	2,58
Плотность, г/см ³	8	2,78—2,65	2,71
Пористость, %	7	10,7—5,9	9,0
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па	8	1470—873	1182
Известняки плитчатые			
Объемная масса, г/см ³	24	2,39—2,30	2,31
Плотность, г/см ³	2	2,72—2,70	—
Пористость, %	2	13,7—12,6	—
Водопоглощение, %	8	3,5—2,0	2,7
Временное сопротивление сжатию	8	962—310	742

Вулканогенно-осадочная (молассовая) формация верхнего карбона-триаса образована континентальными, преимущественно грубообломочными и эффузивно-пирокластическими породами мощностью более 1500 м. Они представлены туфопесчаниками, туфоконгломератами, туфобрекчиями, реже андезитовыми порфирами, дацитовыми и кварцевыми порфирами и их туфами в переслаивании с полимиктовыми конгломератами, гравелигами, песчаниками и пестроокрашенными алевролитами.

Туфоконгломераты и туфопесчаники характеризуются сиренево-серой окраской, плотные, массивные. Обломки представлены в основном андезитовыми порфиритами. Туфобрекчии темно-серые, с обломками из метаморфизованного известняка.

Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, на базальном цементе, с псаммитовой структурой. На поверхности породы сильно выветрелы. Невыветрелые разности имеют предел прочности на сжатие $1150 \cdot 10^5$ Па, выветрелые—до $589 \cdot 10^5$ Па.

Подземные воды в туфолавовых породах заключены в зоне региональной трещиноватости, развитой до глубины 40—80 м. Родники редки и малodeбитны (0,01—2,0 л/с). Воды пресные с минерализацией до 1 г/л (очень редко до 1,5—2,0 г/л), преимущественно неагрессивные.

Интрузивная формация представлена породами средневерхнекарбонного возраста: диориты, кварцевые диориты, граниты и пермского возраста: гранодиориты, граниты, аляскиты. Породы формации относятся к группе твердых, компактных. В невыветрелом состоянии они обладают высокими кристаллизационными связями и являются высокопрочными (табл. 63).

Физико-механические свойства пород интрузивной формации

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$
Граниты			
Объемная масса, г/см ³	19	2,68—2,43	2,61
Плотность, г/см ³	7	2,75—2,63	2,68
Пористость, %	5	12,3—6,4	—
Водопоглощение, %	9	1,18—0,01	0,28
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁶ Па	15	2693—924	1530
Гранодиориты			
Объемная масса, г/см ³	23	2,69—2,43	2,57
Плотность, г/см ³	12	2,78—2,61	2,69
Пористость, %	9	12,3—4,0	7,7
Водопоглощение, %	10	1,88—0,01	0,48
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁶ Па	16	2693—381	1332
Диориты			
Объемная масса, г/см ³	5	2,72—2,49	—
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁶ Па	5	2047—530	—

Подземные воды в интрузивных породах содержатся в трещинах и залегают на глубине 10—15 м. Родники имеют расходы 0,05—3 л/с. Воды пресные, неагрессивные.

Мезокайнозойский (альпийский) структурный этаж образован терригенной угленосной верхнетриас-юрской, терригенно-карбонатной мел-эоценовой, молассовой олигоцен-неогеновой формациями и геолого-генетическими комплексами четвертичных отложений.

Отложения терригенной угленосной и терригенно-карбонатной формации имеют ограниченное развитие в Кураминском хребте.

Молассовая формация олигоцен-неогена. Отложения формации широко развиты в пределах впадин (Алабуга-Нарынской, Чаткальской и др.), а также в долинах крупных рек (Чирчик, Ахангаран и др.). Мощность отложений в центральных частях впадин превышает 600 м (Нарынская впадина), а в долинах рек составляет 150—300 м. В строении формации основную роль играют породы киргизского красноцветного комплекса олигоцен-миоцена, представленные в типичных разрезах красноцветными песчаниками и гравелитами, с прослоями и горизонтами конгломератов, алевролитов, глин и мергелей. Конгломераты имеют следующие показатели: объемная масса 1,55—2,10 г/см³; плотность 2,63—2,75 г/см³; пористость 10—20%; коэффициент фильтрации в вертикальном направлении 0,7—2,0 м/сут, в горизонтальном 21—266 м/сут; временное сопротивление сжатию в естественном залегании 30—240·10⁵ Па. Породы не морозостойки, при трехкратном замораживании разрушаются. Песчано-алевритовые разности пород обычно однородные, плотные (табл. 64).

Грубообломочные породы (Киргизская свита) сменяются вверх по разрезу песчаниками, глинами, мергелями; имеются соли, частично гипс, находящийся в рассеянном состоянии. Глинистые разности пород характеризуются следующими показателями: верхний предел пластичности

Физико-механические свойства пород молассовой формации олигоцен-неогена

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$
Гранелиты			
Объемная масса, г/см ³	4	2,48—2,20	—
Плотность, г/см ³	4	2,70—2,69	—
Пористость, %	4	18,0—7,8	—
Водопоглощение, %	3	0,16—0,08	—
Песчаники			
Объемная масса, г/см ³	7	2,52—2,17	2,32
Пористость, %	—	10,6—0,12	—
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁶ Па	—	936—835	—
Алевриты			
Объемная масса, г/см ³	3	2,69—2,52	—
Плотность, г/см ³	3	2,72—2,66	—
Пористость, %	3	5,2 —2,2	—
Глина			
Объемная масса, г/см ³	8	2,28—1,80	2,07
Плотность, г/см ³	8	2,72—2,66	2,69
Пористость, %	6	30—19	25

28—31%, число пластичности 9—18, плотность 2,69—2,72 г/см³, объемная масса скелета 1,75—2,21 г/см³, влажность 8—23%. Содержание гипса в породах достигает 17—34%, после удаления последнего грунты становятся склонными к набуханию от 3,4 до 7,3%. Образцы размокают в воде через 5—9 мин, образуя угловатые обломки, которые спустя 3—4 сут полностью разрушаются. Породы не морозостойкие, чувствительны к переменному увлажнению. Венчается разрез молассовой формации, как правило, верхнеплиоценовыми конгломератами.

Подземные воды приурочены к конгломератам и песчаникам. Вскрываются они на глубинах от 20 до 400 м, а в местах глубоких пропалов выклиниваются на склонах, образуя родники с расходами от 0,2 до 5 л/с. Воды преимущественно пресные и солоноватые с минерализацией от 0,4 до 2,3 г/л, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магнелие и сульфатно-хлоридные натриево-магнелие.

Четвертичные отложения представлены несколькими геолого-генетическими комплексами.

Геолого-генетический комплекс аллювиальных раннечетвертичных отложений представлен песчано-конгломератовыми породами, развитыми по долинам рек Аскем, Угам, Чаткал, Ахангаран и др., мощностью до 250 м.

Конгломераты серые, состоят из хорошо окатанной гальки, размеры которой разнообразны: от 1—2 до 10—15 см; иногда встречаются валуны и глыбы до 0,5 м в диаметре. Галька представлена эффузивными породами, известняками и сланцами. Конгломераты прочные, трещинно-

затые, на известковистом цементе. Объемная масса изменяется от 2,03 до 2,70 г/см³. Коэффициент фильтрации в зависимости от степени выветрелости пород изменяется от 0,92 до 10 м/сут и более.

Геолого-генетический комплекс лессовых пород средне-верхнечетвертичных пролювиальных отложений распространен в пределах внутригорных впадин. Мощность их увеличивается по направлению от области сноса и достигает 50 м и более. Лессовые породы отличаются палво-серым цветом, макропористые. С поверхности до 1—1,5, реже до 3 м, сильно подвержены выщелачиванию и выветриванию (табл. 65).

Таблица 65

Физико-механические свойства лессовых пород геолого-генетического комплекса средне-верхнечетвертичных пролювиальных отложений Чаткало-Кураминской системы структур

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	s
Верхний предел пластичности, %	26	32,95—25,63	27,50	2,03
Число пластичности, %	26	10,65—5,38	7,51	1,39
Влажность, %	90	2,16—2,74	12,40	3,72
Объемная масса:				
влажного грунта, г/см ³	72	1,98—1,30	1,59	
сухого грунта, г/см ³	89	1,67—1,19	1,42	0,10
Плотность, г/см ³	47	2,78—2,65	2,72	0,03
Пористость, %	80	54,82—38,74	47,84	3,51
Коэффициент внутреннего трения, 10 ⁵ Па	16	0,800—0,50	0,58	0,27
Сцепление, 10 ⁵ Па	16	0,38—0,15	0,27	0,12
Коэффициент относительной просадочности	19	0,06—0,00	0,02	0,01
Коэффициент фильтрации, м/сут	32	0,33—0,07	0,20	0,01
Набухание, %	15	18,45—3,40	10,72	4,96

Подземные воды залегают во впадинах на глубинах от 1—3 до 20—30 м. Водообильность слабая, измеряемая десятками и сотнями долими литра в секунду. Минерализация обычно возрастает от 2—3 до 10—20 г/л в направлении от зоны транзита к зоне выклинивания. В химическом составе преобладают хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-магниево-натриевые, гидрокарбонатно-сульфатные натриевые и хлоридно-сульфатные натриевые воды.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных-современных аллювиальных отложений широко распространен в пределах долины рек, слагая нижние части разрезов пойм, I, II и III террас. Верхнечетвертичные галечники характеризуются несколько большей цементацией по сравнению с современными. В их песчано-гравийном заполнителе мелкие фракции не превышают 1,3%; естественная влажность имеет тенденцию к убыванию — от 11,9% у песков и до 1,2% у галечников. Так же меняется и пористость пород, составляя 45% (пески и гравийники) и 20% (галечники). Подземные воды, приуроченные к грубообломочным породам, отличаются слабой минерализацией (до 1 г/л), гидрокарбонатным кальциевым, реже сульфатно-хлоридным натриево-кальциевым составом; водообильность галечников и валунно-галечников высокая (иногда до 30—40 л/с), реже средняя.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных-современных аллювиально-пролювиальных отложений представлен лессовидными суглинками и супесями. Наи-

большее распространение они имеют в расширенных участках долин горных рек, где мощность их от 2 до 8—15 м. Подстилаются они песками с гравием и галькой (табл. 66).

Таблица 66

Физико-механические свойства лессовых пород геолого-генетического комплекса верхнечетвертичных-современных аллювиально-пролювиальных отложений

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$
Верхний предел пластичности, %	7	27,44—21,13	25,30
Число пластичности	7	9,63—2,33	7,14
Влажность, %	21	43,63—11,13	20,46
Объемная масса:			
влажного грунта, г/см ³	18	1,93—1,341	1,681
сухого грунта, г/см ³	18	1,54—1,181	1,391
Плотность, г/см ³	15	2,74—2,67	2,70
Пористость, %	16	51,71—42,32	44,10
Коэффициент внутреннего трения	12	0,65—0,55	0,60
Сила сцепления, 10 ⁵ Па	12	0,05—0,03	0,04
Коэффициент просадочности	6	0,02—0,00	0,01
Коэффициент фильтрации, м/сут	12	0,79—0,08	0,43
Набухание, %	10	16,20—0,40	8,99

Воды аллювиальных отложений повсеместно пресные, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с плотным остатком до 0,5 г/л. реже более. Заметное возрастание минерализации и изменение химического состава вод отмечается в связи с воздействием на них близко залегающих соленосных пород нарынской свиты.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных аллювиально-делювиальных отложений широко развит на склонах долин горных рек: Угам, Пскем, Чаткал, Ахангаран и др. Породы комплекса довольно однородны по гранулометрическому составу (за исключением щебнистых включений), в этом они сходны с лессовыми породами пролювиального генезиса. Содержание водорастворимых солей составляет в среднем 0,2—0,4% (табл. 67).

Таблица 67

Физико-механические свойства геолого-генетического комплекса нерасчлененных четвертичных аллювиально-делювиальных отложений

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Верхний предел пластичности, %	59	39,44—25,21	31,47	3,01
Число пластичности	59	18,80—6,11	10,26	2,37
Влажность, %	96	30,83—6,35	20,32	4,65
Объемная масса, г/см ³ :				
влажного грунта	56	2,03—0,96	1,65	0,183
сухого грунта	85	1,718—1,11	1,50	0,153
Плотность	67	2,70—2,63	2,70	0,033
Пористость, %	91	56,29—28,30	45,38	4,45
Коэффициент внутреннего трения	9	0,70—0,45	0,57	—
Сила сцепления, 10 ⁵ Па	9	0,20—0,08	0,12	—
Коэффициент относительной просадочности	20	0,04—0,00	0,01	0,01
Коэффициент фильтрации, м/сут	14	1,69—0,55	1,29	—
Набухание, %	34	12,45—0,50	5,07	3,26

Оползни наиболее развитие получили в горной и предгорной частях Чаткальского и Кураминского хребтов, где в бассейнах рек Чирчик и Ахангаран за период с 1958 по 1972 г. зафиксировано 2106 оползневых участков, охватывающих площадь в 429 км². Оползни развиваются преимущественно в лессовых породах и по характеру смещения подразделяются на три группы: течения, скольжения и смешанного движения. Преобладающим видом смещения грунтовых масс во всех бассейнах являются поверхностные сплывы и оплывины, относящиеся по механизму смещения к оползням течения (табл. 68). Оползни,

Таблица 68

Площади пораженности оползнями и их количество по Чаткало-Кураминской зоне

Наименование бассейна	Площадь возможного развития оползней, км ²	Площадь пораженная оползнями процессами, км ²	Коэффициент пораженности	Количество оползней по механизму движения		
				течение	смешанное движение	скольжение
Правый берег р. Чирчик	200,0	20,0	0,1	2,08	1,07	0,96
Угам	87,5	25,0	0,29	3,05	1,69	1,80
Искем	150,0	10,0	0,15	4,74	3,89	2,88
Чаткал	62,5	25,0	0,4	2,88	2,42	1,24
Левый берег р. Чирчик	387,5	163,5	0,42	18,83	2,01	12,06
Бассейн р. Аксагата	176,0	75,0	0,42	2,25	0,92	0,96
Бассейн р. Паркент	100,0	25,0	0,25	2,36	0,62	0,56
Бассейн р. Чаулисай	98,5	12,5	0,12	1,35	0,22	0,34
Правый берег р. Ахангаран	225,0	1,5	0,06	1,46	0,34	0,56
Левый берег р. Ахангаран	406,3	63,0	0,15	15,77	1,30	7,56
Бассейн р. Сардоб	113,4	8,4	0,07	1,30	0,11	0,51

проявляющиеся в скальных породах, отмечаются значительно реже. Наибольшим развитием (коэффициент частоты 3,46) пользуются сплывы; для оплывин коэффициент частоты развития составляет 1,67, а для оползней-потоков и трещин — 1,52. Оползни блокового типа, сложного и переходного типов имеют малый коэффициент частоты развития, равный 0,57 и 0,3. Рассматривая современную активность оползней за период с 1962 по 1972 г., можно отметить, что 1969 год был самым активным, когда образовалось более 50% всех оползней, что связано с большим количеством атмосферных осадков, в 2–3 раза превысивших среднюю норму (рис. 36). В этот год резко увеличилось количество оползней-потоков (в 15–20 раз), составив 76% от общего количества данного типа смещения.

В случае залегания лессовых пород на легкоразмываемых песчано-глинистых отложениях олигоцен-неогена (что характерно для бассейна р. Чирчик) отмечаются затрудненные условия стока подземных вод и развитие крупных оползней с глубиной захвата более 20 м. В бассейне р. Ахангаран (по саям Сангинек, Ургаз, Шаугаз, Абжаз и др.) лессовые отложения залегают на скальных породах и имеют незначительную мощность, поэтому крупные оползни развиты слабо.

Одним из основных региональных признаков является приуроченность крупных оползней к зонам обводненных разломов, где имеются

благоприятные условия для увеличения напорного градиента на контакте интенсивного увлажнения толщи лессовых пород подземными водами. Взаимосвязь оползней с зонами разломов четко прослеживается в пределах левобережья р. Ахангаран, где из 32 блоковых оползней 27 распространены в обводненных зонах Мисканского, Наугарзанского и Джигристанского разломов. Аналогичная линейность в развитии оползней

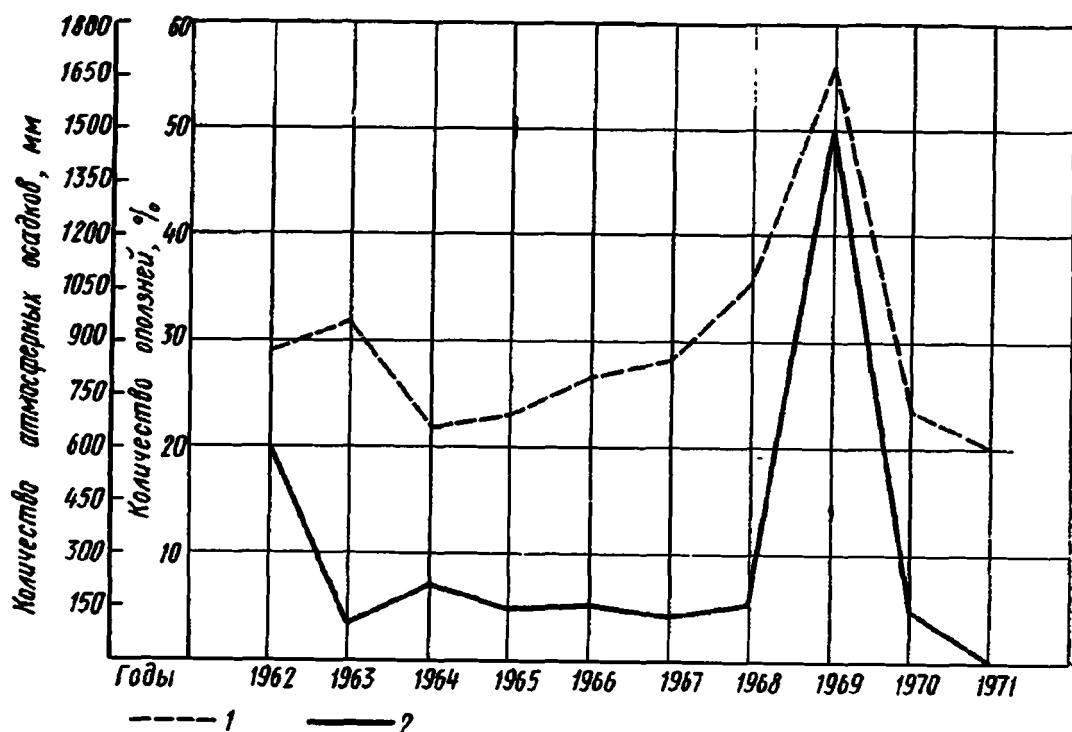


Рис. 36. Сопоставительный график количества оползней с атмосферными осадками за период 1962—1972 гг. (Средний Тянь-Шань).
1 — количество атмосферных осадков, 2 — количество оползней, %

отмечена по долине р. Чирчик вдоль Ходжикентского, Гальвасайского и Мангашканского и др. разломов, где в разные годы образовались крупные оползни: Каранкульский (1934), Гальвасайский, Газалкентский, Ходжикентский (1954, 1961, 1969), Каранкульский и Ходжикентский (1969). Характерно распространение оползней-потоков, перешедших со склона и продолжающих смещаться по руслу сая в виде грязевого селя. Наиболее характерным участком является Мазарсай, где в верховьях двух параллельных саев 12 июня 1969 г. образовались два оползня-потока. Образование оползней приурочено к лессовым породам на склонах крутизной 30°, подстилаемых красноцветными глинами, алевролитами и песчаниками, содержащими подземные воды. Мощность смещения в головной части оползня составляет 15 м, а в нижней уменьшается до 3 м. Длина оползня в зоне смещения равна 580 м, а ширина в верхней части — 60 м. Насыщение грунта подземными водами имело линейную форму, так как в степке срыва отмечены выходы 6 родников, расположенных линейно. Сместившаяся масса, пройдя 350 м по руслу сая шириной 3—4 м, повернула на 90° в русло Мазарсай и транзитом (длиной 3100 м) достигла р. Чаткал, образовав вытянутую форму мощностью 0,5—1,5 м.

Сели обычно зарождаются в малых водосборах площадью от 17 до 500 км². Причиной возникновения селей в горных и предгорных районах являются в подавляющем большинстве атмосферные осадки преимущественно ливневого характера (табл. 69). Возникновение селей по

Таблица 69

Причины, способствующие возникновению селей

Селеопасные районы	Общее число случаев	Ливни и дожди	Снеготаяние и дожди	Прорывы оползневых лапруд и снежных завалов	Причины не установленны
Бассейн р. Чирчик	79	44	7	1	27
Бассейн р. Ахангаран	61	30	9	3	19
Бассейн южного склона Кураминского хребта	40	22	12	—	6

времени в абсолютном большинстве совпадает с периодами ливневой активности — апрель — май, а в высокогорье — июнь.

Характер селесых потоков определяется условиями их образования. В бассейнах Чирчика и Ахангаран преобладают грязекаменные и грязевые сели. Они содержат до 50% и более твердого материала. Их объемная масса достигает 2,2 г/см³. На южном склоне Кураминского хребта преобладающее развитие получили водокаменные селевые паводки, где содержание твердой фракции всего лишь 15—20% (табл. 70).

Таблица 70

Типы селей по составу слагающей массы

Селеопасные районы	Общее число селесых потоков	Грязекаменные	Грязевые	Водокаменные	Не установленные
Бассейн р. Чирчик	79	53	3	10	13
Бассейны р. Ахангаран	61	40	5	9	7
Бассейны южного склона Кураминского хребта	40	10	—	19	11

Осыпи получили преимущественное развитие в высокогорной зоне и в большинстве случаев приурочены к площадям, сложенным эффузивными породами. По морфологическим формам преобладают осыпи-потоки, имеющие форму полос, вытянутых вниз по склону. Высота осыпных конусов в среднем изменяется от 3 до 15 м. Скорость смещения осыпей для склонов крутизной 25—30° северной экспозиции составляет в среднем 0,5 м/год, южной в 5—6 раз больше — 2—3 м/год; объем смещающихся пород для средних осыпей в гранодиоритах равен 1,5 т/год, а в известняках 30—40 кг/год.

Карст приурочен к карбонатным породам палеозойского, мелового и палеогенового возрастов. О наличии глубинного карста косвенно свидетельствуют карстовые источники с дебитом 10—15 л/с вблизи поселков Алтын-Топкан, Кансай и др. Поверхностные формы современного открытого карста представлены редкими воронками глубиной до 1,5 м, диаметром до 2—3; гротами длиной 5—7 м и шириной до 2,5 м; нишами у подножий обрывистых участков склонов.

Лавины. Образованию их способствует значительная расчлененность рельефа и метеорологическая обстановка. Сход многочисленных лавин отмечается с ноября по апрель. Наибольшей активности лавины достигают в декабре, феврале и марте. Лавины имеют колоссальные объемы (до 12 900 м³/км в год) и обладают огромной разрушительной силой.

Сильная пересеченность местности, труднодоступность, сложное геологическое строение и тектоника, широкое развитие гравитационных геологических процессов (обвалов, лавин, оползней, селей, кампепадов и др.) обуславливают неблагоприятные в целом условия для наземного строительства. Строящиеся здесь гидроэнергетические, горнорудные и линейные сооружения возводятся обычно на высокопрочных породах, ввиду чего их устойчивость определяется главным образом поведением пород в массиве, структурными особенностями массива: трещиноватостью, выветрелостью, анизотропностью и др. В карбонатных породах палеогена, мела и палеозоя необходимо учитывать возможность карстообразования.

Промышленное и гражданское строительство приурочено главным образом к долинам крупных рек и внутригорным впадинам. Широкое развитие здесь лессовых пород в условиях значительной гипсометрической дифференцированности рельефа выдвигает на первый план такие отрицательные факторы, как оползнеобразование, селеобразование, реже просадочность. Высокая сейсмичность территории (8—9 баллов) требует специальных мероприятий при строительстве всех видов сооружений.

ГЛАВА 23

ЮЖНО-ТЯНЬШАНЬСКИЙ РЕГИОН

Южно-Тяньшаньский регион располагается на территории трех республик: Узбекской, Таджикской и Киргизской.

Рельеф его характеризуется чередованием мощных горных поднятий и разделяющих их межгорных впадин. Крупнейшие хребты: Зеравшанский, Туркестанский, Гиссарский, Алайский и Кокшаалтау — имеют широтную и субширотную ориентировку, и только Ферганский приобретает северо-западное простирание. На большей части своего протяжения хребты поднимаются выше снеговой линии, расположенной примерно на высотах 4000—5000 м (рис. 37). Здесь развит высокогорный гляциальный рельеф, характеризующийся широким развитием ледниковых цирков, каров, ледников, фирновых полей, трогов. Большое распространение имеет высокогорный рельеф без гляциальных форм, ограничивающийся высотными отметками от 2500 до 3500 м. Речные долины носят характер теснин и ущелий. Глубина вертикального расчленения 1200—1500 м. Среднегорный рельеф характеризуется активной эрозионной деятельностью водотоков, проявляющейся в сильном расчленении поверхности (от 500—600 до 1000 м). Вдоль тальвегов рек наблюдаются намывные аллювиально-пролювиальные террасы.

Наиболее крупные впадины — Зеравшанская, Чатыркель-Аксайская и «40-й параллели». Зеравшанская впадина имеет абсолютные отметки до 280—720 м. Длина ее 200 км, ширина — 10—100 км. Поверхность впадины расчленена саями. В средней части проходит долина р. Зеравшан. Чатыркель-Аксайская впадина вытянута с запада на восток. Длина ее 150 км, ширина — 30 км. Абсолютные отметки дна свыше 3100 м. Рельеф холмисто-грядовой и холмисто-увалистый. Равнинный рельеф

депрессий «40-й параллели» резко выделяется на фоне окружающих ее горных поднятий, абсолютные отметки дна 900—2000 м.

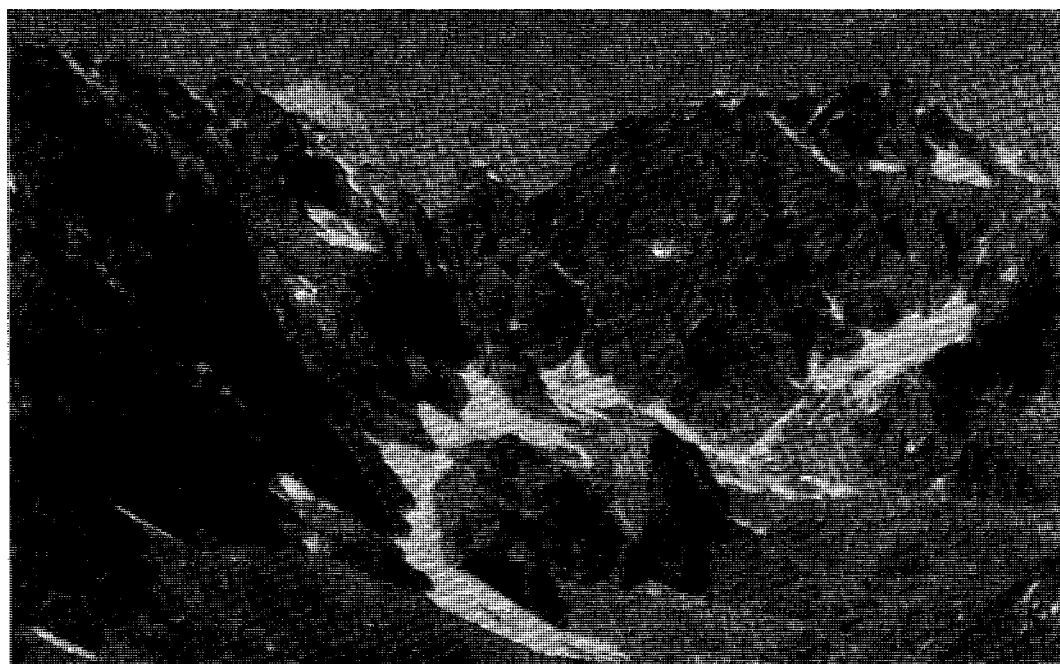


Рис. 37. Гранитные массивы Гиссарского хребта в верховьях сая Майхура (Южно-Тяньшаньский регион). Фото А. Кондратьева

Климат региона обусловлен сложной вертикальной поясностью, наблюдается смена поясов от пустынного к степному, лесо-луговому, альпийских лугов, вечного снега и ледников.

Инженерно-геологическая характеристика пород

Основными элементами докембрийской структуры Южного Тянь-Шаня являются структурно-формационные зоны, разделенные глубинными разломами. В развитии Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы выделяются три основных этапа: ранний, охватывающий раннепалеозойское-раннесилурийское время; средний, продолжавшийся от позднего силура до раннего карбона, и поздний, охватывающий средний карбон-пермь. В геологическом строении региона принимают участие четыре структурных этажа.

Докембрийский структурный этаж. Отложения допалеозойского основания обнажаются в осевых частях хребтов Байсунтау, Сурхантау, Алайского, Атбашинского. Они представлены мощной (свыше 9 тыс. м) толщей пород метаморфической формации высокой степени метаморфизма гнейсов, кристаллических сланцев, реже амфиболитов и мраморов.

Гнейсы слюдястые, окварцованные, мелко- и среднезернистые, амфибол-биотитовые, кордиерит-биотитовые, силлиманит-биотитовые, полосчатые, иногда узловатой текстуры. Сланцы кристаллические, слюдястые. Породы докембрийского основания обычно плотные, крепкие, практически несжимаемые. Временное сопротивление сжатию $800 \cdot 10^5$ —

2000·10⁵ Па. Вне зон крупных тектонических нарушений они характеризуются слабой трещиноватостью. Среднее значение коэффициента трещинной пустотности (хребты Сурхантау, Байсунтау) — 1,4%, преобладают трещины шириной 2—5 и 5—10 мм, крупные трещины единичны (табл. 71).

Таблица 71

Физические свойства метаморфических пород докембрия
(Смеляней, Аталжанов, 1970)

Показатели	Пределы	$\bar{x}$
Биотит-мусковитовые гранито-гнейсы		
Плотность, г/см ³	3,04—2,64	2,75
Объемная масса, г/см ³	3,02—2,58	2,66
Пористость, %	6,0 —0,5	1,9
Амфибол-биотитовые гранито-гнейсы		
Плотность г/см ³	3,12—2,67	2,89
Объемная масса, г/см ³	3,08—2,68	2,79
Пористость, %	4,0 —1,0	2,58
Биотит-силлиманитовые гранито-гнейсы		
Плотность, г/см ³	2,81—2,67	2,71
Объемная масса, г/см ³	2,72—2,60	2,66
Пористость, %	3,5 —1,0	2,0

Обводненность описываемых пород незначительная. Трещинные воды циркулируют на небольших (до 20—25 м) глубинах. Родники имеют малые расходы, измеряемые десятками долями литров в секунду. Воды обычно пресные с плотным остатком — до 0,5 г/л, гидрокарбонатного кальциевого типа, неагрессивные.

Нижнепалеозойский-раннесилурийский (каледонский) структурный этаж сложен метаморфической формой низкой степени метаморфизма, представленной сланцами, песчаниками, известняками, доломитами и эффузивами.

Сланцы — наиболее распространенная порода в составе указанной формации. Они встречаются в разрезах от кембрия до нижнего силура. По составу они глинистые, песчано-глинистые и известковистые (хребты Ферганский, Алайский), углисто-кремнистые и кремнистые (хребты Алайский и Туркестанский), филлитоподобные, серпичитовые (хребты Туркестанский, Зеравшанский, Ферганский). Породы мелкозернистые плотные, сланцеватые, тонкоплитчатые, часто листоватые, с раковистым оскольчатый изломом. Для наиболее распространенных филлитоподобных сланцев характерна персмятость до плейчатости. Плотность сланцев изменяется от 2,77 до 2,88 г/см³, а временное сопротивление сжатию в зависимости от состава, состояния и степени метаморфизма — от 200 до 1600·10⁵ Па.

Песчаники часто метаморфизованные, рассланцованные, залегают в пересланении со сланцами и, реже, карбонатными породами, образуя мощные флишодные толщи (хребты Туркестанский, Зеравшанский, Алайский, Ферганский).

Известняки серые и темно-серые, часто мраморизованные, пелитоморфные, нередко окварцованные с гнездами крупного кристаллическо-

го кальцита. Эффузивные породы (диабазовые порфириты) сильно изменены, имеют элсспокаменный облик.

Обводненность отложений незначительная. Родники имеют расходы в десятые и сотые доли литров в секунду. Воды пресные, относительно мягкие, гидрокарбонатные кальциево-магниевые, реже сульфатные кальциевые. Минерализация до 1 г/л.

Позднесилурийский-пермский структурный этаж (герцинский). По условиям осадкоаккумуляции можно выделить терригенно-карбонатную, карбонатную, терригенную, терригенно-вулканогенную и интрузивную формации.

Отложения карбонатной формации позднего силура-девона получили наибольшее распространение в пределах Зеравшанского, Алайского и северного склона Гиссарского хребтов. Здесь они представлены слоистыми и массивными светло-серыми, органогенно-обломочными известняками с прослоями доломитов общей мощностью до 3000 м. Известняки в основном тонко- и среднеслоистые, пятнистые и полосчатые, пелитоморфные и микрозернистые, плотные, часто мраморизованные, местами окварцованные и доломитизированные, трещиноватые (табл. 72). Для пород карбонатной формации характерна

Таблица 72

Физико-механические свойства пород карбонатной формации силура-девона

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Известняк, бассейн р. Кашкадарья (Джаббаров, 1969)				
Объемная масса, г/см ³	52	2,80—2,63	2,72	0,04
Водопоглощение, %	14	0,19—0,06	0,10	0,03
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па:				
в естественном состоянии	47	1567—745	1026	183
при водонасыщении	50	1130—524	787	170
после 25 циклов замораживания	55	1050—441	638	135
Перекристаллизованный известняк				
Объемная масса, г/см ³	5	2,78—2,71	—	—
Плотность, г/см ³	—	2,79—2,71	—	—
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па:				
в естественном состоянии	5	1973—1165	—	—
при водонасыщении	5	1935—834	—	—
после 25 циклов замораживания	5	1753—489	—	—

интенсивная и глубоко развивающаяся трещиноватость и кавернозность, вследствие чего в них формируются трещинные грунтовые воды, а на отдельных участках — трещинно-карстовые воды. Подземные воды пресные, до 1 г/л, гидрокарбонатные кальциево-магниевые, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые. Для трещинно-напорных вод минерализация превышает 1,0 г/л; тип вод сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый. Воды обладают сульфатной агрессивностью.

Терригенная формация верхнепалеозойского возраста весьма типична для Фергано-Кокшаальской системы зон — Алайского, Ферганского, Кокшаальского хребтов. Она образует мощную (до 3000—4000 м) толщу флишеидных континентально-морских образований, представленных переслаивающимися песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами с прослоями гравелитов, конгломе-

ратов и известняков. В районе Курпсайского гидроузла на р. Нарын формация образована переслаивающейся толщей среднеслоистых песчаников и тонкослоистых аргиллитов верхнекарбонového возраста. Исследования показали, что прочностные показатели и деформационные характеристики у аргиллитов значительно ниже, чем у песчаников, в результате чего первые создают в массиве ослабленные участки. Для аргиллитов характерны также повышенные трещиноватость и фильтрационные свойства. Описываемые породы, отличающиеся высокой прочностью в образце, характеризуются низкими значениями модуля деформации в массиве, что объясняется различием в литологическом составе и существенной расчлененностью массива трещинами (Каган, Калкин, 1974).

Терригенно-карбонатная формация среднепалеозойского возраста в различной степени характерна для всех структурно-формационных зон, но особенно широко развита в Фергано-Кокшаальской системе зон. Разрезы представлены переслаивающимися песчаниками различного состава, сланцами, известняками. Мощность формации изменяется от первых сотен до 2500—3000 м.

Песчаники карбонатно-кварцевые и полимиктовые, массивные, плотные, крупнозернистые. Цемент базальный, карбонатный. Структура псаммитовая, текстура беспорядочная. В монолитном состоянии песчаники и гравелиты плотные, крепкие, высокопрочные породы, устойчивые по отношению к выветриванию. Временное сопротивление сжатию песчаников в районе рудника Хайдаркан достигает $976 \cdot 10^5$ Па (Алымкулов, 1965).

Сланцы углисто-глинистые, углисто-кремнистые, углисто-кварцевосерицитовые и др., от темно-серых до черных, жирные на ощупь, тонкослоистые, чешуйчатые, при ударе распадаются на плитки толщиной до 3 мм. Объемная масса в среднем составляет $2,57 \text{ г/см}^3$, плотность — $2,70 \text{ г/см}^3$, пористость до 4,6%. Высокие прочностные свойства сланцев в сухом состоянии резко снижаются при водонасыщении. Временное сопротивление сжатию изменяется от $1107 \cdot 10^5$ Па (сухая порода) до $87 \cdot 10^5$ Па (водонасыщенная порода). Сланцы при выветривании обычно распадаются на мелкочешуйчатые, тонкоплитчатые угловатые обломки.

Известняки плотные, преимущественно мелкозернистые, массивные и слоистые, местами мраморизованные, трещиноватые с угловато-раковистым изломом. Встречаются прожилки и отдельные крупнокристаллические выделения кальцита размером до 1—2 мм. Известняки обладают высокими показателями прочности, однако широкий диапазон значений временного сопротивления сжатию свидетельствует об их неоднородности. Объемная масса пород колеблется в пределах $2,63 - 2,67 \text{ г/см}^3$; плотность $2,65 - 2,90 \text{ г/см}^3$; водопоглощение 0,4—1,7%. Временное сопротивление сжатию сухих образцов изменяется от 569 до 1099, водонасыщенных — от 456 до 1255, после замораживания — от 545 до $789 \cdot 10^5$ Па. В массиве известняки разбиты системой трещин.

Терригенно-вулканогенная формация средневерхнепалеозойского возраста. Состав отличается большим разнообразием. Вулканогенная часть разреза представлена базальтами, гранит-порфирами, порфиритами (диабазовыми, кварцевыми, сиенит-диоритовыми) и их туфами. Среди терригенных пород — сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты.

Базальты южного склона Гиссарского хребта миндалекаменные; плагиоклаза содержится 40%, хлорит-стекла — 25%, карбонатов — 10%, рудных минералов — 5%, присутствует сфен. Андезито-базальты

мелкозернистые карбонатизированные. Породы значительно изменены. Плагноклаз частично разложен и замещен чешуйками серицита. Пироксен полностью разложен и замещен амфиболами.

Кварцевый порфир имеет массивную текстуру, микрокристаллическую структуру. Состоит из обломков кварца — 80—85%, полевых шпатов — 25%, микрофелзита — 10%, обломков известняка — 5—7%. Андезитовый порфирит разложенный. Текстура породы миндалекаменная, структура порфировидная. В минералогическом составе содержится плагноклаза 40%, хлорита — 30%, кальцита — 10%, эпидота — 5%, вкрапленники составляют 5—6%, миндалины — 5—6% (табл. 73).

Таблица 73

Физико-механические свойства вулканогенных пород, средние значения
(Башкирова, Гуревич, 1973)

Объемная масса, г/см³	Плотность, г/см³	Водопоглощение, %	Временное сопротивление сжатию, 10⁵ Па		
			в естественном состоянии	после водонасы- щения	после замора- живания
Кварцевый порфир, южный склон Гиссарского хребта					
2,66	2,68	0,32	1090	1078	1085
Андезито-базальт, южный склон Гиссарского хребта					
1,75—2,88(5)	2,84—2,88	0,11	1687—3115(5)	1093—2750(5)	1573—3010(5)
Базальт, бассейн р. Ханака					
2,81	2,81	—	2630	2305	2585
Туф кварцевого порфира, бассейн р. Ханака					
2,56—2,62	2,61—2,64	0,51	1635	1342	1670

Меньшее распространение в составе формации имеют туфолавы, туфы липаритового и липарито-дацитового составов, преобразованные кварцевые порфиры.

В составе терригенной части терригенно-вулканогенной формации широко распространены сланцы, песчаники и алевролиты. В Южно-Гиссарской зоне сланцы темно-серые, черные, глинистые, глинисто-песчанисто-известковистые. Показатели плотности сланцев колеблются в широких пределах — от 2,72—2,83 г/см³ для глинисто-песчанистых разностей до 2,52—2,73 для глинистых.

Песчаники встречаются в двух разновидностях. Первая — темно-серые, плотные, неравномерно-зернистые с полуокатанными и угловатыми зернами кварца и полевого шпата, с обломками глинистых сланцев, зернами кальцита. Цемент глинисто-карбонатный. Объемная масса их 2,68—2,69 г/см³. Вторая — песчаники мелкозернистые. Цемент глинисто-железистый, кремнисто-кварцево-слюдистый. На южном склоне Гиссарского хребта мелкозернистые песчаники (карбон) имеют следующие средние показатели: плотность 2,70 г/см³, объемная масса 2,67 г/см³, пористость 1,11%, временное сопротивление сжатию в естественном состоянии 1052÷1838·10⁵ Па, при водонасыщении — 1164÷1625·10⁵ Па.

Алевролиты тонкослоистые, черные, зеленые с обильным содержанием кварца, состоящие из тонкоструктурного слюдиисто-кремнисто-кварцевого агрегата, местами окварцованные.

Породы интрузивных формаций в Южном Тянь-Шане связаны с несколькими тектонико-магматическими циклами. Раннесилурийско-позднедевонскому циклу (ранний этап) соответствуют габбро-перидотитовый и габбро-плагиогранитовый комплексы, представленные серпентинитами, перидотитами, габбро и габбро-диоритами, диоритами.

Серпентиниты имеют обычно петельчатую структуру и содержат 8—12% реликтов оливина, около 65% серпентина, преимущественно хризотила и, реже, бастита, до 3% бесцветного ортопироксена, 15—16% актинолита и около 3% мелкозернистого магнетита.

Габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты чаще всего темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком. Структура мелко-среднезернистая с преобладанием последней, текстура массивная с шаровой отдельностью при выветривании. Объемная масса этой группы пород составляет 2,80—2,94 г/см³.

Плагиограниты равномерно-зернистые, иногда слегка порфировидные породы с гранитовой, участками микрографической и пегматитовой структурами. Состоят в основном из олигоклаз-альбита и кварца с редкими чешуйками биотита. Породы трещиноваты. По трещинам развиваются кварц, альбит, хлорит, эпидот. Отмечаются зоны интенсивной серитизации.

Изучение физико-механических свойств пород (плагиогранитов, плагиогранит-порфиров), проведенное в бассейне р. Харангон, показало, что объемная масса изменяется в пределах 2,66—2,72 г/см³, плотность — 2,70—2,72 г/см³, водопоглощение — 0,1—0,27%. Породы прочные, временное сопротивление сжатию в сухом состоянии составляет 2750·10⁵ Па, при водонасыщении — 2586·10⁵ Па.

Поздний этап (верхний карбон — пермь) тектоно-магматического мегацикла характеризуется широким внедрением крупных батолитовых интрузий гранитоидной магмы, распространенных в Туркестано-Алайской, Зеравшано-Алайской и Гиссарской зонах. Состав пород диоритового ряда весьма разнообразен и зависит главным образом от контактирующих с ними вмещающих пород. При наличии на эндоконтакте известняков они приобретают состав габбро-диоритов или кварц-биотитовых габбро; массивы же, прорывающие алюмосиликатные породы, как правило, представлены диоритами и кварцевыми диоритами. Наиболее распространенные диориты состоят из андезита (50—60%), микроклина (15—20%), кварца (1—3%), биотита (20—25%), роговой обманки (0—8%) и акцессорных минералов (до 4%).

Гранодиоритовый комплекс характеризуется порфировидным строением, преобладанием в цветной составной части биотита над амфиболом. В Гиссарской зоне широко распространенные гранодиориты представлены серыми и светло-серыми, средне- и крупнозернистыми, массивными разностями. В минералогическом составе присутствуют кварц (15—30%), плагиоклаз (20—45%), калиевый полевой шпат (15—30%), цветные металлы (7—10%).

В составе пород гранитового ряда наибольшим распространением пользуются биотитовые граниты, состоящие из микроклин-микропертита (30%), олигоклаза (20%), кварца (35—40%) и биотита (5—10%). Структура пород гипидиморфозернистая и порфировидная. По составу и структурно-текстурным особенностям граниты в значительной степени различаются между собой, что, в свою очередь, оказывает существенное влияние на их инженерно-геологические свойства и степень устойчивости к выветриванию. Граниты, затронутые процессами выветривания в незначительной степени, обычно малопористы, невлаго-

емки; временное сопротивление сжатию во всех состояниях (сухом, водонасыщенном, после испытаний на морозостойкость) весьма высоко (табл. 74).

Таблица 74

Физико-механические свойства пород интрузивной формации

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Диориты				
Плотность, г/см ³	21	2,74—2,65	2,69	0,02
Объемная масса, г/см ³	140	2,85—2,58	2,67	0,04
Пористость, %	21	1,5 —0,3	0,9	0,4
Водопоглощение, %	140	1,0 —0,0	0,3	0,01
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па:				
в естественном состоянии	140	2040—735	1385	203
при водонасыщении	20	1500—959	1275	176
после 25 циклов замораживания	20	1540—806	1247	207
Гранодиориты				
Объемная масса, г/см ³	42	2,90—2,66	2,77	0,07
Водопоглощение, %	42	0,1 —0,5	0,2	0,02
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па:				
в естественном состоянии	42	1768—1116	1411	165
при водонасыщении	4	1452—1259	—	—
после 25 циклов замораживания	4	1277—1119	—	—
Граниты мелкозернистые, бассейн р. Харангон (Башкирова и др., 1974)				
Объемная масса, г/см ³	—	2,71—2,67	—	—
Водопоглощение, %	—	0,32—0,28	—	—
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па:				
в естественном состоянии	—	3650—2096	—	—
при водонасыщении	—	3167—1935	—	—
после 25 циклов замораживания	—	3250—1903	—	—
Граниты крупнозернистые, бассейн р. Варзоб				
Объемная масса, г/см ³	—	2,73—2,56	—	—
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па:				
в естественном состоянии	—	1700—1417	—	—
при водонасыщении	—	1409—1312	—	—
после 25 циклов замораживания	—	1501—1183	—	—

С поверхности породы интрузивных формаций обычно выветрелы и трещиноваты. Изучение зоны выветривания в бассейне р. Ханака, проведенное методами микросейсморазведки по обнажениям на склонах с разной экспозицией до глубины 15—20 м, позволило выделить в ней по степени раздробленности и гипсргенеза четыре горизонта снизу вверх (по Г. М. Арешидзе): скрытотрещиноватый, глыбовый, щебнистый, мелкого дробления.

Количественная оценка трещиноватости интрузивных образований, проведенная в бассейнах Хандиза, Сангардак, Малайндарья, показала, что по всем изученным массивам преобладают трещины шириной 5—10 и 20—30 мм; крупные трещины единичны. Средний коэффициент трещинной пустотности составляет 2,35%. К трещинной зоне интрузивных образований, достигающей глубины 50—60 м, приурочены грунто-

вые воды, залегающие в зависимости от рельефа на глубине до 50 м. Они дренируются гидрографической сетью и выходят на поверхность в виде родников по бортам долин. Расходы родников обычно не превышают 2—5 л/с. Большими расходами обладают родники, приуроченные к зонам разломов и контактам интрузивов с другими породами. Коэффициент фильтрации пород составляет в среднем 0,27 м/сут. Воды пресные, неагрессивные, с минерализацией менее 0,5 г/л, гидрокарбонатные кальциево-магниевого и кальциево-натриевого.

Мезокайнозойский (альпийский) структурный этаж. Угленосно-терригенная формация триас-юрского возраста пользуется широким распространением и полнотой разреза в пределах Ферганского хребта. Осадки нижнего лейаса представлены здесь в основном аргиллитами с пропластками и пластами угля и прослоями русловых песчаников и гравелитов мощностью 0—250 м. Выше располагается толща конгломератов мощностью до 400 м. Средний и верхний отделы представлены осадками преимущественно песчано-алевролитоглинистого состава мощностью до 500 м.

Песчаники мелко- и среднезернистые. Конгломераты чаще всего мелкогалечные, состоят из гальки изверженных и осадочных пород, сцементированных песчано-глинистым цементом. Глины мягкие тонкоплитчатые либо пластинчатые. В районе Таш-Кумыра юрские глины и песчаники имеют плотность 2,64—2,78 г/см³, пористость 25—40%, естественную влажность 14,5—16,5%.

Терригенная красноватая формация раннего мела имеет весьма ограниченное распространение. Она представлена глинами и алевролитами, переходящими кверху в песчаники и конгломераты общей мощностью до 180 м.

Песчаники в составе формации (южный склон Гиссарского хребта) характеризуются величинами объемной массы 2,10—2,14 г/см³, плотности 2,71—2,79 г/см³, пористостью 8,6—23,8%, водопоглощением 1,7—7,2%, временным сопротивлением сжатию в сухом состоянии $249 \cdot 10^5$ — $541 \cdot 10^5$ Па, при водонасыщении — $169 \cdot 10^5$ — $465 \cdot 10^5$ Па.

Терригенно-карбонатная формация позднего мела-палеогена образована известковистыми песчаниками и глинами, известняками, а местами гипсом.

Известняки позднемелового возраста в большинстве случаев скрытокристаллические либо мелкозернистые. Текстура от массивной до слаботрешиноватой или рыхлой. Плотность известняков колеблется в пределах 2,68—2,75 г/см³; объемная масса 2,46—2,63 г/см³; водопоглощение 0,31—2,58%; временное сопротивление сжатию в естественном состоянии $747 \cdot 10^5$ — $1169 \cdot 10^5$ Па, при водонасыщении — $40 \cdot 10^5$ — $937 \cdot 10^5$ Па.

Песчаники мелко- и среднезернистые с карбонатным, реже глинистым цементом. Глины известковистые, мелкооскольчатые, листоватые или тонкоплитчатые.

В палеогене примерно в одинаковой с верхнемеловой палеогеографической обстановке накапливались преимущественно карбонатно-глинистые осадки в переслаивании с песчаниками, алевролитами, гипсами. Эти отложения, так же как и верхнемеловые, встречаются разрозненными выходами в пределах Алайского, Гиссарского, Зеравшанского и Нуратинского хребтов. Мощность их обычно не превышает 200—300 м. Наибольшей неоднородностью отличаются карбонатные породы: известняки, доломиты, мергели. Отдельные разновидности известняков по своим свойствам существенно отличаются друг от друга. Так, известняки тонкозернистые, местами окварцованные, в несколько раз

прочнее, чем ноздреватые, загипсованные известняки-ракушечники (табл. 75).

Таблица 75

Физико-механические свойства известняков терригенно-карбонатной формации палеогена (Юдина, 1960)

Наименование породы	Объемная масса, г/см³	Водопоглощение, %	Временное сопротивление сжатию, 10⁶ Па		
			в сухом состоянии	при водонасыщении	после замораживания
Зирабулак-Знаэтинские горы					
Известняки тонкозернистые	2,36	4,36	749,9	608,9	523,8
Известняки-ракушечники	1,79	15,14	106,8	78,2	60,0
Гиссарский хребет					
Известняки	—	0,5—9,2	318—1293	322—341	—
Зеравшанский хребет					
Доломитизированные известняки	2,73—2,80	7,7—15,0	35,5—73,8	20,9—80,9	—

Молассовая формация неогена представлена толщей кирпично-красных конгломератов, гравелитов, песчаников, глин с пластами соленосно-гипсоносных пород общей мощностью несколько сот метров.

Грубообломочные породы — конгломераты, брекчии и гравелиты — выделяются почти во всех стратиграфических горизонтах неогена. Характерно увеличение количества грубообломочных пород вверх по разрезу. В миоценовых отложениях конгломераты мелко- и среднегалечные, состоят из окатышей, песчаников, известняков, гранитоидов, эффузивов. Цемент песчаный и кальцитовый. В составе плиоцена конгломераты средне- и крупногалечные с преобладанием обломков карбонатных пород и эффузивов.

Песчаники от мелко- до крупнозернистых, косослоистые. Сортировка материала различная: для аллювиальных отложений — хорошая и умеренная, для пролювиальных — плохая. Песчаники образуют пласты мощностью от 1—2 до 30—40 м и более. По составу песчаники олигомиктовые и полимиктовые. Цемент карбонатный, глинисто-железисто-кальцитовый, глинисто-слюдисто-кальцитовый. По прочностным свойствам песчаники весьма неоднородны. Наиболее прочные разности отмечаются в осадках позднего миоцена, а наиболее слабые — в раннем плиоцене (табл. 76).

Алевриты от мелко- до крупнозернистых, характеризуются мелкой горизонтальной и косой слоистостью, часто загипсованы. По минералогическому составу алевриты мало отличаются от песчаных пород. Цемент преимущественно карбонатный.

Глины серые до красно-бурых, комковатые, оскольчатые, ореховидные. Преобладают алевритистые разности. Слоистые глины дают

**Физико-механические свойства песчаников молассовой формации неогена
в долине р. Ширабад**

Породы и возраст	Объемная масса, г/см ³	Пористость, %	Водопогло- щение, %	Временное сопротивление сжатию, 10 ⁶ Па	
				в сухом сос- тоянии	при водона- сыщении
Песчаник (N ₁ ¹)	2,50—2,65	1,86—3,71	1,20—2,28	584—1278	239—902
Песчаник (N ₁ ²)	2,40—2,45	9,66	0,85—6,23	276—465	175—767
Песчаник (N ₂ ¹)	2,20—2,85	17,10	4,96—5,86	70—131	42—78

плитчатую или листоватую отдельность. Породообразующими минералами в глинах являются гидрослюда с примесью каолинита и монтмориллонита. Отдельные разности обладают довольно высокой прочностью. По данным Е. Н. Сквалецкого, в районе Головной ГЭС — (р. Вахш) временное сопротивление сжатию плотных мергелистых глин достигает $500 \cdot 10^6$ — $550 \cdot 10^6$ Па при объемной массе 2,31—2,40 г/см³.

С породами молассовой формации связаны редкие родники (Пенджикентская впадина), дебиты которых колеблются от 0,01 до 5—10 л/с. Минерализация 0,1—0,6 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальцийско-магниевый.

Четвертичные отложения представлены несколькими геолого-генетическими комплексами.

Геолого-генетический комплекс нижне-средне-четвертичных ледниковых отложений в пределах Кокшаальской горной системы и Ферганского хребта представлен дислоцированными сероцветными песчаниками и глыбовыми брекчиями. Верхняя половина комплекса в горах образована моренами полупокровного оледенения. Мощность морен достигает 200—300 м, чаще вследствие размыва не превышает первых десятков метров. В южных отрогах Кокшаальского хребта морены сложены щебнево-глыбовыми образованиями с примесью до 60—75% песка и супесчано-суглинистого материала. Мощность 10—450 м. На продолжении морен в ряде мест развиты флювиогляциальные гравийно-галечниковые и лессовидные породы мощностью до 70—100 м. Флювиогляциальные суглинки, развитые во впадинах «40-й параллели», характеризуются плотностью 2,50—2,70 г/см³, объемной массой 1,44—1,65 г/см³, пористостью 36—48,8%, максимальной молекулярной влагоемкостью 10,5—16,5%, коэффициентом фильтрации от 0,02—0,1 м/сут.

Геолого-генетический комплекс нижне-четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений развит главным образом в пределах долины небольших внутренних впадин. В его составе преобладают грубообломочные породы: конгломераты, гравелиты, известковистые брекчии. Породы сцементированы плотным известковистым и песчано-глинистым цементом. Существенное значение в разрезе комплекса имеют лессовые породы, представленные во многих случаях каменным лессом.

Геолого-генетический комплекс средне-четвертичных пролювиальных отложений представлен лессовыми породами. Он распространен в крупных впадинах, подстилается обычно

галечниками и имеет мощность от 10—30 до 60 м. По гранулометрическому составу породы относятся к пылеватым разностям суглинков и супесей. Содержание пылевой фракции колеблется от 41,9 до 90,1% (в среднем 73%), песчаной — от 5,0 до 51% (в среднем 17%), глинистой — от 4,4 до 11,0% (в среднем 9,3%). В минералогическом составе преобладает легкая фракция (92—98%), представленная зернами кварца (24—46%), полевого шпата (14—25%), мусковита (5,8—13,4%), глинистых минералов (2,6—13,6%). Карбонатность изменяется в пределах 25,1—33,4%, содержание водорастворимых солей — 0,3—0,8 г/л. Лессовые породы сильно- и среднепросадочные; плотность — 2,60—2,79 г/см³; объемная масса — 1,16—1,63 г/см³; пористость — 41,5—56,1%; угол внутреннего трения — 14—40° и сцепление — 0,05·10⁵ Па.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных ледниково-аллювиально-пролювиальных отложений развит на востоке региона. В Киргизии (кассанский комплекс) представлен моренами, отложениями террас и конусов выноса. Нижние части разреза комплекса сложены обычно песчано-валунно-галечниковыми отложениями, а верхние — моренами и коррелятными им пролювиальными лессовыми породами чехлов террас, конусов выноса и склонов. Наиболее молодые морены принадлежат долинному и каровому типам. Они сложены щебнево-глыбовыми нагромождениями мощностью до 100 м. В Кокшаальском хребте морены прослеживаются вниз по долинам до высот 3200—3300 м. На территории Таджикистана и Узбекистана (душанбинский, голодностепский и сукайтинский комплексы) осадки, формирующие террасы, имеют двучленное строение. Нижняя часть разреза представлена галечниками и гравием руслового аллювия, верхняя — суглинками и супесями пойменного аллювия. Для аллювиальных фаций характерно тесное взаимоотношение с пролювиальными, реже делювиальными и коллювиальными образованиями.

Грубообломочные породы представлены в основном галечниками и валунно-галечниками с гравийно-песчаным и супесчаным заполнителем; слабыми валунно-галечниковыми конгломератами на известково-песчаном цементе с прослоями песков и супесей мощностью до 1,5—2,0. Гравийно-песчаный заполнитель чаще всего образован частицами диаметром более 200 мм (25—45%); примесь глинистых частиц небольшая. Плотность пород 2,50—2,70 г/см³; объемная масса — 1,76—1,98 г/см³; естественная влажность не превышает 2,4%; пористость составляет 23—25%; коэффициент фильтрации — до 66,5 м/сут. Песок в составе грубообломочной части комплекса в основном разнозернистый. Плотность — 2,5—2,75 г/см³; объемная масса при естественной влажности 4—25% составляет 1,30—2,00 г/см³; пористость — 38,5—50%; коэффициент фильтрации — 12,5—166 м/сут (Наукатская впадина).

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных пролювиальных лессовидных пород широко развит в пределах покато-волнистой равнины слившихся конусов выноса (Зеравшанская впадина). Отличается закономерным изменением в гранулометрическом составе по направлению от гор к долине. Содержание песчаной фракции уменьшается от 40—74,7% (предгорная часть) до 8,6—14,2% (периферийная часть), пылевой же возрастает с 38,8—53,9 до 72,5—79,9%. Количество глинистых частиц примерно одинаково — 4,7—15,0 и 7,0—12,0%. Аналогично изменяется карбонатность (от 3,6 до 34,1%) и содержание водорастворимых солей — от 0,1 до 0,55%. В минералогическом составе лессовидных пород преобладают минералы легкой фракции, где основными компонентами являются

кварц (23,5—53,6%), кальциевые полевые шпаты (1,7—24,4%), биотит (0,3—24,2%), мусковит (0,6—21,7%), обломки пород (0,8—25%) и глинистые минералы (1,3—24,8%). Породы интенсивно размокают в промежуток времени от 20 с до 6 мин. Коэффициент фильтрации изменяется в пределах 0,09—0,3 м/сут. До глубины 12—15 м лессовые породы обладают просадочностью (табл. 77).

Таблица 77

Физико-механические свойства лессовых пород геолого-генетического комплекса верхнечетвертичных пролювиальных отложений Зеравшанской впадины

Показатели	n	Пределы	$\bar{x}$
Верхняя часть конусов выноса			
Плотность, г/см ³	8	2,78—2,64	2,69
Объемная масса скелета, г/см ³	8	1,48—1,23	1,25
Естественная влажность, %	8	8,1—1,1	3,7
Пористость, %	8	53,7—45,4	50,1
Средняя часть конусов выноса			
Плотность, г/см ³	46	2,78—2,66	2,73
Объемная масса скелета, г/см ³	46	1,60—1,12	1,38
Естественная влажность, %	46	29,5—0,7	7,7
Пористость, %	46	59,2—41,5	49,4
Концевая часть конусов выноса (непроявленно-просадочные)			
Плотность, г/см ³	56	2,83—2,62	2,71
Объемная масса скелета, г/см ³	56	1,90—1,18	1,34
Естественная влажность, %	56	23,0—0,7	9,3
Пористость, %	56	56,8—41,8	50,2
Концевая часть конуса выноса (проявленно-просадочные)			
Плотность, г/см ³	23	2,78—2,73	2,75
Объемная масса скелета, г/см ³	23	1,64—1,37	1,46
Естественная влажность, %	23	31,2—4,7	13,3
Пористость, %	23	50,0—40,2	46,6

Геолого-генетический комплекс современных аллювиально-пролювиальных отложений имеет широкое распространение по долинам почти всех крупных водотоков, выполняя их поймы, русла, первую и вторую надпойменные террасы, а также сопряженные с ними конусы выноса. В верховьях горных рек с ледниковым питанием современные осадки в большинстве случаев представляют собой продукты переотложенных морен, почти неокатанных и лишенных сортировки. В узких ущелистых долинах ниже современной снеговой линии большое значение приобретают гравитационные скопления (обвально-осыпные, обвально-оползневые и др.), которые заполняют русла горных рек, образуя типичные коллювиально-аллювиальные отложения. В составе комплекса преобладают гравийно-галечниковые, песчаные и супесчано-суглинистые осадки.

Гравийно-галечниковые накопления слагают главным образом русловые части рек. В их гранулометрическом составе (среднее течение рек Зеравшан и Санзар) доминируют фракции гравия, составляющие в среднем 72%; количество песчаных частиц — 21%; а глинистых — лишь 3—4%. Галька и гравий обычно хорошо окатаны, с преобладающими размерами 10—12 см.

Пески разнoзернистые, с линзами и прослоями гравия и мелкозема. В гранулометрическом составе песчаная фракция содержится в количестве 60—96%, пылеватая — 4—25, глинистая — 1—2%. Плотность пссков (долина р. Зеравшан) изменяется от 2,67 до 2,87 г/см³; объемная масса — от 1,53 до 1,69 г/см³; пористость пород достигает 43%, а коэффициент фильтрации — до 4,6 м/сут.

Лессовидные породы, составляющие пойменную фацию водотоков, представлены суглинками и супесями с прослоями и линзами галечника, песка. Мощность пород изменяется в пределах от 0—1 до 10 м. Гранулометрический состав аллювиальных лессовидных пород очень изменчив и характеризуется следующими показателями: песчаная фракция 7,9—32,1% (в среднем 18,0%), пылеватая — 43,8—84,9% (в среднем 67,2%), глинистая — 4,5—26,0% (в среднем 14,2%). Карбонатность отличается довольно высокими значениями — 27—31%. Глинистая фракция представлена в основном гидрослюдами. Содержание водорастворимых солей изменяется от 0,1 до 0,9 г/л. Тип засоления от карбонатного до хлоридно-сульфатного. Плотность пород колеблется в пределах 2,75—2,71 г/см³ (в среднем 2,72 г/см³); объемная масса скелета — 1,64—1,40 (в среднем 1,52); пористость — 48,4—40,5 (в среднем 43,0). Просадочностью описываемые отложения не обладают.

Геолого-генетический комплекс современных дельтовых аллювиальных лессовидных пород развит у подножий и на склонах гор; характеризуется слоистостью, содержанием линз, прослоев гравия, щебня и обломками пород мощностью от 1 до 25 м. В гранулометрическом составе осадков (долина р. Зеравшан) основную массу составляет пылеватая фракция (в среднем 78%), песчаной и глинистой содержится соответственно 11,3 и 9,5%. Карбонатность пород в среднем 28%, содержание легкорастворимых солей 0,2 г/л. Естественная влажность колеблется в пределах от 2 до 13%; объемная масса сухого грунта — 1,41 г/см³; плотность — 2,72 г/см³; пористость — 47,9%. Отложения обладают просадочными свойствами, коэффициент относительной просадочности составляет 0,02—0,05.

Современные геологические процессы

Выветривание. Процессам выветривания подвержены практически все обнажающиеся коренные породы, которые занимают более 80% его общей площади. С максимальной интенсивностью они протекают в средне- и высокогорной зонах, где отмечается наибольшая обнаженность пород, резкие колебания суточных температур, переменное увлажнение и постоянное облучение солнечной энергией.

Наиболее подвержены выветриванию песчано-сланцевые толщи палеозоя, на которых образуются мелкообломочные осыпи, покрывающие склоны и участвующие в формировании селевых потоков. Интенсивно протекает выветривание и в интрузивных породах, особенно в крупнозернистых разностях, что проявляется в образовании древесно-щебнистых и глыбовых осыпей, а на крутых склонах — крупных матрацевидных отдельностей. Исследования Л. Н. Дриго (1968), проведенные для крупнозернистых биотитовых гранитов в долине р. Варзоб, показали, что на процесс разрушения пород существенное влияние оказывает термическое выветривание. Интенсивность его зависит от высоты местности и экспозиции склонов по отношению к углу воздействия солнечных лучей. На склонах южной экспозиции с повышением высот от 1530 до 2730 м температура нагрева горизонтальных площа-

док гранитов возрастает с 38,8 до 56°. Суточная амплитуда температур при этом колеблется в пределах 23—40,2° (на горизонтальных площадках) и 13,5—19° (на наклонных). Первоначальное нарушение внешнего слоя гранитов начинается на границе выположенных и наклонных поверхностей, что в дальнейшем приводит к постепенному нивелированию естественных уступов и накоплению мелкообломочных осыпей у подножий склонов. Мощность ослабленных и разрушенных до мелкообломочного состояния гранитов составляет 0,5—1,2 м.

В значительно меньшей степени выветриваются карбонатные породы. Процессы выветривания увеличивают трещиноватость пород, снижают их механические свойства, повышают водопроницаемость.

Обвалы, камнепады имеют довольно широкое распространение в бассейне р. Зеравшан. Они, как правило, происходят на крутых (50—70°) склонах по бортам водотоков; на отвесных стенках скальных массивов, представленных известняками, доломитами, песчаниками и реже сланцами. Крупные обвалы объемом в миллионы кубометров приурочены главным образом к зонам меридиональных тектонических разрывов и обусловлены неотектоническими движениями (Попов, 1974). Примерами крупных обвалов могут служить семь завалов на р. Шинг объемом от 5 до 100 млн. м³. Обвалы происходили в массивах известняков в зонах сочленения меридиональных разрывов, субширотных сбросов и надвигов. Перемычки значительных размеров известны в долинах рек Магиан, Искандердаря, Пасруддаря, Ягноб, Фандарья и др. Кроме обвалов, вызванных чисто тектоническими факторами, в бассейне р. Зеравшан встречаются оползни-обвалы и осыпи-обвалы, образование которых связано с условиями залегания пород и воздействием экзогенных процессов (эрозия, выветривание и др.). Современные обвалы в скальных породах отмечаются чаще, однако объемы их сравнительно невелики и достигают 1,0 млн. м³ и менее. Нередко отмечаются обрушения бортов древних террас и оснований древних осей при подмывах. Они связаны с боковой эрозией постоянных и временных водотоков, имеют небольшие (в пределах 7—15 тыс. м³) объемы и рыхлое строение.

Оползни. Условия формирования оползней на территории региона чрезвычайно разнообразны. Оползневые смещения в зависимости от механизма развития и характера разрушения пород представлены оползнями значительных объемов (оползни-потоки, ступенчатые оползни и сложные оползни) и небольшими оползнями (поверхностные сплывы, оплывины).

Первые широко развиты на юге Киргизии, где они образуются в глинистых песчаниках и известняках мезокайнозоя (Ниязов, 1974). Оползни приурочены в основном к склонам северной экспозиции крутизной 20—40°. Важнейшими факторами возникновения оползней являются высокая сейсмичность, связанная с проявлением новейших движений, и атмосферные осадки. Активизация оползневой деятельности в результате землетрясений отмечалась в районе Желалабата (1954), Майлису (1966), долинах Кульдука и Акбура (1970), а выпадение большого количества осадков в зимне-весенний период 1968—1969 гг. привело к образованию многочисленных оползней (около 1000) в различных районах Южной Киргизии. Здесь к 1973 г. насчитывалось 1591 оползневых участков, размещающихся в бассейнах рек Майлису, Кугорта, Яссы, Карадаря, Гульчи, Тар и др. Наиболее высокие коэффициенты пораженности оползневыми явлениями (0,3—0,4) приурочены к бассейнам рек Майлису, Карасу, Карадаря, Кугорта. Одним из характерных районов с высокой оползневой активностью

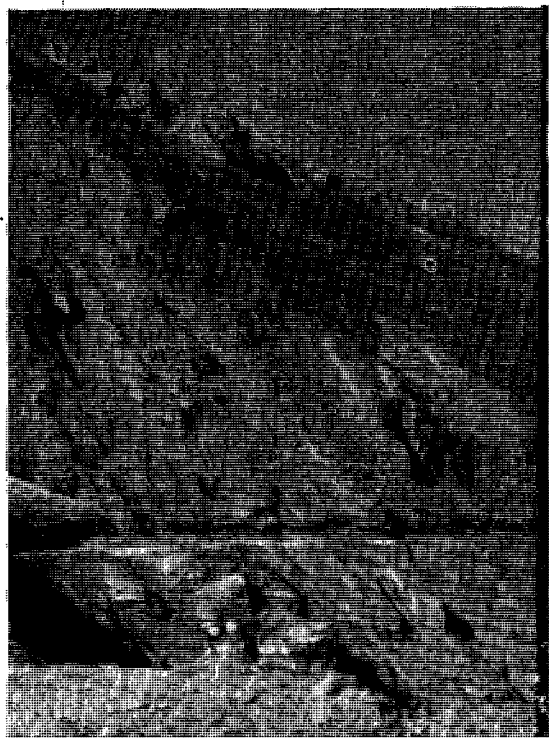


Рис. 38. Сползание делювия при под-
резке склона автодорогой в районе
перевала Анзоб. Фото В. И. Пресну-
хина



Рис. 39. Оползневые деформации вы-
пуклого северного склона Анзобского
перевала. Фото В. И. Преспухина



Рис. 40. Оползание склонов на
левом берегу правого притока
р. Вахш. Фото В. И. Преснухина

является бассейн р. Зеравшан, где зафиксированы сотни оползнепроявлений. Среди них известные оползни-обвалы: Айнинский, Умерланский, Сапгистанский, Ягнобский. Развиваются оползни как в поверхностных делювиальных (рис. 38, 39, 40), так и в подстилающих палеозойских отложениях. При этом смещение происходит с глубоким (20—50 м) захватом коренных пород и направлено в русло р. Зеравшан. Объемы оползневых масс исчисляются несколькими миллионами кубических метров. Подобные оползневые смещения неоднократно перекрывали русла рек Зеравшан, Ягноб и их многочисленных притоков. С их проявлением связано образование многих озер. Оползнями такого типа явились Айнинский (1964) и оползень на горе Сухто (1969), входящий в систему Зеравшанского хребта (Ниязов, 1974).

Оплывины, поверхностные сплывы и оползни-потоки развиты в бассейнах, где борта долин сложены лессовыми породами, интенсивно увлажняющимися атмосферными осадками. Поверхностные сплывы образуются на склонах крутизной 30° и более, с глубиной захвата пород до 1,0 м. Оплывины проявляются на склонах крутизной менее 30° с захватом смещающихся масс до 3—5 м.

Сели. Формированию селей способствует сильная расчлененность рельефа, большая крутизна склонов, ливневый режим осадков в горах и обилие обломочного материала на склонах. Разрушительные сели возникают при прорывах запрудных озер. Сильной селевой активностью (частота повторяемости селей через 1—3 года) отличаются северные склоны и предгорья Туркестанского, Алайского, а также южные склоны Гиссарского хребтов. Значительной селевой деятельностью характеризуется бассейн р. Зеравшан, где выделяются четыре типа селевых районов:

1) высокогорные области с развитием водокаменных селей, где питание твердым материалом происходит главным образом за счет моренных отложений, жидкое — за счет таяния ледников и снежников. Мощност селей значительная, повторяемость — редкая. Сход селей наиболее вероятен во второй половине лета (август);

2) среднегорные области с развитием грязекаменных селей. Питание здесь происходит за счет весеннего снеготаяния в сочетании с ливнями. Объемы селевых выносов менее значительны, а повторяемость селей выше, чем в районах I типа. Сход селей наиболее вероятен весной (апрель — май). В твердой составляющей этих селей существенное значение приобретает материал оползневых очагов;

3) среднегорные и низкогорные области с развитием грязекаменных, реже грязевых селей. Твердое питание помимо осыпей и оползней осуществляется за счет размыва отложений неоген-четвертичного возраста. Если ливневого характера происходят в сочетании с весенним снеготаянием. Сход селей наиболее вероятен весной (апрель — май);

4) низкогорная область с развитием грязекаменных и грязевых селей ливневого генезиса.

Форма бассейнов существенно влияет на формирование селевых потоков. На северном склоне Зеравшанского хребта форма селевых бассейнов ячейковидная, обломочный материал распределяется по руслу неравномерно, а возникающие в нем селсовые потоки имеют пульсирующие движения. Большая часть твердой составляющей отлагается в днищах боковых притоков, где крутизна русел не превышает $7-10^\circ$. Отмечаются лишь отдельные участки чистого транзита — по пачкам песчанников. Зоной аккумуляции являются конусы выноса основных водотоков, образованных по голоценовой террасе р. Зеравшан, а на отдельных участках и высокие террасы верхнечетвертичного возраста.

Ширина селевых террас достигает 30 м, мощность отложений от 0,8 до 4,0 м. Частота прохождения селевых потоков значительных объемов колеблется в широких пределах — от 5 (реки Такфон, Риват, Шинг и др.) до 20—25 лет (Вашан, Кумарг и др.). Средний объем единовременных выносов по следам прошедших селей некоторых саев составляет (тыс. м³): Вашан — 85 (1956), Такфон — 200 (1970).

Лавины. Следы действия лавин в высокогорной части отмечаются повсеместно, чаще на склонах северной экспозиции. Они выражены в виде полос, согнутых и ободранных деревьев и кустарников, наносов каменного материала на выположенных, лишенных растительности склонах. Основная масса лавин приурочена к склонам крутизной 25—30°, а в отдельных случаях — 15—20°. Снежные лавины сходят обычно в конце зимы — начале весны. Движение их на очень коротком расстоянии достигает скорости 80—100 м/с, а ударная сила доходит до 60 т/м². Признаками лавиноопасных участков являются снежные карнизы, надувы, шапки, козырьки.

Плоскостной смыв осуществляется во время ливней. Этому процессу подвержены верхние и приводораздельные части склонов прямого и выпуклого профиля с крутизной поверхности склонов до 30°. При этом происходит вынос глинистого материала. На интенсивность и характер проявления плоскостного смыва оказывают влияние форма поверхности и ее крутизна. Независимо от литологического состава пород при выполаживании склонов вынос мелких частиц увеличивается, углубляются рытвины. Плоскостной смыв чаще проявляется на склонах южной экспозиции и на склонах, лишенных растительности.

Глубинная и боковая эрозия характерна для всех без исключения постоянных и временных водотоков, но наиболее интенсивно проявляется в руслах тех из них, где имеются террасы, а основания склонов прикрыты осыпными и делювиальными шлейфами.

Карст. Отмечается на площади распространения известняков и мраморизованных пород палеозоя и известняков, доломитов и гипсов мезозоя. Подавляющее большинство карстовых форм представлено пещерами, гротами, промоинами и др. (рис. 41, 42). В западной части Зеравшанского хребта (горы Чакул-Калян) пещеры тяготеют к участкам, где имеются тектонические нарушения. К трещиноватым тектоническим зонам в силурийских известняках приурочены многочисленные



Рис. 41. Карстовые воронки, развитые на предгорных склонах Гиссарского хребта

ниши, гроты и пещеры, описанные в районе Магиан-Шинга и оз. Маргузор Я. А. Левеном (1963). Выходы их расположены в 30—50 м выше тальвега долин. Наиболее крупная пещера имеет ширину до 10 м, длину 25 м и высоту до 3 м. Карбонатный карст в породах силур-девонского и каменноугольного возрастов развит на юго-восточных склонах Каратегинского хребта, в районе пос. Комсомолабад. Здесь

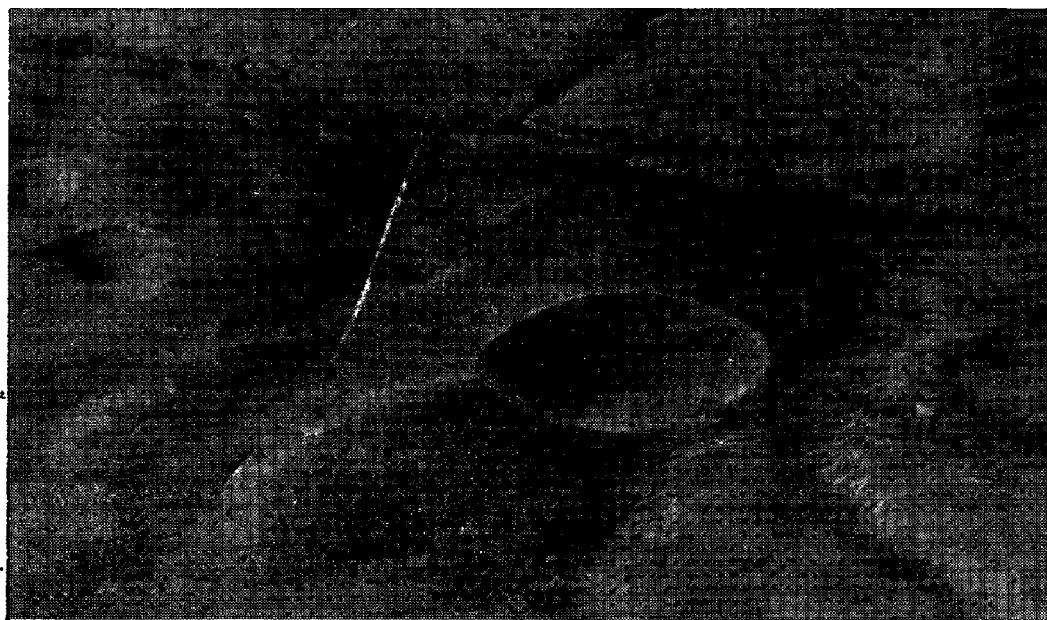


Рис. 42. Карстовые воронки (Гиссарский хребет)

расположены пещеры-щели в раскатах, вертикальных и крутопадающих тектонических трещинах. Обследованная глубина полостей до 50 м, длина до 80 м, ширина от 1—3 до 7 м. Пол пещер завален глыбами пород, стенки корродированы деятельностью конденсационных вод.

На южных склонах Туркестанского хребта отмечен открытый известняковый, известняково-доломитовый и гипсовый карст в породах мезозойского возраста — это гроты, ниши и отдельные пещеры. Пещеры представляют собой узкие извилистые ходы меридионального простираения, длиной до 30 м, заложенные по трещинам вкрест простираения моноклинально залегающих пластов известняка и доломита. Гипсовый карст представлен воронками диаметром до 10 м, глубиной до 7 м, гротами и пещерами. Отмечается сгущение воронок на участках проявления оползневых процессов (у пос. Майката). Имеются сведения о наличии карстовых гротов и промоин в мезозойских гипсово-известняковых толщах в верховьях р. Оби-Заранг, в районе пос. Кара-таг, в Зиддинской котловине.

Особенности инженерно-геологических условий региона определяются следующими основными факторами: а) сильной расчлененностью и контрастностью рельефа территории с наличием скалистых труднодоступных форм альпийского ледникового рельефа; б) сложностью геологических условий и интенсивностью новейшей тектоники; в) широким развитием скальных пород, поведение которых в массиве в значительной мере обусловлено их выветрелостью и степенью трещинова-

тости; г) интенсивным развитием селевых, обвально-обсыпных и оползневых процессов; д) наличием многолетней мерзлоты и ледников; е) процессами карстообразования, тяготеющими к крупным зонам дробления в карбонатных породах; ж) приуроченностью территории к наиболее сейсмоактивным зонам с точки зрения повторяемости землетрясений и их силы.

ГЛАВА 24

ЦЕНТРАЛЬНО-КЫЗЫЛКУМСКИЙ РЕГИОН

Регион расположен в центральной части Кызылкума. Рельеф его представлен песчаными и песчано-щебнистыми равнинами и невысокими горными поднятиями, разделенными бессточными котловинами и впадинами. Горные массивы Букантау, Тамдытау, Кульджуктау, Ауминзатау, Аристантау расположены в виде вытянутой цепи от Нуратинских и Зеравшанских гор к северо-западу. На крайнем западе обособленно расположен хр. Султануиздаг. Абсолютные отметки гор в среднем не превышают 500 м. Отдельные горы достигают 888 м (Тамдытау), 1000 м (Султануиздаг). Между горными возвышенностями расположены бессточные котловины: Каракатипская, Бешбулакская, Минбулакская и др. Глубина их достигает 100 м. Абсолютная минимальная отметка — 18 м в Минбулакской котловине. Для равнинной части Центрального Кызылкума наиболее характерен золово-дефляционный тип рельефа, представленный грядами и ячеями высотой до 12 м, вытянутыми в субмеридиональном направлении. Широко распространены неподвижные песчаные бугры высотой до 10 м, полузакрепленные растительностью. Ограничено распространены барханы.

Климат Центрального Кызылкума — пустынный, засушливый, резко континентальный.

Инженерно-геологическая характеристика пород

В регионе развиты породы допалеозойского, каледонского, герцинского, мезозойского, альпийского структурных этажей.

Допалеозойский структурный этаж представлен метаморфическими формациями архея и протерозоя. Распространен он в пределах горных сооружений Ауминзатау, Букантау, Тамдытау. В горах Ауминзатау — это метаморфизованные зеленые амфиболовые и слюдисто-кварцевые сланцы с прослоями кварцитов и параамфиболитов, реже доломиты и мраморы (ауминзинская свита). Видимая мощность их около 2000 м. В горах Букантау и Тамдытау формация сложена пересланяющимися рассланцованными кварц-полевошпатовыми песчаниками, часто кварцитами, плагиоклаз-амфиболовыми породами, в верхней ее части много кремнистых пород. Данных о физико-механических свойствах нет.

Каледонский этаж представлен целым рядом формаций. Терригенно-карбонатная формация объединяет отложения раннекембрийского возраста в горах Тамдытау и средне-раннеордовикского — в Северном Нуратау. Состоит из известняков, доломитов, мелкозернистых песчаников, чередующихся с туфопесчаниками, порфиритами и диабазами с линзами и прослоями кремнистых пород. Мощность ее составляет 150 м в Тамдытау, 100 м в Северном Нуратау. Водопоглощение

известняков близко к нулю; объемная масса 2,28—2,30 г/см³, плотность 2,69—2,72 г/см³ (Мирзапеметов, 1967).

Терригенно-вулканогенная формация верхнего ордовика — нижнего силура приурочена к Букантау и Северному Тамдытау. В Кульджуктау в разрезе формации появляются карбонатные породы.

Песчаники разнозернистые кварц-полевошпатового состава с включением лимонита.

Гравелиты и конгломераты приурочены в основном к низам разреза и состоят из угловато-окатанных, плохо отсортированных зерен кремнистых пород, аргиллитов и кварца, сцементированных карбонатно-кремнистым веществом. Аргиллиты и алевролиты зеленовато-серого цвета тонкослоистые, кварц-слюдистые. Породы характеризуются низкими значениями водопоглощения и довольно высокими значениями временного сопротивления сдвигу.

Сланцы тонколистоватые, кремнисто-хлорит-серицитовые.

Порфириты и кварцевые порфиры представлены зеленовато-серыми рассланцованными скрытокристаллическими породами, состоящими из преобразованной в кварц-серицит-хлоритовый агрегат основной массы с порфировидными выделениями кварца и плагиоклаза.

Карбонатная формация состоит в нижней своей части из светло- и темно-серых известняков и доломитов, в верхней части — из серых известняков с прослоями и линзами конгломератов, песчаников, кремнистых пород. Мощность формации 2000 м.

Известняки в нижней части разреза комковатые. Основными минеральными компонентами являются: CaO, MgO, SiO₂ и Al₂O₃. Плотность их 2,73 г/см³, объемная масса 2,64 г/см³.

Доломиты массивные плотные с мелкими линзами алевролитов.

К известнякам приурочены трещинные подземные воды, вскрываемые на глубинах 50—100 м. В местах глубокого эрозионного вреза отмечаются выходы родников с расходами 0,01—1,0 л/с. Минерализация изменяется от 0,4 до 10 г/л, преимущественно 1—3 г/л. Воды в основном сульфатного натриево-кальциевого типа. По содержанию SO₄ воды агрессивные, местами также отмечается слабая общекислотная агрессивность.

Герцинский структурный этаж в Центральном Кызылкуме представлен карбонатной вулканогенно-терригенной и молассовой формациями.

Карбонатная формация средне-верхнего девона распространена в Кульджуктау, Нуратау, юге Тамдытау. Породы с поверхности и до глубины 30—50 м подвержены интенсивным процессам выветривания.

Известняки верхней части карбонатной формации — тонкоплитчатые черные. Они характеризуются объемной массой 2,36 г/см³, плотностью 2,67 г/см³, временным сопротивлением сжатию в сухом виде 1150,1·10⁶ Па, водонасыщенном — 845,3·10⁶ Па. К известнякам приурочены пресные подземные воды трещинного типа, залегающие на глубинах до 100 м. Воды сульфатные натриевые с минерализацией от 0,4 до 1,0 г/л, неагрессивные и используются для питьевых и хозяйственных целей.

Все карбонатные образования девона выветрелые и сильнотрещиноватые с поверхности до глубины 20—30 м. Наличие трещин в них способствует развитию процессов выщелачивания и карстообразования. Наибольшее развитие карстовых явлений в виде воронок и пещер отмечается в горах Кульджуктау.

Вулканогенно-терригенная формация, соответствующая раннекаменноугольному возрасту, вытянута вдоль Северо-Нуратинского и Бесаяпанского разломов. Она характеризуется очень большим количеством эффузивных залежей основного и среднего составов среди осадочной толщи терригенного состава. Типично наличие многочисленных прослоев кремнистых и карбонатных пород и их сильная битуминозность (табл. 78).

Таблица 78

Физико-механические свойства пород вулканогенно-осадочной формации
поздне-среднекарбонového возраста

Показатели	Кремнистые породы	Песчаники	Диабазы
Количество определений	5	2	18
Водопоглощение, %	0,5	0,9	0,5
Объемная масса, г/см ³	2,48	2,27	2,30
Плотность, г/см ³	2,59	2,38	2,40
Временное сопротивление сжатию, 10 ⁵ Па	800	640	—
Временное сопротивление изгибу, 10 ⁶ Па	190	128	—
Коэффициент истирания, г/см ²	1,9	3,6	—

Молассовая формация средне-верхнекарбонového возраста представлена карбонатными и терригенными образованиями мощностью до 2 км.

Известняки массивные, плотные, доломитизированные тонкослоистые, светло- и темно-серого цвета, с поверхности трещиноватые. Они характеризуются следующими средними значениями показателей физико-механических свойств: объемная масса 2,40·10³ Па, плотность 2,58 г/см³, временное сопротивление сжатию 1010·10⁵ Па, коэффициент истирания 2,1 г/см².

К породам рассматриваемой формации приурочены трещинно-карстовые воды. Они содержатся в известняках и песчаниках и вскрываются на глубинах от 10 до 100 м и более. Имеют сульфатный кальциево-магниевый состав и минерализацию от 0,6 до 15 г/л (преобладают значения 1—5 г/л). Наиболее водообильные источники приурочены к зонам разломов и карстовым полостям с расходами воды до 30—40 л/с. В песчаниках и конгломератах расходы их не превышают десятых долей литра в секунду. По величине pH (7,0—7,2) и по содержанию HCO₃ (3,1—5,7 мг/л) воды неагрессивные, а по содержанию SO₄ (250—2872 мг/л) — агрессивные. Местами воды используются для питьевых и хозяйственных целей.

Кора выветривания. В Центральном Кызылкуме верхняя часть верхнекаменноугольных, пермских и триасовых отложений отсутствует. В это время на интрузивных и карбонатных породах формировалась пестроцветная кора выветривания. Она состоит из белой каолинизированной породы, рыхлой, мягкой, жирной на ощупь. Кора выветривания, образованная за счет карбонатных пород, сравнительно плотная, светло-коричневой окраски, лишенная признаков кристаллического строения. Мощность коры выветривания от нескольких метров до 120 м.

Мезокайнозойский (альпийский) структурный этаж представлен терригенной и терригенно-карбонатной формациями юрского, мелового и палеогенового возрастов и верхне-терригенной формацией неогена. Первая

выявлена лишь в районе пос. Сарбатыр. Она состоит из алевролитов, глин, песчаников общей мощностью до 70 м.

Терригенная формация мелового возраста повсеместно сложена песчано-глинистыми и гравелито-конгломератовыми толщами. Лишь местами в верхах разреза появляются маломощные (до 30 м) доломиты и известняки. Мощность ее до 600 м.

Глины терригенной формации зеленоватые, песчанистые, тонкоплитчатые. В районе колодца Камысбулак характеризуются следующими показателями: водопоглощение глин — 10,8%; число пластичности — 18; коллоидность — до 29,9%; коэффициент вспучивания — 1,27—3,4; плотность — 1,68—1,79 г/см³, временное сопротивление сдвигу — $10,2 \cdot 10^5$ Па.

Песчаники мелкозернистые, на слабом известковистом цементе, с включением мелкого гравия.

Известняки ракушечные, светло-серые, сильнопористые.

Подземные воды приурочены к песчано-алевролитовой толще и залегают на глубине 100—200 м. Минерализация от 0,2 до 10 г/л (часто 1—3 г/л). По содержанию сульфатов воды слабоагрессивные. Водобилие пород по одной скважине равно 11 л/с.

Породы терригенно-карбонатной формации палеоген-эоценового возраста развиты повсеместно, часто они окаймляют выходы палеозойских пород, ими также сложены останцовые платообразные возвышенности. В пределах пониженных частей территории и впадин они вскрываются глубокими скважинами. Представлены в нижней части известняками, ракушечниками, песчаниками, мергелями общей мощностью до 25 м. В верхней — это глины, тонкозернистые песчаники, мергели мощностью 300—330 м.

Глины пластичные, тонкоотмученные, имеют однородный состав и отличаются высокой степенью набухаемости при водонасыщении (от 1,8 до 5,9 раза, в среднем 3,5 раза).

Песчаники серые, разномзернистые, плотные. К ним приурочены пластово-трещинные и поровые подземные воды, залегающие на глубинах от 80—100 м и более. Химический состав вод изменяется от сульфатно-хлоридных до сульфатных натриево-магниевых с величиной плотного остатка от 0,4 до 24,0 г/л, преобладают 3—10 г/л.

Верхнетерригенная формация неогенового возраста представлена красновато-бурыми и кирпично-красными глинами, алевролитами, песчаником с линзами и прослоями гальки и гравия общей мощностью более 200 м (табл. 79).

К песчаникам, пескам и конгломератам палеогена и неогена приурочены пластово-трещинные и поровые подземные воды, залегающие на глубинах до 80—100 м и более. Химический состав вод изменяется от сульфатно-хлоридных до сульфатно-натриево-магниевых с величиной плотного остатка от 0,4 до 24,0 г/л, преобладают 3—10 г/л. Местами по содержанию SO_4^{2-} (4629—37 117 мг/л) CO_2 (6,0—27,6 мг/л) воды агрессивные.

В регионе широко развиты четвертичные образования. Они в основном представлены двумя геолого-генетическими комплексами — пролювиальным и эоловым. Аллювиально-пролювиальный, делювиальный, коллювиальный и другие геолого-генетические комплексы имеют ограниченное распространение.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных пролювиальных отложений представлен конгломератами, галечниками, песками, дресвяно-щебнистыми породами с линзами и прослоями глин, суглинков и супесей, сильно загни-

Таблица 79

Физико-механические свойства глин и мергелей верхне-терригенной неогеновой формации
(по данным В. Мирзамимедова, Е. Семечкиной и др.)

Показатели	Неогеновые отложения			
	глины			мергели
	колодез Тозбулак	колодез Такыркудук	колодез Камисбулак	колодез Мишбулак
Количество определений	4	7	6	5
Коллоидность, %	32,0—38,0*	—	29,9	27,3—39,0
	35,0			
Водопоглощение, %	—	6,7—19,4	8,7—18,4	
		12,4	12,0	
Число пластичности	19,8—27,0	15,2—25,8	11,3—24,3	7,6—31,9
	24,2	18,9	17,7	19,0
Температура вспучивания, ° . . .	1000—1200	1000—1200	1150—1200	
		1,9—4,2	2,1—3,8	
Коэффициент вспучивания	—	2,8	3,0	
	1180—1210	1170—1240	1165—1220	1170—1230
Огнеупорность, °	1190	1210	1190	1200

* В числителе — пределы показателей, в знаменателе — среднееарифметические данные.

сованными, которые слагают предгорные наклонные равнины, общей мощностью от 2—5 до 40—50 м.

Грубообломочные отложения широко распространены в области предгорной покатой равнины. По мере удаления от гор материал мельчает и увеличивается содержание глинистого материала. В вертикальном разрезе конгломераты и галечники сменяются щебнистыми отложениями с дресвой, гравием и песком, которые покрыты суглинками, супесями и глинами.

Конгломераты на известковистом и глинисто-гипсовом цементе с поверхности сильновыветрелые и разрушены до состояния галечников. Мощность отдельных прослоев 1—5 м.

Галечники различной крупности и окатанности (до щебня), состоят из галек и обломков кварца, метаморфического сланца, песчаников, известняков, гранитов и гранодиоритов. Общая мощность описываемых пород достигает 25—30 м. Плотность галечников 2,67 г/см³; объемная масса 1,95 г/см³; угол внутреннего трения 42°; коэффициент пористости 0,37.

Пески разнозернистые кварц-полевошпатового состава, сухие, плотные, слабо ссментированные, мощностью до 2,5 м. В их гранулометрическом составе преобладают глинистые частицы, содержание которых колеблется от 5,2 до 17,6%, содержание пылеватых частиц составляет от 1 до 18,5%. В водонасыщенном состоянии пески, как правило, оплывают. Плотность песков 2,66 г/см³; объемная масса сухого грунта 1,55 г/см³, естественно-влажного — 1,57 г/см³; объемная масса рыхлого грунта 1,22 г/см³, уплотненного — 1,48 г/см³; угол внутреннего трения сухого песка 32—37°, под водой — 29—33°; коэффициент фильтрации 0,002 м/с. Величина плотного остатка 0,1—0,2%.

Дресвяно-щебнистые грунты состоят в основном из угловатоокатанных обломков различных метаморфических и осадочных пород в пере-

сыпке с песком и суглинисто-супесчаным материалом общей мощностью до 4,5 м.

Суглинки и супеси в толще слоя дресвяно-щебнистых грунтов встречаются в виде невыдержанных по простиранию прослоев мощностью 0,1—0,5, реже до 1 м. Породы твердой консистенции, слабо деформируемы при нагрузках до $3 \cdot 10^5$ Па. По данным компрессионных испытаний они характеризуются как просадочные при замачивании с начальным давлением просадки $1 \cdot 10^5$ Па. Показатели физико-механических свойств характеризуются следующими значениями: объемная масса в зоне аэрации $1,63 \text{ г/см}^3$, при водонасыщении — $1,86 \text{ г/см}^3$, ниже уровня грунтовых вод — $1,96 \text{ г/см}^3$; скелета грунта — $1,53 \text{ г/см}^3$; плотность — $2,68 \text{ г/см}^3$; коэффициент пористости — 0,7; естественная влажность в зоне аэрации — 6,6%, ниже уровня грунтовых вод — 21,8%; угол внутреннего трения в зоне аэрации 31° , при водонасыщении — 22° ; сцепление — в зоне аэрации $0,5 \cdot 10^5$ Па, при водонасыщении — $0,35 \cdot 10^5$ Па; коэффициент Пуассона 0,35; модуль деформации в зоне аэрации $270 \cdot 10^5$ Па.

Глины плотные, слонстые, трещиноватые, зеленовато-желтого цвета, с гнездами и прожилками гипса, мощностью от 5—10 до 50 м. Плотность $2,75 \text{ г/см}^3$; объемная масса сухого грунта $1,52 \text{ г/см}^3$; естественная влажность 1,8%; пористость 47,2%; верхний предел пластичности 55—68%; число пластичности 33—41; модуль деформации $130 \cdot 10^5$ Па; угол внутреннего трения 17° ; удельное сцепление $0,41 \cdot 10^5$ Па. Глины имеют твердую консистенцию.

Породы пролювиального геолого-генетического комплекса в Кызылжуме являются практически безводными, за исключением отдельных территорий (район Тамдытау, Султанунздаг, бессточные котловины), где к галечникам и гравийно-щебнистым грунтам приурочены грунтовые воды. Минерализация их от 0,7 до 1,6 г/л. Воды вскрываются большей частью на глубине 2—7 м. Водообильность крайне низкая (дебиты скважин — десятые доли литра в секунду). Подземные воды слабоагрессивные по отношению к бетону. Содержание сульфатов 514—705 мг/л.

Геолого-генетический комплекс четвертичных эоловых отложений широко распространен и покрывает обширные равнинные пространства. Мощность его до 30 м.

Пески состоят в основном из кварца, полевого шпата, минералов группы биотита, мусковита и других обломочных пород. Мощность эолового покрова от 0 до 10, редко до 30 м. В гранулометрическом составе песков с поверхности преобладает мелкозернистая фракция (до 98%), пылсватая фракция составляет от 2 до 15%, а глинистая почти отсутствует. С глубиной пески становятся разномызернистыми и цементированными. Плотность песков $2,62—2,75 \text{ г/см}^3$; объемная масса при естественной влажности $1,32—1,67 \text{ г/см}^3$; пористость довольно высокая и достигает от 38 до 60%. Коэффициент фильтрации изменяется от 1,1 до 7,8 м/сут.

По химическому составу водных вытяжек эти отложения относятся к слабозасоленным разностям. Содержание плотного остатка колеблется в пределах от 0,16 до 2,6% (среднее 0,4%). Тип засоления пород изменяется от гидрокарбонатно-сульфатного до сульфатного. Эоловые пески безводны.

Современные геологические процессы

Трещинообразование — одно из интересных явлений, часто встречающееся, причиняющее серьезный ущерб жилым и административ-

ным зданиям. Трещины наблюдаются как на поверхности земли, так и на стенах домов (рис. 43). Процессы трещинообразования происходят непрерывно-прерывисто, то усиливаясь, то ослабевая до исчезновения. Размеры трещин различные — шириной от нескольких сантиметров до 1—1,5 м, длиной от нескольких метров до нескольких сот метров. Азимуты простирания трещины самые различные, преиму-

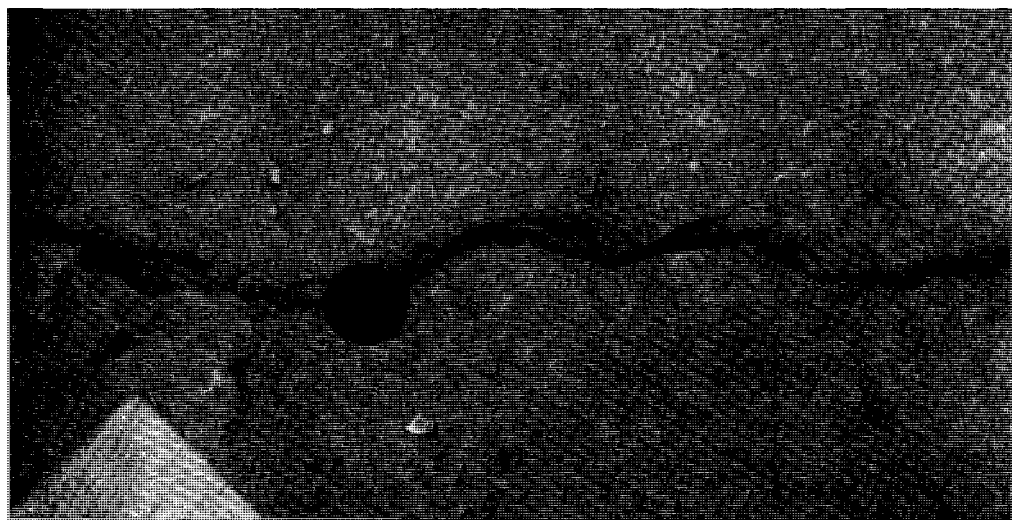


Рис. 43. Трещина на поверхности палеогеновых глин (дно шурфа на глубине 2,5 м). Фото А. Тураходжаева

ущественно северо-восточные и субширотные. Падение их почти вертикальное. Активизация трещин наблюдается в осенне-весенние периоды, а также в период полива. Трещины такого типа в какой-то степени связаны с изменениями эоценовых глин в процессе диагенеза.

В пределах Кызылкума есть еще другой тип трещин (разломов), различно ориентированных — северо-восточного, северо-западного и субширотного направления. Основная зона трещиноватости простирается от субширотного направления до северо-восточного и носит региональный характер. Отдельные пучки этой группы трещин протягиваются от нескольких сотен метров до 2—3 км, при ширине зоны трещиноватости до 500 м. Другая зона, менее протяженная, субмеридионального направления, ширина ее в пределах несколько десятков метров. Причиной их образования является активизация тектонических движений, которые создают повышенную сейсмичность. Процессы трещинообразования обычно сопровождаются сильными землетрясениями.

Физическое выветривание. В результате изменения температурных условий и под воздействием атмосферных осадков на поверхности горных пород образуются многочисленные мелкие трещины, размеры и количество которых постепенно увеличиваются.

Карст приурочен к карбонатным породам. Степень развития карстовых явлений зависит от литологического состава, степени, характера трещиноватости и от количества воды, растворяющей породы. Карстовые явления в виде воронок, пещер и карр развиты в пределах Кульджуктау, Букантау, Аристантау и др.

В местах с близким залеганием уровня минерализованных грунтовых вод и выклинивания их на поверхность в условиях жаркого клима-

та наблюдается засоление, заболачивание и образование солончаков (Шорсай, Айдар, Жалпаксор и др.).

Дефляция. Наиболее распространенный процесс, заключающийся в образовании эоловых форм: гряд, барханов и бугров.

На равнинных пространствах Центрального Кызылкума для возведения различных зданий и инженерных сооружений, оросительных каналов, коллекторно-дренажных систем условия достаточно благоприятны. Но при этом особое внимание надо обратить на процессы современного трещинообразования и способность к набуханию глин, залегающих на небольших глубинах. За счет инфильтрации атмосферных осадков, а также утечки канализационных, бытовых и поливных вод в песках, песчаниках и щебнисто-галечниковых отложениях в ряде мест скапливается небольшое количество воды, образуя «верховодки». Повсеместно на равнинах четвертичные образования подстилаются палеогеновыми и неогеновыми глинами, которые залегают на небольшой глубине. Последние являются водоупором и отличаются набухающей способностью при водонасыщении.

Для характеристики количественных движений по трещинам необходимо расширение геодезических наблюдений. Получение надежных сейсмологических, геофизических и геодезических данных дает возможность выделить наиболее благоприятные территории для надежного проектирования и строительства сейсмостойких сооружений с указанием участков и определением для них максимальной балльности при возможных сильных землетрясениях.

ГЛАВА 25

ПАМИРСКИЙ РЕГИОН

Памир в пределах СССР расположен на крайнем юге Средней Азии. По ландшафтно-климатическим особенностям Памиро-Дарвазская горная область разделяется на две половины: Западный Памир (Дарваз и Бадахшан) и Восточный (собственно Памир).

Западный Памир отличается глубокой расчлененностью, огромными относительными превышениями отдельных хребтов над речными долинами (до 3000—4000 м), большой протяженностью хребтов с пикообразными вершинами и каньонообразными ущельями. Здесь располагаются высочайшие вершины — пики Коммунизма, Революции, Гармо, Карла Маркса, поднимающиеся на высоту 6000 м и более. Восточный Памир, несмотря на очень большую высоту над уровнем моря (в среднем 6200—6900 м), характеризуется малой расчлененностью и плавностью очертаний рельефа, небольшими относительными превышениями хребтов над днищами долин. Широкие, плоские, со следами древнего оледенения высокогорные равнины лежат здесь на высоте 3800—4000 м; к ним приурочены обширные озерные котловины, крупнейшей из которых является котловина оз. Каракуль.

Инженерно-геологическая характеристика пород

Памир характеризуется очень сложным неоднородным геологическим строением и своеобразными условиями тектонического развития. Он охватывает части двух тектонических поясов: Куэпьюня (Северный

Памир) и Каракорума (Центральный, Юго-Восточный и Юго-Западный Памир).

В геологическом строении Памира принимают участие несколько структурных этажей.

Архей-нижнепротерозойский этаж. С ним связано формирование кристаллического фундамента. Состоит из метаморфических и интрузивных формаций, сложенных скальными, высокопрочными породами: гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами.



Рис 44. Выходы пород известняково-сланцевой толщи на Памире

Верхнепротерозойско-среднепалеозойский этаж состоит из метаморфических формаций верхнепротерозой-кембрийского возраста, сложенных сланцами, кварцитами, мраморами; терригенно-карбонатной формации, сложенной детритусовыми известняками, глинистыми сланцами и песчаниками (рис. 44). Единичные определения монолитов из скальных пород показали, что величина временного сопротивления сжатию достигает $2000 \cdot 10^5$ Па.

Докембрийские кварциты имеют объемную массу $2,63\text{--}2,67$ г/см³ при среднем значении $2,65$ г/см³ (по 5 опр.). При наложении процессов оруденения объемная масса увеличивается до $3,01$ г/см³ (по 15 опр.). По данным С. А. Морозова, объемная масса нижнепалеозойских кварцитовидных песчаников колеблется от $2,42$ до $2,68$ г/см³, а мраморов — от $2,64$ до $2,81$ г/см³.

Верхнепалеозойский структурный этаж развит почти повсеместно. В Северном Памире сложен вулканогенно-осадочной формацией (известняки, песчаники, сланцы, прослойки вулканогенных пород) (Чернер, 1972). В Центральном и Южном Памире развиты две формации каменноугольного возраста: флишеидная — сланцы, песчаники и карбонатно-вулканогенная — известняки с прослоями эффузивов и их туфов.

Пермо-триасовый структурный этаж развит в Северном, Центральном и Южном Памире. В Северном Памире этаж представлен фли-

шюидно-вулканогенной формацией, сложенной флишеподобным обломочным материалом и вулканогенными породами. В это же время образовывались интрузивные формации гранитоидов. В начале триаса происходило накопление пестроцветной молассовой и эффузивной формаций. В Центральном и Южном Памире развиты терригенно-карбонатная, вулканогенная и флишеидная формации.

Известняки в составе терригенно-карбонатной формации массивные, скрытокристаллические, оолитовые или тонкоплитчатые. В Южном Памире тонкослонистые, детритусовые либо рифовые с массивной текстурой.

Конгломераты в Северном Памире состоят из хорошо окатанной гальки, известняков и изверженных пород; в Центральном Памире — мелкогалечные, плотно сцементированные известковистым, реже глинистым цементом (табл. 80).

Таблица 80

Физико-механические свойства пород терригенно-карбонатной формации триаса
(по данным С. А. Ахиева)

Показатели	Известняк				Алевролит				Глинистый сланец			
	n	пределы	$\bar{x}$	S	n	пределы	$\bar{x}$	S	n	пределы	$\bar{x}$	S
Объемная масса, г/см ³	39	2,52—2,69	2,62	0,03	19	2,41—2,62	2,52	0,05	33	2,13—2,68	4,7	0,12
Водонасыщение, %	38	0,3—1,5	0,6	0,3	19	0,1—2,5	1,2	0,8	33	0,3—6,9	2,3	1,9

Сланцы кремнистые, в составе флишеидной формации характеризуются плотной массивной текстурой, переходящие местами в сланцы глинистые тонкоплитчатые.

Песчаники полимиктовые сильнотрещиноватые. Коэффициент трещиной пустотности от 0,5 до 7,0%. Трещиноватость развита на глубину 100—150 м. Временное сопротивление сжатию $50 \cdot 10^5$ — $500 \cdot 10^5$ Па.

Мезокайнозойский структурный этаж. Формации, слагающие его, распространены в Северном, Центральном и Южном Памире. Вулканогенно-терригенно-карбонатная формация юрского возраста представлена в Центральном и Южном Памире песчаниками, сланцами и известняками. Среди известняков встречаются эффузивы. В Северном Памире на поднятиях развиты туфолавы. Терригенная формация нижнемелового возраста развита в Северном Памире и сложена красноцветными песчано-глинистыми образованиями, в Центральном Памире — конгломератами, песчаниками и глинами. Интрузивная формация нижнего мела Центрального Памира сложена габбро-перидотитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами. Карбонатно-терригенная формация верхнемелового возраста развита в прогибах и сложена известняками, глинами, мергелями, песчаниками, гипсами. В палеогене на отдельных участках отлагались осадки терригенной и вулканогенной формаций (Сытин, 1969). Молассоидная формация миоценового возраста распространена в широтновытянутых тектонических долинах (Лоскутов, 1962; Чедия, 1972); представлена кирпично-красными и бледно-розовыми грубообломочными образованиями: песчаниками, конгломератами с прослоями глин общей мощностью до 2,5 км. Молассоидная формация плиоценового возраста пред-

ставлена грубообломочными пролювиальными, неотсортированными отложениями.

Четвертичные отложения на Памире получили широкое развитие и представлены несколькими геолого-генетическими комплексами.

Геолого-генетический комплекс нижнечетвертичных ледниковых отложений широко распространен в пределах Восточного и Западного Памира под названием «Восточно-Памирский комплекс». Представлен моренными суглинками и песками общей мощностью от 100 до 500 м. Местами моренные отложения замещаются флювиогляциальными гравийно-галечными отложениями мощностью 80—100 м.

Геолого-генетический комплекс среднечетвертичных ледниковых отложений распространен по склонам и днищам долин. Сложен моренными отложениями мощностью от 500 до 1000 м (Лоскутов, Трофимов, 1971). На Восточном Памире, кроме ледниковых отложений, развиты аллювиальные отложения среднечетвертичного возраста, представленные галечниками мощностью 60—80 м.

По некоторым долинам Восточного Памира получил развитие геолого-генетический комплекс среднечетвертичных пролювиальных отложений, представленный рыхлыми щебнисто-галечными образованиями.

В позднечетвертичное и современное время в пределах Памира получили развитие породы геолого-генетических комплексов аллювиальных, ледниковых, пролювиальных и гравитационных образований. Они представлены супесями, валунно-щебнистыми отложениями. В пределах Восточного Памира распространены также делювиальные, коллювиальные и солифлюкционные образования. Несмотря на то что Памир в последние годы интенсивно осваивается народным хозяйством, отложения четвертичного возраста, являющиеся основанием для большинства сооружений, изучены чрезвычайно слабо. Имеющиеся данные позволяют оценить свойства суглинистых пород в основном на высотах от 1500 до 2000 м и значительно реже на высотах свыше 4000 м. Горные породы на других высотах не охарактеризованы.

По гранулометрическому составу четвертичные отложения опробованы на глубину всего до 2 м. Содержание глинистой фракции на высотах 1500—2000 м составляет в среднем 20—25%, а на высотах более 4000 м колеблется от 5 до 35%. Содержание пылеватой фракции приблизительно одинаковое на различных высотах и обычно не превышает 55%. Число пластичности в общем уменьшается с глубиной. Плотность так же имеет тенденцию к уменьшению величины с глубиной. Пористость пород на высотах от 1500 до 2000 м, в общем, выше, чем на высотах свыше 4000 м. В среднем величина пористости находится в пределах 50%. Коэффициент относительной просадочности 0,11 характеризует грунт только при нагрузках $3 \cdot 10^5$ Па и на высотах от 1500 до 2000 м. Изменения коэффициента относительной просадочности с глубиной не установлено.

Современные геологические процессы

На Памире распространены сели, обвалы, осыпи, оползни, а также криогенные процессы.

Оползни и обвалы практически полностью отсутствуют на территории Восточного Памира, сравнительно редки в переходной зоне и имеют повсеместное распространение в пределах Западного Памира (вклю-

чая и Дарвазский хребет). Это объясняется глубоким расчленением рельефа, характерным для Западного Памира, климатическими условиями, орографией, сложностью и неоднородностью геоморфологического, геологического и тектонического строения, характером новейших движений, высокой сейсмичностью и прочими особенностями. Интенсивная глубинная эрозия рек на территории Западного Памира сформировала резко расчлененный рельеф V-образными и каньонообразными долинами (реки Гунт, Шахдара, Пяндж, Бартанг и их многочисленные притоки), характеризующимися предельными углами откосов и перепадами до 1,5—2,0 км. В скальных породах метаморфической толщи докембрия и палеозоя нередко углы склонов достигают 80—90°. В этих условиях оползни и обвалы играют существенную роль в процессе формирования рельефа, проявляясь в значительных размерах как в коренных породах, так и в четвертичных покровных образованиях.

На территории Западного Памира встречаются как древние оползневые и обвальные структуры, так и современные. По структуре смещения выделяются: обвалы и вывалы, оползне-обвалы и оползни. Ширина зон, охваченных оползнями и обвалами, часто измеряется километрами. Так, Табарсинский оползень, развитый в верховьях р. Шахдар, имеет протяженность порядка 7,0 км при ширине захвата пород 1,5—2,0 км. Объемы смещенных масс иногда достигают нескольких миллионов кубических метров (Усойский, Яшилкульский, Чартымский, Сучанская группа обвалов, обвалы по рекам Шахдара, Пяндж, Бартанг, Язгулем, Хорогский оползень-обвал и т. д.). Образование большинства озер Западного Памира (Сарезское, Ашилкульское, Друмкуль, Зардив и др.) является результатом подпруживания обрушившимися оползне-обвальными массами русел рек и мелких водотоков. Влияние крутизны склонов и их экспозиции см. в табл. 81, 82.

Таблица 81

Развитие оползней на Памире на склонах различной крутизны
(по В. И. Преснухину)

Крутизна склонов	до 15°	15—30°	30—45°	круче 45°
Количество оползней, %	—	4	85	11

Таблица 82

Влияние экспозиции склонов на Памире на развитие оползней
(по В. И. Преснухину)

Экспозиция	с	св	в	юв	ю	юз	з	сз
Количество оползней, %	14	19	2	10	38	4	5	8.

Оползне-обвальные процессы на Западном Памире представляют серьезную угрозу населенным пунктам, автодорогам и прочим коммуникациям. Только в пределах г. Хорога отмечается 4 оползне-обвальных участка. Всего в пределах Западного Памира находится под воздействием оползней и обвалов до 20 населенных пунктов. Всего на Памире обследовано 207 оползней, из них 64% в покровных четвертичных образованиях, остальные 36% в скальных породах.

Сели. На территории Западного Памира сели развиты очень широко и характеризуются большой частотой повторяемости. В основном они грязекаменные. Большая часть селей проявляется в июле—августе и сентябре, т. е. в самые теплые месяцы года, когда происходит интенсивное таяние снежников и ледников. Наиболее селеактивными являются многочисленные боковые притоки рек Гунт, Ванч, Язгулем, которые имеют значительную протяженность (порядка 15—20 км) и берут начало в приводораздельных частях хребтов, где развиты вечные снега и ледники. Источником твердой составляющей селей является моренный материал и шлейфы обвально-осыпных отложений, развивающиеся в нижних частях склонов. Известны случаи образования селей в результате прорыва запруд озер. Потенциально опасным в этом отношении является оз. Друмкуль. В результате схода селей ежегодно наносится значительный ущерб отдельным участкам автодорог Ош—Хорог, Хорог—Душанбе, затапливаются сады, разрушаются строения.

3 августа 1932 г. у кишлака Дебаста, по левому притоку р. Гунт прошел мощный грязекаменный сел, в результате чего селевая масса перекрыла р. Гунт, образовав озеро, плотина которого в дальнейшем была размываема рекой. В 1971 г. селевые выносы отмечались по р. Шашвоздар—левому притоку р. Гунт и в районе кишлака Шунджанд (бассейн р. Бартанг), в районе кишлака Хек и поселка Калай-Хумб.

Камнепады и осыпи на Западном Памире встречаются повсеместно. Мощные щебневые наносы, покрывающие склоны, являются наиболее распространенными образованиями среди четвертичных отложений. Талые воды ледников и снежников интенсивно пропитывают рыхлые отложения склона и способствуют смещению щебнистых масс, а иногда и образованию разрушительных селей.

Криогенные процессы почти повсеместно развиты на Восточном Памире и узкими полосами в приводораздельных участках горных хребтов на Восточном Памире, где многолетняя мерзлота занимает значительные площади, границы ее распространения совпадают примерно с положением среднегодовой изотермы воздуха минус 2—2,5° (рис. 45). На площадях, оконтуренных изотермами ниже минус 8°, она распространена повсеместно. Между изотермами минус 4—8° мерзлота имеет островной характер. Данные бурения в долине р. Аличур и электрозондирования в долине р. Аксу и оз. Сасыкуль показывают, что нижняя зона распространения мерзлых грунтов достигает 100—150 м. Мощность деятельного слоя в зависимости от местных условий изменяется от нескольких десятков сантиметров до 3—4,5 м.

Характерной морфологической особенностью ландшафта крупных долин и озерных котловин Восточного Памира является мореноподобный рельеф местности. Здесь широко развиты бугры пучения (гидролакколиты), сопровождающиеся проявлением термокарста. Обычная высота бугров пучения 2—5 м при поперечнике 15—20 м. Такие формы отмечаются в бассейне оз. Каракуль, в районе оз. Салангур, Ранкуль, Шоркуль и др. В долинах рек бугры пучения характеризуются меньшими размерами: высота их не превышает 1—1,5 м, а диаметр—4—5 м. В долине р. Аличур высота их 0,3—1,0 м, диаметр—1—1,5 м. С гидролакколитами тесно ассоциируются столь же многочисленные провальные воронки, являющиеся результатом проявления термокарста. Очень часто воронки связаны с разрушением гидролакколитов. Глубина термокарстовых воронок протаивания достигает 2 м, а размеры поперечника—до 15—20 м. В широких долинах Аличура и Аксу наблюдаются и другие, менее выраженные в рельефе, формы термокарста—западины, блюдца, ложбины. Диаметр их достигает нескольких сотен метров.

Солифлюкционные явления широко развиты в Восточном Памире. В Каракульской долине и на пологих склонах долин рек Аличур, Аксу и Истык часто наблюдаются солифлюкционные формы рельефа: борозды, валы, натеки, сплавы, тропинчатость. Характерным явлением для районов многолетнемерзлых грунтов является вымораживание (выжимание на поверхность) глыб, камней и крупных частиц из рыхлых грун-

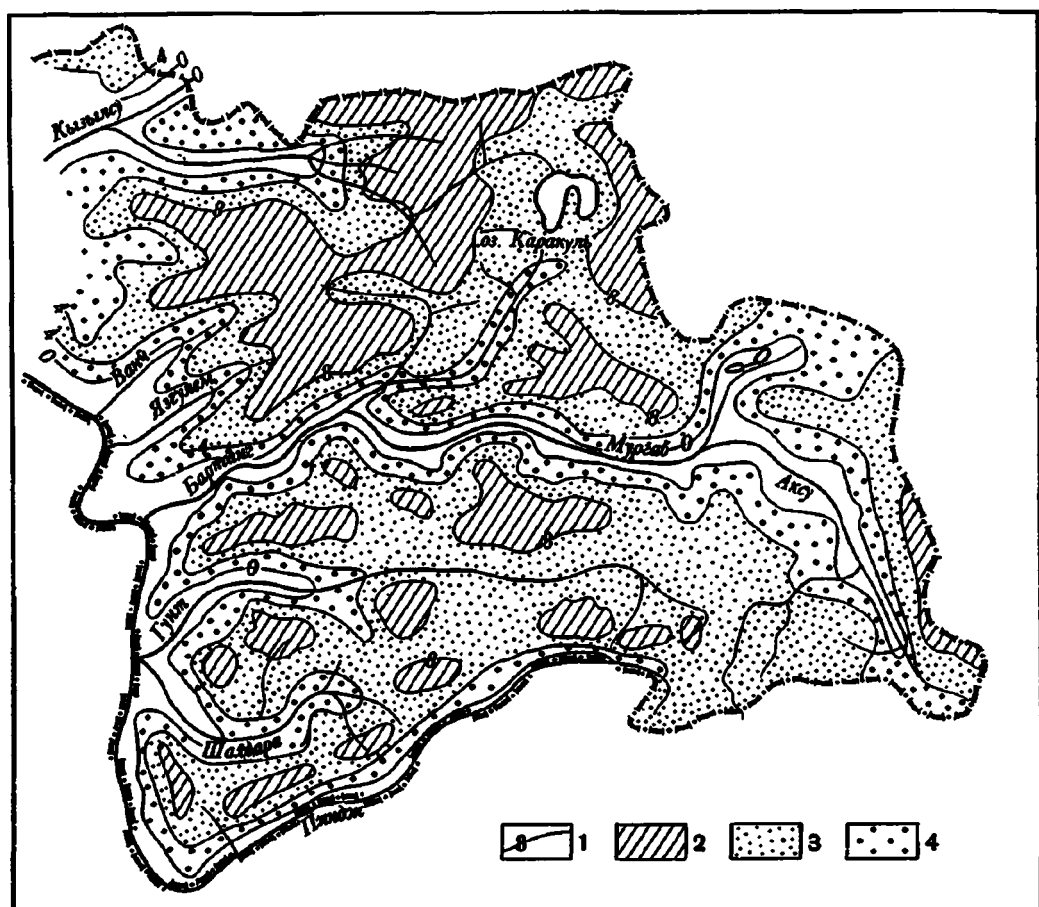


Рис. 45. Схема распространения многолетней мерзлоты на Памире (по Я. Я. Сердюку).

1 — изотермы многолетних среднегодовых температур, 2 — районы повсеместного распространения многолетнемерзлых пород, 3 — районы спорадического распространения многолетнемерзлых пород, 4 — районы деградации многолетнемерзлых пород

тов. Это явление, ведущее к образованию полигональных форм рельефа, отмечаются в долинах рек Истык, Караджилги, Аличур. К числу таких форм принадлежат полосы и ленты, каменные венки и многоугольники, земляные пятна среди каменных полей. Следует отметить также возникновение в долинах рек Мургаб, Истык и Аксу значительных по размерам наледей, иногда многолетних.

Карст. На Западном Памире не обнаружен древний карст. Современные карстовые процессы развиты слабо и проявляются изредка в формировании карров, ниш у подножия известняковых уступов. На Восточном Памире карстующиеся породы — известняки, мраморы — занимают значительные площади. К древним карстовым формам И. А. Гвоздецким (1972) отнесены известняковые останцы в породах палеогена

на южной окраине Рангульской котловины, сходные с формами тропического карста типа «моготе», образовавшимся в условиях тропического климата саванн.

Современные карстовые процессы проявляются в формировании желобковых карров, карстовых рвов, ниш, гротов в карбонатных породах палеозойского и мезозойского возрастов. Группа гротов и карстовых рвов, прорезающая бронированный склон долины р. Памир, известна в районе кишлака Лянгар. Глубина рва достигает 100 м. Многочисленные гроты, ниши, каверны располагаются у подножий известняковых уступов в отрогах Северо-Аличурского хребта, южнее Рангульской котловины. Имеются устные сведения о наличии крупной пещеры в районе оз. Ранкуль.

Сложность инженерно-геологических условий Памирского региона определяется прежде всего значительной расчлененностью рельефа и большими абсолютными высотами, сложностью геологического строения и тектонической активностью. При этом особо неблагоприятен для строительства глубоко и дробно-расчлененный рельеф Западного Памира, где относительные превышения отдельных хребтов над речными долинами достигают огромных величин — 3000—4000 м. Восточный Памир характеризуется малой изрезанностью и плавностью форм рельефа, большими высотами над уровнем моря (в среднем 6200—6800 м) и чрезвычайной суровостью климата. На Памире преимущественное распространение имеют скальные породы коренной основы, но значительно нарушенные тектонической трещиноватостью.

Высокая сейсмичность территории региона (9 баллов и более), глубокая эродированность долинами водотоков создают условия для возникновения грандиозных обвалов, обширных осыпей и многочисленных оползней. Важными факторами, определяющими инженерно-геологические условия Памира, являются многолетия мерзлота и современное оледенение. Последнее создает опасность подпруживания рек (ледник Медвежий) и является предпосылкой селевой деятельности.

ГЛАВА 26

КОПЕТДАГСКИЙ РЕГИОН

Горно-складчатое сооружение Копетдага и Малого Балхана находится на юге Туркменской ССР и является частью Туркмено-Хорасанского мегантиклинория, представленного в основном субширотными горными складчатыми дугами, обращенными к северу.

В орографическом отношении Копетдаг — северная горная цепь Туркмено-Хорасанской горной системы и представляет собой ряд отдельных хребтов, имеющих несимметричное строение, высота которых не превышает 3000 м (высшая точка советского Копетдага 2942 м). По физико-географическим условиям и геологическому строению Копетдаг делится на четыре района: Западный (к западу от Арчмана), Центральный (между Арчманом и Ашхабадом), Гяурский (от Ашхабада до Артыка) и Восточный (к востоку от Артыка). Восточное периклинальное окончание Копетдага, расположенное по правобережью р. Теджен, известно под названием Горного Бадхыза. Центральный Копетдаг, где наблюдается прямое отражение тектоники в рельефе, наиболее возвы-

шен (абсолютные отметки 1000—2900 м) и представлен среднегорным рельефом. Западный Копетдаг относится к низкогорному рельефу (абсолютные отметки до 1000 м). Восточный Копетдаг также представлен низкогорным рельефом.

В результате изменений в тектонической жизни страны в Копетдаге сформировался эрозионно-тектонический рельеф, в котором прослеживается ярусность. Первый, наиболее древний ярус, совпадает с так называемой Ризской поверхностью (1900—2900 м). Ее водоразделы представляют собой холмистое плато со сглаженными формами, кото-



Рис. 46. Бедленды. Западный Копетдаг. Фото Х. Дурдыева

рые крутыми уступами (до 1000 м) обрываются к югу; северный склон плато изрезан глубокими ущельями. Второй ярус (1400—1900 м) образуют холмисто-увалистые водораздельные поверхности. Глубина расчленения холмисто-увалистого рельефа до 200 м. Оба эти яруса распространены преимущественно в Центральном Копетдаге. Третий ярус характеризуется платообразным строением поверхности. Морфологически его поверхность представляет собой волнистую, иногда всхолмленную равнину, расчлененную глубокими речными долинами и сохранившуюся лишь отдельными участками. К четвертичному ярусу (600—1200 м) относятся отдельные возвышенности, куэсты и обращенный рельеф, развитый преимущественно в Западном Копетдаге. Своеобразными чертами отмечается пятый ярус (400—600 м), где наиболее широко распространены адырные и бедлендовые формы (рис. 46). Бедлендовый рельеф характеризуется глубиной расчленения до 80 м, а адырный — до 40 м. Он наиболее характерен для Западного Копетдага. Шестой ярус (200—400 м) морфологически представляет собой холмисто-грядовый рельеф.

В Малом Балхане развит денудационный холмисто-увалистый рельеф древних поверхностей выравнивания (более 600 м), приуроченный к водораздельному гребню, вытянутому соответственно простиранию складок. Северный крутой склон характеризуется глубоко расчлененным эрозионно-тектоническим рельефом. Южный склон пологий с моноклинально-грядовым и адырным рельефом.

Инженерно-геологическая характеристика пород

В геологическом строении Копетдагского региона выделяются два структурных этажа: мезозой-палеогеновый, геосинклинальный (альпийский) и неоген-четвертичный орогенный (неотектонический).

Мезозой-палеогеновый структурный этаж формировался в условиях геосинклинального прогиба и антиклиналей. Внутри его выделяют формации.

Карбонатная формация верхнеюрско-нижнебарремского возраста представлена однообразными серыми и темно-серыми доломитами и известняками с подчиненными прослоями мергелей и известковистых песчаников. Эти отложения составляют все основные хребты горной системы Копетдага и Малого Балхана, занимая больше половины его поверхности. Общая мощность толщи составляет 1400 м в Западном и Центральном Копетдаге и не превышает 500 м в Восточном. Породы практически несжимаемы, водопроницаемы по трещинам, являются хорошим строительным материалом, а также сырьем для известкового, цементного и стекольного производства. Чистые нижнебарремские известняки являются ценным сырьем для химической промышленности. Они характеризуются следующими показателями (район Казанджика): плотность — 2,60—2,70 г/см³; объемная масса — 2,39—2,70 г/см³; пористость — 2,7—3,4%; водопоглощение — 0,1—3,2%; временное сопротивление сжатию в сухом состоянии 1420·10⁵—1975·10⁵ Па, в водонасыщенном — 855·10⁵—1648·10⁵ Па. Породы данной формации сильно трещиноваты и закарстованы.

Терригенно-карбонатная формация верхнебарремско-сеноманского возраста развита в Центральном, Гяурском и Восточном Копетдаге. Это преимущественно серые и темно-серые оскольчатые мергели и тонкоплитчатые флишеподобные глинистые известняки. В западной части Западного Копетдага появляются известковистые алевролиты, содержащие прослой тонкозернистых песчаников. В Малом Балхане преобладающая роль принадлежит песчаникам. Мощность их от 90 до 120 м. Единичные определения свойств песчаников формации в районе Казанджика показали: плотность — 2,64—2,66 г/см³; объемная масса — 2,27—2,56 г/см³; пористость — 1,5—10%; водопоглощение — 0,8—5,7%; временное сопротивление сжатию (в сухом состоянии) — 330·10⁵—1860·10⁵ Па. Глины этой формации отличаются высокой степенью литификации и находятся в твердой консистенции.

Терригенно-карбонатная формация турон-сеноманского возраста широко распространена в пределах Западного Копетдага. В Центральном Копетдаге породы данной формации обнажаются на ограниченной площади в нескольких участках (около г. Душак, ст. Келята, вдоль западного склона хр. Харвар), в Восточном Копетдаге также выходят на поверхность в пределах двух изолированных участков (рек Лаинсу и Чаача-Чай). Представлены они алевролитами белыми, светло-серыми, зеленовато-серыми, реже красноватыми мергелями, часто заметно переслаивание глинистых известняков и мергелей. Общая мощность от 530 до 1500 м в Западном Копетдаге, от 600 до 800 м — в Центральном и от 800 до 950 м — в Восточном Копетдаге и Горном Бадхызе, причем в разрезах последнего преобладают глинистые известняки.

Терригенно-карбонатная формация дат-палеоценового возраста в пределах Центрального Копетдага представлена плотными глинистыми и алевролитовыми известняками, мергелями и глинами. В Гяурском Копетдаге и Бадхызе в разрезе преобладают кварцевые песчаники, песчаные известняки, глинистые известняки.

Терригенная формация эоценового возраста представлена глинами и песчаниками. Глины литифицированы, твердой консистенции. Объемная масса по единичным опробованиям 1,71—2,14 г/см³; число пластичности изменяется от 18 до 26; содержание глинистой (<0,005 мм) фракции в среднем 92%. В составе песков преобладает фракция 0,05—0,1 мм, содержание которой меняется от 57 до 76,5% при среднем содержании 65%.

В разрезах Восточного Копетдага и в Бадхызе преобладают кварцевые песчаники, изредка переходящие в пески, заглинизированные известняки и глины. Суммарная мощность изменяется от 212 до 760 м.

Эффузивная формация верхнеэоценового возраста развита на правобережье р. Теджсп. Ее образование связано с проявлением вулканической деятельности в позднем эоцене. Представлена базальтами, темными скрытокристаллическими андезитами, туфами и туфопесчаниками. Мощность колеблется от 12 до 93 м.

Неоген-четвертичный структурный этаж. В нем выделяются формации: терригенно-карбонатная верхнеолигоцен-миоценового возраста (морская), нижняя молассовая олигоцен-миоценовая (континентальная), верхняя молассовая плиоценовая и геолого-генетические комплексы четвертичного возраста.

Терригенно-карбонатная формация верхнеолигоцен-миоценового возраста распространена в Западном и отчасти в Центральном Копетдаге и представлена известковистыми глинами (кызылчешминская свита), черными глинами майкопского облика: светло-голубовато-серыми и зеленовато-серыми глинами среднего и верхнего миоцена (тархан, чокрак, караган, конк, сармат). Среди этих глин присутствуют зеленовато-серые песчаники, мергели, известняки, ракушечные известняки. Общая мощность морских отложений достигает в Западном Копетдаге 1200 м. Известняки сармата имеют объемную массу 1,40—2,27 г/см³; водопоглощение—6,2—16%; временное сопротивление сжатию (в сухом состоянии)— $30 \cdot 10^5$ — $138 \cdot 10^5$ Па, в водонасыщенном— $42 \cdot 10^5$ — $96 \cdot 10^5$ Па.

Глины сарматского яруса характеризуются следующими средними величинами показателей некоторых свойств: плотность—2,76 г/см³, верхний предел пластичности—34; число пластичности—11, коэффициент трения при насыщении водой—0,619, сцепление— $0,406 \cdot 10^5$ Па, коэффициент сдвига при $3 \cdot 10^5$ Па—0,75.

Породы нижнемолассовой формации верхнеолигоцен-миоценового возраста широко распространены в Центральном, Гяурском, Восточном Копетдаге, причем наиболее заметная смена морских отложений на континентальные происходит к востоку от Арчмапа. От предгорий Копетдага неоген погружается под четвертичные отложения Прикопетдагской равнины. Нижнемолассовая формация представлена красновато-бурыми глинами и алевролитами с прослоями песчаников (карагяудакская свита), песчано-глинистыми пестроокрашенными породами (конк), кварцевыми мелкозернистыми песками и белыми алевролитами (актепинские слои). Общая мощность достигает 520 м.

Верхнемолассовая формация плиоценового возраста (континентальная) развита в Центральном и Восточном Копетдаге. В ее составе преобладают конгломераты, а выше—галечники и алевролиты. Разрез верхней молассы начинается континентальными осадками козганчайской свиты, в которой чередуются пакки конгломератов, песчаников и алевролитов мощностью от 50 до 130 м. Континентальная часть верхов плиоцена представлена переслаивающимися

серыми конгломератами и лессовидными алевролитами кошимынбанрской свиты в Центральном Копетдаге (мощность меняется от 250 м на западе до 20—60 м на востоке). На Малом Балхане континентальная часть разреза сложена песчано-конгломератовой толщей торонглинской свиты мощностью 130—540 м.

В пределах Западного и западной части Центрального Копетдага континентальные отложения замещаются комплексом морских отложений акчагыла и апшерона.

Четвертичные отложения представлены пролювиальным, аллювиальным, элювиально-делювиальным и делювиальным геолого-генетическими комплексами.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных пролювиальных отложений широко развит в долинах и предгорьях вдоль подножий хребтов и холмистых предгорий. Представлен валунно-галечными образованиями с суглинками и песками. Мощность его измеряется десятками метров.

Геолого-генетический комплекс четвертичных аллювиальных отложений слагают террасы долин рек. Отложения представлены чередованием песчано-глинистых и гравийно-галечных осадков с характерной слоистостью.

Геолого-генетический комплекс четвертичных элювиально-делювиальных отложений слагает покатые склоны холмов. Состав его алевроито-песчанистый и глинистый, полностью зависит от состава коренных пород. Мощность изменяется от 1,5 м на склонах до нескольких десятков метров в понижениях между холмами.

Геолого-генетический комплекс четвертичных делювиальных отложений залегает на склонах гор и холмов. Состав пород так же зависит от состава подстилающих пород. Мощность изменяется от 1 до 20 м и более.

Современные геологические процессы

Наиболее широкое развитие в Копетдаге имеют сели, карст, эрозийная деятельность и процессы выветривания.

Сели. Весь Копетдаг и Малый Балхан являются селеопасными. В Восточном Копетдаге селевые паводки чаще проходят в марте—мае, в Центральном — в апреле — июне, в Западном — в июле — сентябре. Наиболее часты сели в Западном и Восточном Копетдаге. Максимальные расходы, превышающие 600 м³/с, зафиксированы в Западном Копетдаге (Аджн-Дере). Общий вынос селевых вод составляет миллионы кубометров. Как правило, сели водокаменные, но зарегистрированы и грязскаменные (Арчман, 1957; Секизяб, 1941; Гяурс, 1934). В Западном Копетдаге несмотря на сравнительно небольшие уклоны селевых русел часто формируются катастрофические сели с повышенным (200—300 г/л) содержанием твердой фазы в потоке. Сели приносят большой ущерб народному хозяйству, смывая сады, поля, виноградники, разрушая автомобильные и железные дороги, мосты, промышленные предприятия, жилые постройки.

Карст. Приурочен к сильно трещиноватым породам карбонатной формации верхней юры и нижнего мела. Ярким примером является карстовая пещера около Бахардена, в которой расположено подземное оз. Коу. Есть еще ряд небольших пещер, расположенных в западной части Центрального Копетдага (район станции Келята), карстового происхождения.

Эрозия. По всему Копетдагу и Малому Балхану в период дождей и таяния снега оживляется эрозионная деятельность постоянных и временных водотоков. Наиболее интенсивно она проявляется в местах тектонических осложнений и в районах развития легкоразрушаемых глинистых отложений.

Выветривание связано с образованием обвалов, осыпей, курумов. Климатические особенности региона способствуют проявлению физического выветривания. В ущельях Восточного и Центрального Копетдага преимущественное развитие получили обвалы и курумы, в Западной — осыпи. В Малом Балхане и некоторых районах Западного и Восточного Копетдага, где в разрезе присутствуют загипсованные породы, развиты также процессы химического выветривания, проявляющиеся в образовании полостей, карманов.

Инженерно-геологические условия Копетдага и Малого Балхана сложные. Освоение региона затруднено сильной расчлененностью рельефа, а при возведении подземных сооружений следует опасаться проявления карстовых процессов в толщах известняков юры-нижнего мела. Интерес могут представлять долины Копетдага. В Восточном и Центральном Копетдаге из-за небольших размеров они могут использоваться для строительства небольших населенных пунктов и промышленных объектов. Возможно также строительство не очень крупных гидротехнических сооружений в долинах постоянно действующих водотоков с целью использования их для местных нужд. В более обширных долинах Западного Копетдага, кроме того, возможно использование площадей для нужд сельского хозяйства. При строительстве в этих районах следует учитывать следующие основные отрицательные факторы: территория находится в неблагоприятных сейсмических условиях; почти все долины селеопасные, следует учитывать также возможность возникновения осыпей и обвалов, а в Западном Копетдаге и оползней, поверхностью скольжения которых могут служить палеогеновые глины; на некоторых участках грунтовые воды залегают близко к поверхности, причем они обладают сульфатной агрессивностью, что требует применения особых марок бетона и удорожает строительство.

Малый Балхан также характеризуется неблагоприятными инженерно-геологическими условиями — сильно расчлененный рельеф и карсто-суффозионные процессы, имеющие развитие на его южном склоне.

ГЛАВА 27

БОЛЬШЕБАЛХАНСКИЙ РЕГИОН

Территория региона расположена в западной части Туркменской ССР на территории Красноводской области. По устройству поверхности представляет собой горы, возвышающиеся на фоне плоских аккумулятивных равнин с абсолютными отметками около нуля. В орографическом плане различают собственно Большой Балхан с его восточной оконечностью — хр. Санадаг, Огланлинскую гряду и заключенное между ними холмогорье Курт-Любиль. Большой Балхан — высокий хребет, вытянутый в субширотном направлении на 100 км при ширине 40 км. Имеется два горных узла: один на востоке с абсолютными отметками более 130 м, другой — в центре с высотами до 1880 м. Водораздельная поверхность хребта наклонена к югу и сильно расчленена на склонах.

С севера и северо-запада хребет обрывается крутым обрывом высотой в несколько сот метров. Огланлинская гряда выражена низкорным холмисто-грядовым рельефом с абсолютными отметками около 800 м.

Инженерно-геологическая характеристика пород

В Большебалханском регионе выделяются два структурных этажа: палеозойский и мезокайнозойский.

Палеозойский структурный этаж сложен породами интрузивных и эффузивных формаций, выходы которых приурочены к западной части региона. Интрузивные формации состоят из гранитов, диоритов и кварцевых диоритов; эффузивные — из кварцевых порфиритов, туфов кварцевых порфиров и порфиров; жильная из порфиритов среднего и основного составов, гранодиоритов и аплитов.

Граниты представлены биотитовыми и аплитовыми разновидностями. Текстура их массивная; структура гиподиоморфная, часто порфировидная. Граниты интенсивно раздроблены, катаклазированы и окварцованы не только с поверхности, но и на большой глубине, иногда даже полностью превращены во вторичные кварциты. Породы диоритового ряда представляют собой серые и зеленовато-серые массивные полнокристаллические породы с офитовой и гиподиоморфнозернистой структурой. Они делятся на кварцсодержащие и бескварцевые разновидности. Они так же, как и граниты, сильно изменены, раздроблены, катаклазированы, карбонатизированы и окварцованы.

Кварцевые порфиры представлены плагиоклазовыми, диабазовыми, пироксеновыми и реже диоритовыми разновидностями. Они характеризуются зеленой и зеленовато-серой окраской и массивной текстурой. Им так же, как и интрузивным породам, свойственна раздробленность, окварцованность, а также ожелезненность.

Жильные образования встречаются в виде даек, прорывающих граниты и диориты. Мощность даек 1—2 м, протяженность — 10—200 м.

Мезокайнозойский структурный этаж. В строении его принимают участие следующие формации. Терригенная формация среднего юрского возраста представлена отложениями байосского и батского ярусов, состоящих из переслаивания аргиллитов, песчаников и гравелитов общей мощностью от 1600 до 3400 м (табл. 83).

Таблица 83
Физико-механические свойства пород терригенной формации средней юры

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	s
Песчаники				
Объемная масса, г/см ³	97	2,15—2,50	2,29	0,065
Пористость, %	97	12—20	22	3,7
Алевриты				
Объемная масса, г/см ³	7	2,22—2,53	2,38	0,032
Пористость, %	7	16—26	21	2,2
Глины				
Объемная масса, г/см ³	68	2,21—2,46	2,34	0,072
Пористость, %	68	1,7—2,8	2,3	0,01

Подземные воды формации заключены в прослоях песчаников, к которым приурочены грунтовые пресные и солоноватые воды с минерализацией 1—3 г/л. Воды жесткие, но не обладают агрессивностью по отношению к бетону и металлу.

Породы терригенно-карбонатной формации келловей обнажаются на севере и на юге Большого Балхана. В основании формации залегают алевролиты с железистыми эолитами, выше — песчанистые известняки и известковистые песчаники, образующие в рельефе отчетливо выраженный уступ. Средняя и верхняя части формации состоят из аргиллитов с прослоями песчаников и известняков, которые заканчиваются массивными известковистыми песчаниками и прослоями известняков и линзами гравелитов. Мощность формации от 65 до 316 м.

Породы карбонатной формации верхнесюрско-оксфордско-неокомского возраста слагают юго-восточную половину Большого Балхана. В низах формации залегают доломитизированные известняки и доломиты с кремнистыми отложениями, которые выше замещаются светло-серыми, пелитоморфными, часто трещиноватыми, брекчиевидными известняками. Верхнюю часть формации слагают конгломераты, содержащие гальку карбонатных пород на карбонатном или песчано-карбонатном цементе, перекрываемые доломитами, доломитизированными и пелитоморфными известняками с прослоями гипсов.

Карбонатные породы верхней ее части характеризуются следующими свойствами: доломиты — объемная масса 2,52—2,54 г/см³, пористость 5—9%; известняки — объемная масса 2,40—2,56 г/см³, пористость 4—15%, водопоглощение 2,3—6,5%, предел прочности при сжатии: в сухом состоянии — 1023—2089·10⁵ Па, в водонасыщенном — 528—1238·10⁵ Па.

Известняки верхней части формации характеризуются плотностью 2,83, водопоглощением 0,1—7,4%; пределы прочности при сжатии в сухом состоянии 415·714·10⁵ Па, водонасыщенном — 603·10⁵ Па, имеют плотность 2,81.

Известняки и песчаники характеризуются трещиноватостью, хорошей проницаемостью и содержат подземные трещинно-пластовые воды. На южном склоне они пресные (0,4—0,7 г/л) сульфатно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, кальциево-магниевые, и на северном — солоноватые (более 3 г/л) сульфатно-хлоридные натриевые. Воды жесткие и не обладают агрессивностью на бетон и металл. Водобильность их слабая, дебиты источников не более 0,5 л/с.

Отложения терригенной формации позднебарремско-сеноманского возраста установлены лишь на северном склоне Огланлинской гряды. Формацию слагают песчаники, алевролиты и глины с прослоями конгломератов. Мощность формации 290 м (табл. 84).

Отложения формации слабо водоносны. Подземные воды хлоридно-сульфатные натриевые с минерализацией 2,8 г/л, неагрессивны по отношению к бетону.

Выходы пород карбонатной формации верхнего мела приурочены в основном к северо-восточной и северо-западной частям мегантиклинали. Они представлены переслаивающейся толщей мергелистых и известковистых глин, мергелей, известняков (табл. 85).

К породам карбонатной формации приурочены как напорные, так и безнапорные воды. Безнапорные грунтовые воды залегают на глубине 33,4 м. Минерализация их до 1,7 г/л. По типу воды хлоридно-сульфатные магниево-кальциевые. Напорные воды имеют величину напора

Таблица 84

Физико-механические свойства пород терригенной формации
позднелаврийско-сеноманских отложений

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Песчаники				
Объемная масса, г/см ³	124	2,20—2,40	2,35	0,20
Пористость, %	124	11—29	19,0	0,09
Алевриты				
Объемная масса, г/см ³	144	2,24—2,45	2,35	0,065
Пористость, %	144	14,0—26,0	19,0	0,036
Глины				
Объемная масса, г/см ³	103	2,20—2,44	2,31	0,066
Пористость, %	103	14—29	19	0,036

Таблица 85

Физико-механические свойства пород карбонатной формации турон-дана

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Известняки				
Плотность, г/см ³	65	2,36—2,61	2,48	0,12
Объемная масса, г/см ³	65	16—27	22	0,009
Мергели				
Плотность, %	75	2,34—2,57	2,44	0,016
Объемная масса, г/см ³	75	6—23	15	0,042

447,6 м, пьезометрический уровень их 56,5 м. Воды хлоридные натриевые с минерализацией 22 г/л.

Породы терригенной формации палеогена имеют выходы на двух участках северных предгорий Большого Балхана. В основании формации залегают песчаники с прослоями пестрых глин.

Глины представлены листоватыми сланцеватыми и тонкослоистыми карбонатными и бикарбонатными разностями. Мощность отложений формации до 400 м. Свойства глин палеогена изучены недостаточно. По данным М. Н. Певцова и К. В. Тиунова (1962), они обладают значительной пластичностью и набухаемостью, высокой плотностью сложения, относительно небольшой пористостью и однородным минералогическим составом (табл. 86).

Палеогеновые глины являются водоупором.

Молаассоидная формация нерасчлененных отложений составляет всю северную предгорную часть региона. Она представлена континентальными отложениями, преимущественно конгломератами из неотсортированного материала, которые к северу замещаются песчано-глинистыми породами. Породы формации обводнены. По единичным данным глубина залегания около 13 м, вскрытая мощность

Таблица 86

Физические свойства глин терригенной формации палеогена

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Плотность, г/см ³	82	2,58—2,62	2,60	0,001
Объемная масса, г/см ³	82	2,08—2,20	2,13	0,032
Пористость, %	82	26—35	30	0,078

обводненной части разреза 2,5 м. Минерализация воды 1,3 г/л при сульфатном химическом составе. Воды не обладают агрессивностью на бетон и мегалл, но очень жесткие.

Молассовая формация морского генезиса представлена отложениями акчагыла и апшсрона, а разрез в основании сложен известковистыми глинами, известняками и известковистыми песчаниками. Глины светло-серые, песчанистые, известняки раковистые, реже детритусовые и оолитовые, обычно светло-серые. Песчаники тонкозернистые голубовато-серые. Верхняя часть формации состоит из грубозернистых песчаников, гравелитов, раковинных и детритусовых известняков, глин и песков. Общая мощность формации 300 м.

Четвертичные отложения, так же как и неогеновые, сложены морскими и континентальными осадками. Нижне- и среднетчетвичные отложения представлены нерасчлененной толщей пролювиальных образований. В строении грубообломочной части толщи принимают участие глыбы и обломки известняков, мергелей, песчаников юры и мела, а заполнитель — песчано-глинистые породы более молодого возраста. Мощность отложений достигает 20 м.

Верхнетчетвичные современные отложения состоят из континентальных пролювиальных и морских, преимущественно хвалынских осадков.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных пролювиально-морских отложений состоит из галечников, песков, реже глин и детритусово-ракушечных известняков. Содержание собственно глинистых частиц в глине равно 45%, пылеватых — 46 и песчаных — 9% со средней плотностью сложения и относительно невысокой влажностью в зоне аэрации (табл. 87).

Таблица 87

Физико-механические свойства глин геолого-генетического комплекса нерасчлененных четвертичных пролювиальных отложений

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Плотность, г/см ³	16	2,60—2,75	2,70	0,018
Объемная масса естественного грунта, г/см ³ . .	12	1,32—2,02	1,69	1,280
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	12	1,16—1,91	1,59	1,140
Естественная влажность, %	12	6—14	10	0,019
Пористость, %	12	29—57	41	0,161

Суглинки как пылеватые, так и непывеватые (табл. 88).

Супеси тяжелые пылеватые, тяжелые, легкие пылеватые и легкие. Супеси однородны по составу, и лишь тяжелые супеси неоднородны. Характеризуются высокой пористостью (табл. 89).

Таблица 88

**Физико-механические свойства суглинков геолого-генетического комплекса
нерасчлененных четвертичных пролювиально-морских отложений**

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Плотность, г/см ³	4	2,69—2,72	2,71	—
Объемная масса естественного грунта, г/см ³	9	1,51—2,09	1,79	0,299
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	9	1,34—1,85	1,61	0,299
Естественная влажность, %	9	7—24	15	0,045
Пористость, %	9	32—56	43	0,060

Таблица 89

**Физико-механические свойства супесей геолого-генетического комплекса
нерасчлененных четвертичных пролювиально-морских отложений**

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Плотность, г/см ³	4	1,66—2,75	2,71	0,025
Объемная масса естественного грунта, г/см ³	4	1,27—1,54	1,44	0,173
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	4	1,23—1,33	1,27	0,020
Естественная влажность, %	4	3—30	13	0,353
Пористость, %	4	51—56	53	0,01

Среди песков различаются как монодисперсные, так и полидисперсные разновидности, преобладают тонко- и мелкозернистые, песчаных частиц в них от 87 до 100%, пылеватых — до 13%. Пески довольно однородны по составу и лишь мелко- и тонкозернистые неоднородны. Пески обладают средней степенью плотности и оптимальной пористостью.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных аллювиальных, делювиальных отложений представлен: гравием, галькой, щебнем, дресвой, песками, супесями. Мощность их — от долей метра до 2—3 м. Распространение локальное. К отложениям геолого-генетических комплексов приурочены грунтовые воды. Глубина их залегания до 10 м. Дебиты скважин составляют 3—5 л/с. Воды сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией до 3 г/л. На юге в предгорной равнине в пролювиально-морских отложениях содержатся подземные воды с минерализацией до 1 г/л, залегающие на глубине 2—3 м. По химическому составу они смешанные. Эти воды используются для питья.

Современные геологические процессы

В Большебалханском регионе развиты: физическое и химическое выветривание, осыпи, обвалы, оползни, сели.

Процессу физического выветривания способствуют сезонные и суточные колебания температур, ветры значительной силы, периодичность выпадения атмосферных осадков. Наиболее интенсивно разрушаются полиминеральные породы: песчаники, алевролиты. Если учесть тектоническую раздробленность пород, почти полное отсутствие почвенного

покрова, можно представить себе, насколько интенсивно идет этот процесс. Карбонатные породы под влиянием подземных и атмосферных вод подвергаются химическому выветриванию, которое идет более интенсивно в случае загипсованности горных пород.

Совокупное воздействие этих процессов ведет к разрушению структурных связей в породах, их раздроблению и накоплению разнообломочного рыхлого материала, который под действием гравитационных сил приходит в движение, образуя обвалы, осыпи, а в условиях увлажнения — и оползни. Количество коллювиального материала и площади, занятые им, самые разнообразные. Причем наибольшим распространением пользуются обвалы, развитые почти повсеместно, и оползни, приуроченные в основном к южному склону Большого Балхана.

Сели. С преобладанием каменной составляющей разгрузка селевых потоков осуществляется на предгорной равнине Большого Балхана.

Сейсмичность. Весь регион относится к 9-балльной зоне. Землетрясения катастрофической силы проявлялись здесь в исторически известное время. Помимо непосредственного воздействия на горные породы и сооружения, землетрясения создают предпосылки для более активного хода других процессов, разрушая и смещая отдельные блоки горных пород.

Оценивая инженерно-геологические условия региона, необходимо отметить, что в целом они неблагоприятные. Прежде всего, большая часть его — это горная страна с резко расчлененным рельефом, почти повсеместно исключающим возможность возведения сооружений. Интерес с этой точки зрения может представлять лишь предгорная равнина Большого Балхана, где возможно строительство как компактных, так и линейных сооружений. Вторым фактором, определяющим неблагоприятные условия, является высокая сейсмичность, что позволяет возводить здесь сейсмостойкие объекты, что связано с удорожанием строительства. Наконец, в местах выхода на предгорную равнину долин и русел временных водотоков с катастрофической силой разгружаются селевые потоки. Хозяйственная деятельность в пределах региона должна учитывать следующее:

- а) все сооружения должны быть сейсмостойкими;
- б) в местах разгрузки селевых потоков должны быть предусмотрены противоселевые мероприятия и сооружения;
- в) при возведении сооружений следует учесть малую водообеспеченность региона.

ГЛАВА 28

ПРЕДКОПЕТДАГСКИЙ РЕГИОН

В административном отношении территория региона занимает части Ашхабадской и Красноводской областей Туркменской ССР.

Здесь выделяются: предгорные расчлененные возвышенности, крутонаклонная подгорная равнина и пологоволнистая равнина. Предгорные возвышенности тянутся прерывистой полосой вдоль Передового хребта Копетдага. Абсолютные отметки возвышенностей колеблются от 300 до 500 м. Крутонаклонная предгорная равнина представляет собой подгорный шлейф шириной 6—8 км с чередованием конусов выноса и межконусных понижений. Абсолютные отметки ее изменяются от 250—

450 м в восточной части региона до 100—250 м в западной. Поверхность подгорного шлейфа, имеющего общий уклон 3—4°, сильно изрезана густой сетью веерообразных временных водотоков. К северу, как правило, еще до линии железной дороги, подгорный шлейф выполаживается и постепенно переходит в пологоволнистую предгорную равнину, которая образована взаимопересекающимися между собой периферийными частями конусов выноса. Для предгорной равнины характерны общие уклоны с юга на север, от гор к песчаной равнине менее 0,05—0,005 и с юго-востока на северо-запад вдоль простирания передовых хребтов Копетдага. Абсолютные отметки равнины изменяются от 260—180 м на востоке до 130—20 м на западе. Ширина предгорной равнины изменяется от 10—12 км (Арчман-Кодж) до 40—50 км (Кызыл-Арват). Золотые пески плащеобразно покрывают древние конусы выноса.

Климат региона жаркий, континентальный, с большой суточной и годовой амплитудой колебания температур.

Инженерно-геологическая характеристика пород

В строении региона принимает участие мезокайнозойский структурный этаж. Осадочная толща, охватывающая интервал разреза от верхов триаса (?) до низов миоцена включительно, почти полностью обнажена в Копетдаге и на Большом Балхане. Верхн этой толщи местами вскрыты скважинами и представлены морской карбонатной и терригенной формациями. Общая мощность толщи в прогибе достигает 8—10 тыс. м. Мощность юры и нижнего мела к северу от прогиба на склоне Туранской плиты сильно сокращается, а к югу, в сторону Копетдага, заметно возрастает. Вдоль южного крыла прогиба протягивается зона, где мощность палеогеновых отложений 1000—2000 м.

Породы молассовой формации неогена в пределах прогиба залегают на глубинах от 50—100 м в районе Меана-Каахка до 100—300 м на предгорной равнине Центрального и Западного Копетдага. Мощность формации с запада на восток убывает от 250 до 20—60 м. Сложена она конгломератами, гравийно-галечниковыми породами, песками, лессовидными супесями и суглинками, причем последние преобладают сверху. Грубообломочные породы состоят на 60—99% из обломков малом-неокомских известняков и преобладают в нижней части разреза.

В верхней части формации основанием зданий и сооружений в пределах г. Ашхабада обычно является «гажа» — пески и мелкопесчаные супеси с очень высоким содержанием кристаллического гипса и карбонатных солей — от 18,4 до 63,2%. Они обладают высокой пористостью, невысокой сжимаемостью при естественной влажности, могут дать незначительную дополнительную осадку при увлажнении (табл. 90).

Четвертичные отложения представлены двумя геолого-генетическими комплексами: нерасчлененным четвертичным аллювиально-пролювиальным и средне-верхнечетвертичным морским.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений включает в себя конгломераты, отложения подгорного шлейфа и горных рек — грубоотсортированные щебнисто-галечные отложения с линзами песков и супесей, пески, супеси, суглинки и глины. Общая мощность комплекса от 200 до 350 м. Крупные обломочные породы

Физико-механические свойства супесей легких молассовой формации неогена

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$
Плотность, г/см ³	4	2,66—2,68	2,67
Объемная масса естественного грунта, г/см ³	4	1,40—1,73	1,57
Объемная масса скелета, г/см ³	4	1,23—1,54	1,39
Естественная влажность, %	4	12—15	13,5
Пористость, %	4	42,5—54,1	48,0
Коэффициент пористости	4	0,740—1,17	0,933
Коэффициент сжимаемости, $3 \cdot 10^6$ Па при нагрузках 0— $3 \cdot 10^6$ Па	3	0,008—0,016	0,011
Коэффициент относительной просадочности под нагруз- кой $3 \cdot 10^6$ Па	3	0,006—0,015	0,010

залегают вблизи гор. С удалением от них они постепенно сменяются песками, супесями, суглинками и глинами.

Гравийно-галечниковые отложения слагают подгорный шлейф и верхние части конусов выноса, к северу выклиниваясь под песчано-глинистыми породами. Состоят на 80% из гравийно-щебнистых и гравийно-дресвяных обломков, хотя по гранулометрическому составу являются неоднородными. Общая мощность отложений от долей до 300 м (табл. 91).

Таблица 91

Физико-механические свойства гравийно-галечниковых пород геолого-генетического комплекса нерасчлененных четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$
Естественная влажность, %	23	1,3—29,8	5,3
Объемная масса естественного грунта, г/см ³	7	1,6—1,76	1,68
Объемная масса скелета, г/см ³	7	1,58—1,70	1,62
Пористость, %	7	36,10—42,20	38,8

Гравийно-галечниковые отложения обладают довольно высокими несущими свойствами и устойчивы в откосах. При высоте насыпей и глубине выемок до 2—6 м могут выдержать устойчивые откосы крутизной до 45° (Дубровкин, 1956). Водопроницаемость их, как и механические свойства, в значительной степени определяется содержанием супесчано-суглинистого материала. Коэффициент фильтрации 0,5—20 и более м/сут, в среднем 10—15 м/сут.

Пески широко распространены, особенно в нижней части разреза. Внизу они слагают самостоятельные слои мощностью до 20—30 м и более и, как правило, отличаются более крупными размерами зерен, уменьшением пылеватости и водонасыщенностью. В верхней части разреза пески преимущественно пылеватые и слабовлажные, залегают в виде маломощных (до 3—4 м) слоев, прослоек и линз. По минералогическому составу кварцево-полиминеральные, по гранулометрическому составу неоднородны, за исключением эоловых, где содержание частиц во фракции 0,25—0,1 мм составляет более 90% (Куприна, Сергеев, 1963). В состав песков резко преобладают фракции 0,1—0,25 мм — в среднем 51% и 0,05—0,1 мм — в среднем 27,8% (табл. 92).

Таблица 92

**Физико-механические свойства песков геолого-генетического комплекса
нерасчлененных четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений**

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$
Плотность, г/см ³	290	2,65—2,74	2,69
Объемная масса естественного грунта, г/см ³	275	1,29—1,73	1,51
Объемная масса скелета грунта, г/см ³	257	1,19—1,62	1,43
Пористость, %	257	40—55	46,9
Влагоемкость полная, %	87	13,3—41,6	29,4
Влагоемкость максимально-молекулярная, %	71	1—19	6,9
Коэффициент относительной просадочности под нагрузкой $3 \cdot 10^5$ Па	19	0,005—0,092	0,026
Коэффициент сжимаемости в интервале нагрузок: 0,5÷1,0·10 ⁵ Па	9	0,006—0,048	0,017
2÷3·10 ⁵ Па	9	0,005—0,013	0,008
Угол естественного откоса в сухом состоянии, град.	72	27—38°	35
Угол естественного откоса под водой, град.	72	23—35°	29°20'
Коэффициент фильтрации, м/сут	278	0,4—12	1,88

Супеси встречаются в виде линз и слоев. В гранулометрическом составе преобладает фракция крупной пыли и тонкого песка (табл. 93).

Таблица 93

**Физико-механические свойства супесей геолого-генетического комплекса
нерасчлененных четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений**

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Объемная масса скелета, г/см ³	488	1,02—1,80	1,44	0,12
Пористость, %	495	33—57	46,9	4,9
Активная пористость, %	64	6,3—51,3	33,6	—
Влагоемкость полная, %	104	18,1—41,1	28,8	—
Влагоемкость максимально-молекулярная, %	144	6,0—23,8	12,9	—
Верхний предел пластичности, %	179	21—30	25,2	—
Число пластичности	179	2—10	6,0	—
Коэффициент просадочности: при нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па	113	0,001—0,133	0,039	—
при нагрузке 0,5·10 ⁵ —2·10 ⁵ Па	126	0,002—0,022	0,009	—

Суглинки широко представлены в периферийных частях равнины, а также в пределах межконусных понижений. Залегают отдельными слоями и линзами мощностью 10—15 м и более. Минералогический состав глинистой фракции состоит преимущественно из гидрослюда. По гранулометрическому составу неоднородны, преобладает фракция пыли, составляющая в среднем 42,3%. Суглинки в зоне аэрации обладают несколько большей засоленностью и естественной влажностью, чем пески и супеси, но почти всегда имеют твердую консистенцию. Низкие значения пределов пластичности и максимально-молекулярной влагоемкости объясняются слабой коллоидной активностью и засоленностью. При естественной влажности суглинки слабосжимаемы, при увлажнении — среднесжимаемы, в последнем случае наибольшая часть деформации происходит при начальных нагрузках. Под природной нагрузкой могут быть просадочными и не просадочными, при увлажнении под стандартной нагрузкой $3 \cdot 10^5$ Па дают значительную дополнительную осадку (табл. 94).

**Физико-механические свойства суглинков геолого-генетического комплекса
нерасчлененных четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений**

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Объемная масса скелета, г/см ³	1133	0,90—1,85	1,47	0,15
Пористость, %	1109	32,0—66,8	46,5	4,8
Влагоемкость полная, %	163	13,3—43,2	28,8	—
Влагоемкость максимальная молекулярная, %	293	4,7—25,6	14,3	—
Верхний предел пластичности, %	189	18—37	24,5	—
Число пластичности	168	2—15	7,3	—
Коэффициент просадочности при нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па	175	0,001—0,143	0,068	—
Сцепление при естественной влажности, 10^5 Па	53	0,05—0,40	0,21	—
Сцепление в увлажненном состоянии, 10^5 Па	64	0—0,40	0,09	—
Коэффициент фильтрации, м/сут	177	0,001—0,5	0,08	—

Глины распространены преимущественно в северной части региона. Характеризуются гидрослюдистым минералогическим составом, низкой коллоидной активностью, неоднородным гранулометрическим составом, где глинистая фракция составляет в среднем 45,2%, а пыль — 39,8%. В зоне аэрации глины слабовлажны и имеют твердую консистенцию, но влажность и засоленность у них сравнительно выше, чем в песках, супесях и суглинках, а пористость несколько меньше, в среднем 44,5%. В выборках резко преобладают данные, полученные в верхней, менее уплотненной части зоны аэрации, поэтому применительно ко всей совокупности рассматриваемой толщи значения пористости для всех пород несколько завышены, а значения объемной массы скелета занижены. Глины характеризуются также низкими значениями влагоемкости и пределов пластичности, число пластичности в среднем составляет 13,2%. Небольшие значения коэффициента сжимаемости глин при естественной влажности (в среднем $0,011 \div 0,013 \cdot 10^5$ Па) в увлажненном состоянии возрастают до $0,024 \div 0,036 \cdot 10^5$ Па. Под природной нагрузкой глины не просадочны, однако при увлажнении под нагрузкой $3 \cdot 10^5$ Па могут дать дополнительную осадку. По сопротивлению сдвигу глины близки к суглинкам, а коэффициент фильтрации значительно ниже, составляя в среднем 0,029 м/сут (табл. 95).

Таблица 95

**Физико-механические свойства глин геолого-генетического комплекса
нерасчлененных четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений**

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Объемная масса скелета, г/см ³	755	1,12—1,97	1,49	0,12
Пористость естественная, %	751	28,0—64,4	44,5	4,8
Пористость активная, %	174	7,0—56,2	23,7	—
Влагоемкость полная, %	91	16—54	28,5	—
Влагоемкость максимальная, %	114	7,5—30,0	17,2	—
Верхний предел пластичности	515	20—48	31,6	—
Число пластичности, %	510	4—29	13,2	3,8
Коэффициент просадочности при природной нагрузке $1 \cdot 10^5$ Па	34	0,018—0,022	0,002	—
Сцепление, 10^5 Па	35	0,05—1,26	0,51	—
Коэффициент фильтрации, м/сут	150	0—0,15	0,029	—

Лессы и лессовидные породы слагают узкую полосу мощностью до 10—15 м и более в южной части равнины, а к северу, уменьшая свою мощность, выклиниваются.

Геолого-генетический комплекс средне-верхнечетвертичных морских отложений представлен гравийно-галечниковыми и песчано-глинистыми отложениями.

Гравийно-галечниковые породы с супесчано-суглинистым заполнителем характеризуются небольшими значениями коэффициента фильтрации, в среднем 2,64 м/сут, и высокими механическими свойствами.

Пески хорошо отсортированы, сухие и слабовлажные. Обладают высокими значениями пористости и активной пористости. Они мелкозернистые и пылеватые, однако однородность их обусловлена нижними значениями максимальной молекулярной влагоемкости (в среднем 2,3%) и высокими значениями коэффициента фильтрации, в среднем 4,15 м/сут (табл. 96).

Таблица 96

Физико-механические свойства песков средне-верхнечетвертичных отложений

Виды определений	n	Пределы	$\bar{x}$	S
Объемная масса естественного грунта, г/см ³ . . .	167	1,33—1,90	1,57	0,11
Объемная масса скелета, г/см ³	167	1,30—1,75	1,48	0,09
Пористость, %	167	33,8—51,1	43,6	3,9
Пористость активная, %	167	24,4—46,5		6,4
Максимальная молекулярная влагоемкость, % . .	42	1—6	3,3	—
Коэффициент фильтрации, м/сут	81	0,09—13,99	4,15	—

Супеси и суглинки имеют ограниченное распространение, залегая в виде маломощных слоев (до 2—4 м). Обладают высокими значениями пористости и активной пористости, низкими несущими свойствами.

Глины пылеватые, содержат фракцию менее 0,005 мм — в среднем 40% и тонкой пыли — более 30%. Глины средней уплотненности ($K = 0,029$), влажные и слабовлажные, имеют твердую консистенцию и низкие значения пределов пластичности. В естественных условиях и при увлажнении среднесжимаемы, непросадочны как под природной нагрузкой, так и при увлажнении под дополнительной нагрузкой. Прочностные характеристики песколько выше, чем у пролювиальных глин.

Современные геологические процессы и явления

На проектирование, строительство и эксплуатацию различных объектов народного хозяйства в пределах региона существенное влияние оказывают просадка, водная эрозия, селевые потоки, суффозия, образование такыров и солончаков, а также сейсмичность.

Просадка в естественных условиях распространена нешироко и наиболее развита на предгорной равнине Западного Копетдага. Просадочные деформации здесь проявляются преимущественно в результате накопления и инфильтрации атмосферных осадков на отдельных участках равнины. Представлены они просадочными блюдцами — «ойтапы», имеющими размеры в диаметре от 5—10 м до нескольких десятков метров и в глубину до 0,5—1,0 м. При их формировании на просадку накладывается также механическая и химическая суффозия. Малые размеры и ограниченность распространения просадочных блюдцев, при

сравнительно широком распространении просадочных пород, следует объяснить тем обстоятельством, что поверхностными водами замачивается только плоская периферийная часть равнины, тогда как на наклонной подгорной равнине нет условий для проявления просадочных свойств пород — накопления и интенсивной инфильтрации поверхностных вод (Нургельдыев, 1970).

Эрозия имеет широкое распространение. Густота эрозионной сети, глубина вреза и ширина русел имеют четкую субмеридиональную зональность. Крутонаклонный подгорный шлейф перекрывается густой сетью оврагов глубиной до 6—8 м, которые на конусах выноса, уменьшаясь как по количеству, так и в размерах (глубиной до 2—3 м), прослеживаются далее на север в виде русел временного стока. В западной части региона, где водосборным бассейном водотоков являются глинистые низкогорья Копетдага, русла с врезом 0,5—3 м прослеживаются до кромки Низменных Каракумов. Здесь глубокие русла Аджи-Дорс, Авгез, Аулы в дальнейшем могут быть использованы для сброса промышленных вод и как коллектор для дренажа (Алгаев, 1969; Фальковский, 1970).

Сели достигают наибольших размеров на подгорной равнине Западного Копетдага. Там они носят речной характер, и поэтому даже при максимальных расходах беспрепятственно уносятся руслами Аджи-Дорс, Аулы, Алгез на периферию равнины, в отдельные годы подпираясь у мостовых переходов дорог. На предгорной равнине Восточного и Центрального Копетдага расходы селевых потоков значительно меньше, чем на западе, но они с уменьшением уклона поверхности рельефа разливаются по равнине и выполняют большую эрозионную и аккумулятивную работу. В целом для селевых паводков более характерен не грязекаменный, а грязевый турбулентный поток, особенно к северу от подгорного шлейфа. Содержание взвешенных частиц в грязевых потоках может составлять до 200—255 г/л (Калугина, 1965).

Суффозия в той или иной мере происходит почти на всей территории региона, но наибольшее развитие получает в зоне развития такыров в северной его периферии, а также вдоль больших русел и оврагов. Суффозия в основном механическая; химическая суффозия, связанная с выносом легкорастворимых солей, обычно ускоряет первую, достигая угрожающих размеров в зоне распространения гипсоносных пород (участок Бабадурмаз на Каракумском канале). Наиболее благоприятные условия для развития механической суффозии имеются на периферийных такырах, где трещиноватая поверхность глинистых пород неглубоко подстилается хорошо фильтрующими песками каракумской свиты и периодически заливается водами поверхностного стока. Суффозионные воронки имеют размеры в поперечнике от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров в глубину (1—2 м).

Такыры образуются в малозаметных понижениях рельефа в северной части подгорной равнины в результате скапливания в них атмосферных вод, вод временных потоков и выпадения из них глинистых частиц. Поверхность такыров лишена высшей растительности, покрыта трещинами усадки, которые смываются в результате набухания пород при их увлажнении. Плотная засоленная глинистая корка не дает возможности для развития на такырах растительности, поэтому почвенный горизонт на них развит весьма слабо.

Солончаки (шоры) расположены в северной части региона, ими заняты сотни квадратных километров. Наиболее широко распространены они на участках Каахка-Бабадурмаз, Арчман-Зау. Образуются при неглубоком (до 3—5 м) залегании минерализованных грунтовых вод.

Сейсмичность. Территория региона относится к 9—8-балльным зонам. При неблагоприятных условиях (близкое залегание уровня грунтовых вод, рыхлые лессовые породы) интенсивность землетрясений с учетом приращения может достичь 10 баллов (Каракия, Лыкова, 1971).

Территория региона в пределах предгорных равнин благоприятна для гражданского строительства. Осложнения вызывает высокая сейсмичность территории. В связи с расчлененностью рельефа и развитием селевых потоков эта территория региона мало благоприятна для линейного, особенно мелиоративного строительства. На породах, слагающих предгорную аллювиально-пролювиальную равнину, строительство различных объектов народного хозяйства осложняется низкими механическими свойствами пород, развитием суффозионно-просадочных явлений, солончаков и засоленных пород, в меньшей мере эоловыми процессами и селевыми потоками.

ГЛАВА 29

ЗАПАДНО-ТУРКМЕНСКИЙ РЕГИОН

Западно-Туркменский регион занимает восточную часть Южно-Каспийской впадины. В административном отношении он входит в состав Красноводской области Туркменской ССР. Современный облик впадины сформировался при активном воздействии процессов аккумуляции — морской, аллювиальной и пролювиальной. На описываемой территории выделяются два генетических типа рельефа: структурно-денудационный и аккумулятивный. Структурно-денудационный рельеф представлен холмогорьями Челекена и Прибалханской зоны. Это вытянутые глубоко эродированные поднятия с относительной высотой 45—70 м. Аккумулятивный рельеф занимает большую часть территории Западно-Туркменской низменности. Здесь выделяются равнины: морская аккумулятивная, приморская низменная, аллювиально-дельтовая и аллювиально-пролювиальная. Морская аккумулятивная песчаная равнина занимает западную часть низменности в пределах песчаных массивов Дарджакум, Кызылкум и Сайнаксак, а также побережье Каспийского моря. Основными формами здесь являются песчаные гряды и барханы. Амплитуда расчленения рельефа до 60 м. Приморская низменная равнина протягивается сплошной полосой вдоль побережья Каспийского моря. Абсолютные отметки ее поверхности от 21 до 28 м. Поверхность плоская, слегка наклонная к морю. Общий фон равнины в отдельных районах нарушают сопки грязевых вулканов (Кипящий Бугор, Ак-Патлук и др.). Для нее характерно чередование солончаков с песчаными массивами, где амплитуда эолового расчленения достигает 5—7 м. Аллювиально-дельтовая равнина образована древней и современной дельтами р. Атрек и занимает всю южную часть низменности.

Наиболее древняя Мешедская дельтовая равнина представлена песчаными массивами Мешед с высотой гряд 40—60 м, разделенных замкнутыми межгрядовыми котловинами, дно которых зачастую занято солончаками (Урлик). Современная дельтовая равнина представляет собой плоскую наклоненную на запад поверхность, над которой возвышаются останцы хвалынской морской равнины. Поверхность изрезана руслами меандрирующих потоков Атрека. Лишь по некоторым из этих русел в период паводков воды достигают Каспийского моря. Аллюви-

ально-пролювиальная равнина широкой полосой окаймляет западные отроги Копетдага. Поверхность ее ровная пологонаклоненная к западу, расчлененная густой сетью русел временных водотоков, стекающих с низкогорий Копетдага. Климат резко континентальный.

Инженерно-геологическая характеристика пород

В строении Западно-Туркменского региона принимают участие два структурных этажа: палеозойский и мезокайнозойский. Палеозойские отложения на территории региона не вскрыты. Они обнажаются лишь в горных обрамлениях Большого Балхана и Кубадага. То же можно сказать и о мезозойских отложениях.

Кайнозойский структурный этаж. Отложения молассоидной формации нижнего и среднего плиоцена (понт, челекен) распространены повсеместно и представлены глинами с прослоями оолитовых известняков, песчаников, мергелей, песков, алевролитов.

В восточной части Прибалханской зоны поднятий (Морджа, Тузлучай, Суйджи, Балла-Ишем) в низах разреза формации присутствуют конгломераты с пропластками крупно- и среднезернистых песков. Мощность отложений формации от 600 до 3000 м. Породы формации характеризуются сильной фациальной изменчивостью как по площади, так и по вертикали. В пределах Прибалханской зоны поднятий в направлении с запада на восток наблюдается уменьшение глинистости разреза и увеличение сортированности терригенного материала. Пористость известняков и алевролитов составляет 6,4—25%, возрастая до 75—79%.

К отложениям молассоидной формации (челекенская свита) приурочены высоконапорные воды, температура которых изменяется от 22—35 до 80—90° (Челекен). Минерализация вод 10—300 г/л. В нижней части разреза по составу они хлоридные натриевые, часто со значительным содержанием гидрокарбонатов (до 0,5—2 г/л) и сульфатов (до 0,3—2,66 г/л). Воды характеризуются повышенным содержанием микроэлементов: йода, брома, аммония.

Породы нижнетерригенной песчано-глинистой формации акчагыльского яруса развиты широко. Выходы их известны на Челекене, Монжуклы, Боядаге и Сыртлапли. Скважинами вскрываются на всех нефтеносных и разведочных площадях. Они характеризуются сильной изменчивостью литофаций и мощностей. В западной части низменности представлены исключительно глинами, в восточном и северо-восточном направлениях сменяющимися песчано-глинистыми образованиями. Пористость песчаных коллекторов с запада на восток увеличивается от 24,2 (Котур-Тепе) до 28,6% (Кумдаг). Мощность акчагыльских отложений изменяется от 60 до 700 м.

Подземные воды в отложениях нижнетерригенной формации вскрыты скважинами на структурах Небитдаг, Кумдаг, Кызылкум и Котур-Тепе. Воды напорные, в восточной части Прибалханской зоны поднятий отдельными скважинами вскрыты самоизливающиеся воды с дебитами до 2,5—3 л/с. По химическому составу воды хлоридные натриевые с минерализацией от 21,2 до 202,9 г/л. Температура подземных вод 30—54°.

Породы верхнетерригенной формации апшеронского яруса распространены широко и залегают на акчагыльских отложениях без следов перерыва. Обнажаются в сводовых и присводовых частях Челекенской, Небитдагской, Монжуклинской и Сыртлаплинской антиклиналей, а также вскрыты скважинами, пробуренными на нефтяных и разведочных площадях. Нижняя часть формации представ-

лепа песками с прослоями глин. В средней части — глины и пески переслаиваются с песчаниками, известняками и конгломератами, а в верхней — преобладают пески. Общая мощность формации 150—900 м. Песчано-алевролитовые породы верхнетерригенной формации характеризуются высокой пористостью (25—27%) и проницаемостью (до 0,35 D).

Подземные воды в них вскрыты многими скважинами. Напоры устанавливаются вблизи нулевых отметок. В единичных случаях были вскрыты самоизливающиеся воды с дебитом до 1,2—1,5 л/с. Минерализация подземных вод изменяется от 30 до 240 г/л, в исключительных случаях — 4—12 г/л. По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные хлоридные натриевые с повышенным содержанием йода и нафтеновых кислот.

Четвертичные отложения распространены на большей части территории, за исключением отдельных возвышенностей, на северной и восточной ее окраинах. Представлены они морскими, озерно-аллювиальными, аллювиально-дельтовыми, аллювиально-пролювиальными, золовыми и хемогенными геолого-генетическими комплексами.

Геолого-генетический комплекс бакинских морских отложений обнажается на возвышенностях северной части Западно-Туркменской впадины и на п-ове Челекен, а также вскрыт многочисленными скважинами на глубине 150—400 м. Комплекс представлен глинами с прослоями алевролитов, алевролитами и песками.

Глины бурые, темно-серые с характерными тончайшими прослоями охристо-бурых алевролитов и песков (Челекен, Кеймиро-Чикишлярский район), с грубыми прибрежными ракушечниками и конгломератами (предгорья Копетдага, Малый Балхан).

Естественные выходы подземных вод из бакинских отложений известны только на Челекене, где имеется несколько малodeбитных родников восходящего типа.

Геолого-генетический комплекс хазарско-хвалынских морских отложений распространен повсеместно. На востоке региона морские отложения замещаются континентальными. Комплекс представлен в нижней части (хазарские отложения) глинами, алевролитами с подчиненными прослоями песков, в районе Большого Балхана в разрезе имеются гравийно-галечные отложения. В средней части разреза (нижнехвалынский возраст) преобладают галечники и пески. Верхняя часть разреза (верхнехвалынский возраст) сложена песками с прослоями глин. Мощность комплекса от нескольких десятков до 150—250 м (Атрекский прогиб).

Отложения описываемого комплекса почти повсеместно водоносны. Водоупором служат верхнебакинские глины. Глубина залегания грунтовых вод от 0,5 до 50 м. Увеличение глубины залегания вод происходит от побережья Каспийского моря в восточном направлении.

Минерализация подземных вод изменяется от 0,5 до 60 г/л. Наибольших значений она достигает на такырах на глубине 30—50 м, где отсутствует инфильтрация пресных паводковых вод. Воды жесткие, обладают сульфатной агрессивностью по отношению к бетону и металлу.

Геолого-генетический комплекс ниже-среднечетвертичных пролювиальных отложений развит в предгорьях Бадхыза и Балхана. Сложен щебнем, гравием, галечниками, валунами. Заполнителем служат суглинки, супеси и разнозернистые пески. Крупнообломочный материал состоит из карбонатных пород юрского и мелового возрастов. Мощность комплекса от 10—20 до 100 м. Отложения комплекса обводнены. Подземные воды залегают на глубине от 2 до 60 м. Величина коэффициента фильтрации от 5 до 60 м/сут.

По химическому составу подземные воды в основном хлоридные натриевые. Воды жесткие и очень жесткие, обладают сульфатной агрессивностью по отношению к бетону и металлу.

Геолого-генетический комплекс новокаспийских морских отложений протягивается неширокой полосой вдоль берега Каспия, заходит в понижения солончака Келькоры Балханского шора и занимает понижение послехвалынского эолового рельефа к северу и югу от п-ова Челекен. В северной части низменности он представлен мелкозернистыми песками серого цвета, супесями, суглинками и глинами. На солончаке Келькор к отложениям данного комплекса приурочен пласт поваренной соли мощностью до 1,5 м.

В дефляционных понижениях он сложен преимущественно серыми солепесчаными песками и суглинками, а на юге низменности — вязкими илстыми глинами, супесями и глинистыми песками. Мощность комплекса от 2—3 до 10—25 м.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертично-современных аллювиально-пролювиальных отложений складывается с поверхности обширнейшую равнину, прилегающую к горным сооружениям Западного Копетдага и Малого Балхана. Он представлен светло-серыми, зеленовато-серыми песчанистыми глинами, в значительной степени загипсованными, легкими и тяжелыми супесями и суглинками, тонко-мелкозернистыми песками. Вблизи горных сооружений Западного Копетдага, Малого Балхана в разрезе комплекса встречаются прослои гравийно-галечниковых отложений.

В целом грунты, слагающие с поверхности Западно-Туркменскую низменность, в маловлажном состоянии обладают средними несущими свойствами ($2 \cdot 10^5$ — $3 \cdot 10^5$ Па), при замачивании — низкими (менее $2 \cdot 10^5$ Па) (табл. 97).

В предгорьях Западного Копетдага в аллювиально-пролювиальных отложениях содержатся грунтовые воды, иногда обладающие местным напором. Глубина их залегания от предгорий Западного Копетдага постепенно изменяется от 80 до 20 м. Общая минерализация вод от 22—30 до 40—60 г/л. Они хлоридные натриевые, очень жесткие, обладают сульфатной агрессивностью по отношению к бетону и металлу.

Геолого-генетический комплекс современных аллювиальных отложений р. Атрек развит на небольшой площади в южной части региона. Представлен преимущественно глинами, суглинками и супесями общей мощностью до 5—7 м (табл. 98).

Отложения описываемого комплекса содержат грунтовые воды. Водовмещающими отложениями служат пески и супеси. Глубина залегания воды колеблется от 0 до 3—4 м. Минерализация от 50 до 120 г/л, а иногда и до 200—300 г/л (старички в русле Актама, Узбоя, Келькора). По химическому составу воды хлоридные натриевые, очень жесткие, обладают агрессивностью по отношению к бетону и металлу.

Современные геологические процессы

Дефляция. На обширных пространствах Западно-Туркменской низменности, занятых песчаными равнинами, эоловые процессы являются ведущим фактором рельефообразования. Климатические условия и скудность растительного покрова в сочетании с рыхлым сложением песчаных равнин создают благоприятные условия для деятельности эоловых процессов и формирования подвижных барханных песков. Барханы широко развиты в песках Дарджикум, Кызылкум и вдоль побережья

Таблица 97

Физико-механические свойства пород геолого-генетического комплекса
верхнечетвертично-современных аллювиально-пролювиальных отложений
северной части Западно-Туркменской низменности (средние значения)

Показатели	Глины	Суглинки		Супесь		Пески
		тяжелые	легкие	тяжелая	легкая	
Объемная масса, г/см^3	1,73	1,62	1,60	1,57	1,64	1,64
Объемная масса скелета грунта, г/см^3	1,57	1,51	1,51	1,47	1,58	1,58
Пористость, %	43,3	44,7	43,2	47,6	42,7	41,6
Верхний предел пластичности, %	27,8	23,1	1,2	18	—	—
Число пластичности	6,5	5,2	5,1	4,1	—	—
Коэффициент консистенции	—2,09	—1,36	—1,01	—1,18	—	—
Коэффициент уплотненности	3,06	3,28	2,0	2,17	—	—
Коэффициент макропористости при нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па	0,098	0,120	0,083	0,083	0,204	0,052
Коэффициент просадочности при нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па	0,059	0,065	0,047	0,048	0,122	0,029
Коэффициент сжатия при нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па:						
а) грунт естественной влажности	0,010	0,019	0,006	0,085	0,016	0,006
б) замоченный грунт	0,036	0,046	0,034	0,036	0,08	0,023
Коэффициент внутреннего трения:						
а) грунт естественной влажности	0,52	0,80	0,87	0,61	0,75	0,72
б) замоченный грунт	0,52	0,56	0,496	0,520	0,517	0,589
Угол внутреннего трения, °:						
а) грунт естественной влажности	35°	38°40'	41°	31°30'	37°	35°45'
б) замоченный грунт	27°7'	29°1'	26°	27°30'	24°30'	30°15'
Сцепление, $1 \cdot 10^5$ Па:						
а) грунт естественной влажности	0,56	0,15	—	0,75	0,25	—
б) замоченный грунт	0,50	0,15	0,187	—	—	—
Коэффициент фильтрации, м/сут	0,014	0,075	0,155	0,187	0,794	1,54—4,32

Угол естественного откоса для песков — $33^\circ 36'$, а под водой — $28^\circ 12'$ (средн.)

Таблица 98

Физико-механические свойства пород геолого-генетического комплекса
современных аллювиальных отложений р. Атрек
(средние значения)

Показатели	Глина	Суглинки		Супеси	
		тяжелые	легкие	тяжелые	легкие
Объемная масса естественного грунта, г/см^3	1,86	1,77	1,74	1,70	1,67
Объемная масса скелета грунта, г/см^3	1,55	1,53	1,52	1,48	1,49
Пористость, %	43	46	43	44	45
Коэффициент пористости	0,77	0,75	0,76	0,79	0,81
Полная влагоемкость	28	28	29	29	30
Коэффициент макропористости при нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па	0,060	—	0,052	0,016	0,034

Показатели	Глина	Суглинки		Супеси	
		тяжелые	легкие	тяжелые	легкие
Коэффициент сжатия слоя при $3 \cdot 10^5$ Па:					
а) грунт естественной влажности . .	0,010	—	0,010	0,008	0,012
б) замоченный грунт	0,023	—	0,028	0,013	0,024
Коэффициент просадочности при нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па	0,034	0,0	0,028	0,010	0,020
Коэффициент внутреннего трения:					
а) грунт естественной влажности . .	0,733	—	0,675	0,700	—
б) замоченный грунт	0,587	—	0,537	0,510	0,475
Угол внутреннего трения, °:					
а) грунт естественной влажности . .	36	—	34	35	—
б) замоченный грунт	30	—	28,5	27	25
Модуль общей деформации при нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па:					
а) грунт естественной влажности . .	246	—	195	198	138
б) замоченный грунт	65	—	67	122	73
Коэффициент фильтрации, м/сут . . .	0,016	0,052	0,12	0,08	0,326

Сцепление $1 \cdot 10^5$ Па для глин — 0,075, а для замоченного грунта — 0,277

Каспийского моря. Песчаный материал переносится ветром с одного места на другое, задерживаясь у неровностей поверхности, заноса до-роги (Кумдаг, Котур-Тепе) и русла временных водотоков. При строи-тельстве любых сооружений в пределах долин и песчаных равнин не-обходимо предусмотреть мероприятия по борьбе с песчаными заносами.

Эрозия развита в пределах распространения суглинистых слабо-или водопроницаемых пород. Во время ливневых дождей формируются разрушительные потоки поверхностных вод, которые затопливают зна-чительные пространства низменности. Густая сеть русел временных водотоков особенно развита в пределах аллювиально-пролювиальной равнины. Часто русла временных водотоков объединяются в несколько крупных овражных систем. Длина русел колеблется от нескольких километров до 50—60 км. Глубина русел вблизи низкогорий Западного Копетдага достигает 1,5—3, редко до 5—10 м при ширине 5—6 м. Склоны русел имеют почти вертикальные откосы.

Суффозия и просадка на территории низменности изучены слабо. Имеются лишь сведения о том, что в отдельных руслах временных во-дотоков встречаются небольшие по размерам суффозионные воронки.

Инженерно-геологические условия на большей части территории Западно-Туркменского региона благоприятны. Они усложняются сейс-мичностью, изменяющейся от 6 до 9 баллов, наличием участков с не-глубоким залеганием грунтовых вод, агрессивных на бетон, и наличием солончаков и шоров (северная и южная части низменности), возмож-ностью просадочных и дефляционных явлений, паводками р. Атрек и селевыми потоками, текущими с Западного Копетдага.

Западная часть региона (морские песчаные равнины) характери-зуется неблагоприятными инженерно-геологическими условиями из-за сложного сильно расчлененного эолового рельефа со слабо закреплен-ными подвижными песками, развитых процессов дефляции, неглубо-кого (до 5 м) залегания грунтовых вод, агрессивных на бетон, широ-кого развития солончаков и шоров, особенно вблизи побережья Кас-пийского моря, возможности песчаных заносов.

РАЗДЕЛ III

ОПЫТ СТРОИТЕЛЬСТВА И ИЗМЕНЕНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ТЕРРИТОРИЙ В ПРЕДЕЛАХ ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ СРЕДНЕЙ АЗИИ ПОД ВЛИЯНИЕМ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА

ГЛАВА 30

ОПЫТ СТРОИТЕЛЬСТВА

Гидротехническое строительство. Геологическое строение и высотная зональность климата горной части Средней Азии создают благоприятные условия для комплексного использования поверхностного стока разветвленной гидрографической сети в целях орошаемого земледелия и гидроэнергетики.

Мелиоративное строительство. Орошаемое земледелие развивается в пределах Ферганской и Ташкент-Голодностепской впадин, Южно-Таджикской депрессии, Чуйской впадины в Предкопетдагском прогибе и в других районах, обладающих достаточными агроклиматическими ресурсами для возделывания хлопчатника и других теплолюбивых культур.

Инженерное решение вопросов магистрального питания мелиоративных систем началось в советское время. Сооружение гидроузлов в сопряжении с низконапорными плотинами (или без них) на р. Чирчик обеспечило реконструкцию канала Бозсу и строительство здесь первого в истории Средней Азии каскада ГЭС; на р. Сырдарье — Учкурганской и на р. Зеравшан — Первомайской плотин. Эти сооружения были призваны решить с учетом дальней перспективы проблему магистрального питания мелиоративных систем в Ферганской и Зеравшанской впадинах. В предвоенные годы решалась аналогичная проблема для Голодной степи при строительстве Фархадской ГЭС на р. Сырдарье.

Ферганская долина имеет около 11 000 км² ирригационно-подготовленных земель, из которых устойчиво орошается около 80%. Магистральное питание мелиоративных систем долины осуществляется из многочисленных притоков р. Сырдарьи. Наряду с аккумуляцией поверхностного стока в водохранилищах здесь широко применяется кольцевание речных систем или искусственное подпитывание одних речных бассейнов водами других. Осуществляется оно с помощью опоясывающих долину на разных уровнях каналов — Наманганского, Северного, Центрального, Большого и Южного Ферганских, водозабор которых находится у Учкурганского гидроузла на р. Нарын или Кампыррават-

ского — па р. Карадарье. Их водообеспеченность значительно улучшается за счет Токтогульского, Курсайского и Андижанского водохранилищ, что позволяет значительно увеличить фонд орошаемых земель в долине. Примером кольцующих каналов является Большой Ферганский, строительство которого завершено в 1941 г. методом «хашара» (народных строек). Он состоит из двух участков. Первый — Нарынский — длиной 44 км, с головным и концевым расходом около 100 и 65 м³/с, с крупными отводами — каналами Учкурганским с расходом 4,5 м³/с, Октябрьским, Пайтокским с расходом 19,0 м³/с. Концевой расход осуществляется в р. Карадарье. Второй участок канала берет начало у Кайганарской плотины и проходит по левобережью до г. Ленинабада. Головной расход составляет примерно 100 м³/с. Большой Ферганский канал позволил оросить около 63 тыс. га и улучшить водообеспеченность за счет подпитывания 160 тыс. га земель части Карадарьинской, низовой Шариханской, Шахмардан-Исфайрамской, Сохской, Исфаринской и других мелиоративных систем. Канал имеет сложные переходы через рски, шлюзы, отводы, сепараторы.

Значительность фильтрационных потерь из канала подтверждена его многолетней эксплуатацией. При реконструкции, наряду с увеличением его рабочего сечения, осуществляются противофильтрационные мероприятия в виде бетонной облицовки. Реконструкция позволила увеличить головной водозабор до 174 м³/с, довести площадь прямого орошения до 100 тыс. га, а подпитывания — до 200 тыс. га.

Индустриализация методов мелиоративного строительства в последние годы позволила повысить коэффициент полезного действия кольцевых каналов до 0,9. Центральный Ферганский канал длиной 116 км с головным расходом 200 м³/с, орошающий примерно 140 тыс. га земель Центральной Ферганы, имеет расчетный коэффициент полезного действия 0,94. В условиях Ферганской долины, как показал опыт, оросительные мелиорации в обязательном порядке совмещаются с осушительными. Производительность дренажных систем доводится до 25% от суммарной водоподачи на мелиорируемый контур.

Голодная степь. В предвоенные годы здесь орошалось около 95,0 тыс. га. Для орошения использовались воды Сырдарьи (Кировский канал), Зсравшана, Санзара, Зааминсу, Раватсая, Ходжамушкентсая, Хаватсая и других мелких рек, стекающих с Туркестанского хребта. К 1975 г. в Голодной степи орошается около 400 тыс. га земель, а основной прирост намечался с 1958 г., когда началось ее планомерное освоение. Обеспечить прирост орошаемых земель позволило строительство на р. Сырдарье Фархадской плотины и Кайраккумского водохранилища емкостью 4,3 млрд. м³. Дальнейший прирост обеспечит Токтогульское и Курсайское водохранилища на р. Нарын, а также улучшение водообеспеченности мелиоративных систем Ферганской долины за счет строительства водохранилищ на реках Туркестанского, Ферганского и Кураминского хребтов.

Крупнейшие мелиоративные системы Голодной степи — Южноголдностепская и Кировская. Южноголдностепская мелиоративная система с головным водозабором до 300 м³/с в деривационном канале Фархадской ГЭС орошает юго-восточный (50 тыс. га) и юго-западный (70,0 тыс. га) массивы. В ближайшей перспективе площадь орошения достигнет 350 тыс. га. Освоение земель этой системы осуществляется с 1958 г. индустриальными методами. Магистральные, межхозяйственные и внутрихозяйственные каналы вплоть до участков оросителей сооружаются в противофильтрационной облицовке или в лотках и трубопроводах. Расчетный коэффициент полезного действия каналов с на-

чала освоения возрос с 0,78 до 0,87. При освоении осуществляется крупная планировка земель, удельные объемы перемещений при этом изменяются от 500 до 1500 м³/га на расстоянии в среднем до 250 м. Первоначально (1961—1968) удельная протяженность коллекторно-дренажной сети составляла всего 11 пог. м/га, в том числе дренажа 4,4 пог. м/га. Последующая эксплуатация показала явную ее недостаточность в связи со значительным ростом площадей, подверженных вторичному засолению. К 1970 г. существенно увеличена протяженность коллекторно-дренажной сети — расчетная 64,5 пог. м/га, в том числе дренажа 50 пог. м/га.

Кировская мелиоративная система занимает северо-восточную часть Голодной степи, площадь орошаемых земель достигает 200 тыс. га. Магистральное питание осуществляется с деривационного канала Фархадской ГЭС.

Мелиоративная система машинных каналов орошает около 40 тыс. га земель в предгорной юго-восточной оконечности Голодной степи. Водозабор осуществлен в деривационном канале Фархадской ГЭС, высота геометрического напора достигает 180 м, а расход — 36 м³/с.

Санзарская мелиоративная система орошает в предгорной юго-западной оконечности Голодной степи земельные уголья староорошаемого Джизакского массива и после строительства здесь наливного водохранилища емкостью 90 млн. м³ обеспечит их прирост в 22 тыс. га. Головной водозабор осуществляется в р. Зеравшан, по каналу Туятарта (несколько раз реконструированный, построен в XVI в.) подается в р. Санзар, где по межхозяйственным каналам разбирается на орошение.

*Каракумский канал им. Ленина*¹. III очередь канала пересекает Предкопетдагский прогиб, а IV очередь пройдет по западной оконечности Копетдага к современной дельте р. Атрек. Земельный фонд района составляет 1865 тыс. га, из которых около 800 тыс. га с незасоленными и слабозасоленными почвами. Канал судоходный, обеспечивает на участках от Теджена до Геок-Тепе у Ашхабада прирост земель до 100 тыс. га.

Грунтовые воды до пуска канала и освоения земель залегали на глубине 10—20 м и более, редко 5 м. На стадии проектных решений Предкопетдагскую равнину считали естественно дренированной несмотря на фациальное замещение грубообломочных пород на периферии подгорных шлейфов супесчано-суглинистыми и наличие здесь солончаков. Эксплуатация канала и освоение земель привели к подъему грунтовых вод со скоростью 0,5—1,5 м/год и развитию процессов вторичного засоления. Зона подпора грунтовых вод каналом по режимным наблюдениям достигает 1—2 км, а водохранилищ — 20—25 км.

Обводнение лессовидных грунтов равнины, подъем грунтовых вод вызвали просадочные явления. При этом суммарная просадка непосредственно на трассе канала и на орошаемых массивах достигает 0,5 м. Просадка основания железнодорожного моста на 717 км канала достигла за 2 года наблюдений 0,49 м, возможны дальнейшие просадочные явления.

При строительстве канала и его сооружений в опытно-производственном порядке внедрялось уплотнение лессовых грунтов оснований методом подводных взрывов (влажность 0,7—0,8). При этом ликвидировались (полностью или для части толщи в ее наиболее нагружаемой

¹ Начало Каракумского канала (I и II очереди) проходит в пределах Амударьинского региона и описано в первой части монографии.

зоне) просадочные свойства и уменьшилась водопроницаемость грунтов (в 8—10 раз). Последнее способствовало сокращению размеров фильтрационных потерь.

Вахшская долина. Первой инженерной мелиоративной системой, построенной за годы Советской власти в Таджикистане, является Вахшская. Строительство основных сооружений было завершено к сентябрю 1933 г., когда были возведены головные сооружения на р. Вахш, Вахшский магистральный, Джиликуль-Кафырский и Кумсангирский каналы.

Крупное Каралангское понижение с очень сильнозасоленными почвами было использовано под отстойник озерного типа, который предназначался для аккумуляции наносов. Вода из канала Джиликуль-Кафыр через специальное сооружение выпускалась в отстойник и от возвышенности Кызыл-Тумшук направлялась в тот же канал. Отстойник позволил держать около 60% твердого стока, что значительно уменьшило заиление и снизило работы по очистке канала и ирригационной сети. До 1961 г., когда вода из отстойника была выпущена, в нем накопилось около 2,4 млн. м³ грунта. На землях, занятых отстойником, впоследствии было освоено 500 га земель и построен совхозный поселок «Вахш». Намытые грунты, представленные пылеватыми слоистыми супесями и суглинками мощностью 4—7 м, оказались достаточно надежным основанием для зданий и сооружений с удельным давлением до $1,2 \cdot 10^5$ Па.

При строительстве Кумсангирской ветки строителям пришлось столкнуться с просадочными явлениями. Просадочные деформации (1,0—1,5 м) наблюдались вдоль канала почти непрерывно. Только в течение 1933—1934 гг. при ремонте канала пришлось произвести около 450 тыс. м³ земляных работ. Серьезный ущерб причиняли прорывы, ликвидация которых была сопряжена с большими трудностями. Просадка здесь развивалась еще длительное время, особенно при расширении канала. Так, в 1954 г. после 20 лет работы Кумсангирского канала была произведена его очистка, в результате которой был снят закольматированный слой, увеличилась инфильтрация воды, произошла активизация просадок, а на бортах канала появились новые трещины.

Начавшееся в 50-х годах освоение земель, расположенных выше Кумсангирского канала, путем машинного орошения также сопровождалось значительными и неравномерными просадками. Исследованиями при строительстве пяти крупных насосных станций и машинных каналов было установлено, что мощность просадочной толщи здесь достигает 36—40 м и является наибольшей в Вахшской долине. Величина просадочных деформаций составляет 1,2—1,8 м, а местами до 2,5 м. На участках строительства всех гидротехнических сооружений, включая насосные станции, напорные бассейны и каналы, производилось предварительное замачивание площадок в течение 3—4 месяцев.

Орошение земель Кумсангирского плато вызвало большие деформации, особенно в условиях неупорядоченных поливов. Натурные наблюдения за просадками производились в 3 км южнее пос. Калинин на участке площадью 110 га, где мощность просадочной толщи составляла 40 м. Орошение производилось по бороздам с общим уклоном к каналу Кумсангир, ограничивающему площадку с северо-востока. В течение года на поле подано 18 тыс. м³ воды на каждый гектар. Под влиянием увлажнения увеличились просадки, причем величина их зависела от микрорельефа местности. На равнинных площадках просадки были сравнительно невелики и составляли 0,2—0,4 м. В западинах, где создавались условия для застоя воды, деформации составили 1,0—1,2 м, а в понижениях вдоль канала Кумсангир — до 1,8 м. Неравно-

мерные просадки потребовали проведения повторных капитальных планировок.

Орошение верхних земель Кумсангирского плато вызвало подъем уровня грунтовых вод на нижерасположенных землях Колхозабадского района, особенно вблизи возвышенности Ка-Бура. Борьба за мелиоративное улучшение ведется путем строительства вертикального дренажа.

На Кумсангирском плато, несколько выше первой насосной станции, расположен Таджикский научно-исследовательский полигон, занимающийся с 1967 г. изучением просадки лессовых грунтов. Грунты по составу относятся к легким пылеватым суглинкам и тяжелым супесям. Естественная влажность в пределах просадочного слоя 3—7%, пористость в верхнем 10-метровом слое 52—54%, на глубине от 11 до 23—25 м — 48—51%; глубже 25 м пористость, как правило, меньше 46—48%. До глубины 23—25 м грунты сильно просадочны, коэффициент относительной просадочности при природном давлении составляет 0,03—0,10. Глубже 40 м коэффициент просадочности уменьшается до 0,002—0,03. Суммарная расчетная величина просадки, по данным компрессионных испытаний, составляет 1,4 м.

На полигоне изучены процессы инфильтрации влаги в лессовых грунтах (Певзнер, 1971). На основании анализа эпюр распределения влажности были выделены две зоны: первая — максимального насыщения с величиной объемной влажности 40—42%, где образуется сплошной гидравлический поток, передающий гидростатическое давление, и вторая — неполного насыщения. Опытами установлено, что начальное давление просадочности в условиях Колхозабадского полигона развивается на глубине 1,2 м ниже дна котлована.

Опыты с длительным замачиванием (540 суток) позволили установить, что после просадочных деформаций (109 см) в каждом горизонте в течение 3—4 сут отмечается период постепенной стабилизации скорости уплотнения и начинается процесс послепросадочного уплотнения, которое достигло 86 см, т. е. 80% полной просадки (Мочалов, Колманов, 1972).

На полигоне выполнен большой комплекс работ по изучению различных методов подготовки основания гидротехнических сооружений: грунтовые подушки, свайные основания, гидроизоляционные покрытия и т. д. В результате обследования (Кириллов и др., 1960) на Вахшской, Яван-Обикинской и других мелиоративных системах было выявлено, что значительная часть гидротехнических сооружений, построенных на предварительно замоченном просадочном основании, претерпевает при эксплуатации дополнительные деформации, иногда приходят в аварийное состояние и даже разрушаются. Из 324 обследованных сооружений 30 (9,3%) были полностью разрушены в течение первых 2—3 лет эксплуатации, 56 (17,3%) находились в аварийном состоянии и требовали капитального ремонта, 87 (26,8%) нуждались в текущем ремонте и лишь 151 (46,6%) находились в нормальном рабочем состоянии. Разрушение сооружений, по мнению этих авторов, происходит под влиянием двух главных факторов — неравномерных просадок и размыва основания текущей водой.

При освоении Кафырского массива переход магистрального канала через лога осуществлен по дамбам высотой до 25 м, намытым из лессового грунта. Осадка дамб, возведенных на промоченном основании, составила 0,2—0,6 м. Для переброски воды через Ташрабадский лог был построен металлический дюкер в 3 нитки длиной 1250 м, пропускной способностью 9 м³/с. На дне лога залегают плавунные пески и супеси с линзами суглинков. В связи с тиксотропностью грунта дюкер

возведен на свайном основании. Глубина погружения свай 18—24 м. Определенная опытным путем удельная величина трения грунта по поверхности свай составляет 1,58 т/м².

Просадочность лессовых грунтов на Кафырском массиве в целом несколько ниже, чем на высоких террасах в других районах Вахшской долины. В большинстве случаев замечено затухание просадочности с глубины 18—20, реже около 25 м. Величина просадочных деформаций на массиве, как правило, составляет 0,8—1,0 м. Особенностью лессовых грунтов, слагающих Кафырский массив, является их чрезвычайно легкая размокаемость, с чем были связаны прорывы и промоины из каналов, особенно в косогорных условиях рельефа.

Наиболее трудным каналом в отношении прорывов воды был канал Верхний Ходжа-Кала. Он проложен в 50-х годах в основании уступа яванской лессовой террасы. Ввиду недостатка землеройной техники канал был вписан с минимальной врезкой в косогор. В результате просадок, многочисленных прорывов и прососов канал долгое время не удавалось ввести в эксплуатацию.

Массив Гарауты, расположенный в правобережной части Вахшской долины, является районом машинного орошения новых земель. Здесь построено 5 насосных станций и свыше 100 км магистральных каналов, оросивших около 10 тыс. га. До орошения в 1964 г. массив Гарауты представлял собой сухую полупустынную равнину, сложенную лессовидными супесями и легкими суглинками с прослоями песков и гравия. До освоения грунтовые воды залегали на глубине 33—52 м; до 1973 г. подъем уровня происходил со скоростью 2,0—2,5 м/год, затем наступил период стабилизации уровня. Отличительной чертой лессовых пород плато является содержание в них водорастворимых соединений, в частности гипса (в среднем 6,1%). Высокая загипсованность лессовых пород плато Гарауты предопределяет их способность к быстрому внутреннему размыву и образованию суффозионных воронок, особенно при замачивании котлованов и в первое время пропуска воды по каналам. Так, например, на первой террасе р. Вахш в первые два года эксплуатации канала ГМ-I наблюдалось образование группы провальных воронок глубиной до 5 м, и лишь когда канал покрылся кольматационным слоем, этот процесс прекратился.

Вследствие легкого состава и низкой структурной связанности лессовые породы плато Гарауты способны деформироваться при самом небольшом давлении и их уплотнение начинается при увлажнении с глубины 0,4—0,5 м. При этом просадочные деформации за счет уплотнения верхнего 5-метрового слоя составляют 0,25—0,4 м, а общая величина просадок, как правило, равняется 0,5—0,7 м. Такой характер развития просадок предопределяет быстрое оседание поверхности орошаемых массивов в первый год освоения и замедленный характер этого процесса в последующие годы.

Яванская долина. В Яванской и Оби-Киимской долинах в 1961 г. было начато строительство крупной мелиоративной системы для орошения около 57 тыс. га, в том числе 13 тыс. га с помощью машинного подъема. На оросительных каналах в условиях сильно просадочных грунтов построено 23 дюкера, 23 акведука, 7 высоких (до 40 м) земляных пасыней, в которых прошли каналы с расходом 15—30 м³/с и много других гидротехнических сооружений.

Северная часть Яванской долины сложена суглинками и глинистыми грунтами с линзами и прослоями песчано-гравийных пород. Грунты сильно засолены, а близко залегающие грунтовые воды высоко минерализованы и обладают сульфатной агрессивностью. В связи с

этим при строительстве закрытого дренажа первоначально на площади 5 тыс. га, а в последующем на соседних землях для предохранения труб от разрушения применялось битумное покрытие. Опыт 5—6-летней эксплуатации показал, что это мероприятие оказалось достаточно эффективным. На участках с напорным питанием (из прослоев песчано-галечных пород) в дополнение к горизонтальному дренажу пробурено 80 скважин вертикального дренажа.

В верховьях долины р. Зеравшан орошены земли Маргидарского, Даштималикского и Исринского массивов, начинается освоение пойменных земель Касторожского плато. Отличительная черта трасс большинства каналов — весьма сложные инженерно-геологические условия, в частности загипсованные конгломераты, глинистые, выветрелые с поверхности породы распространены на ряде участков Маргидарского и Касторожского магистральных каналов. На склонах возвышенностей в долине р. Зеравшан отмечаются многочисленные оползни, подрезка одного из которых у пос. Колхозчиюп Даштималикским каналом вызвала его многократное разрушение.

Трасса Даштималикского канала на протяжении 650 м проходит по телу древнего оползня, сложенного неоген-нижнечетвертичными глинистыми породами. Крутизна склона 23° — 29° ; падение склона в сторону, противоположную склону, под углом 4° — 6° . До сооружения канала оползень находился в устойчивом состоянии. Первое разрушение канала произошло в марте 1964 г. на 235-метровом отрезке. Второе оползание канала произошло 1 июня 1965 г. Канал был восстановлен и работал бесперебойно до конца поливного сезона. В конце 1965 г. были начаты земляные работы по улоаживанию оползневого склона. Следующее разрушение канала произошло 29 мая 1966 г. на 170-метровом отрезке через семь суток после подачи воды. Грунт вместе с каналом переместился вниз по склону на 6 м; это смещение произошло в центральной части древнего оползня. Канал был восстановлен. В той части, где проходил он в теле оползня, была уложена полиэтиленовая пленка, и в 1966 г. он работал бесперебойно. Однако вследствие нарушений в изоляционном покрытии потери возросли и подвижки возобновились. Древний оползень имеет обрывистую форму плоскости смещения высотой до 50—60 м. Он несколько вытянут поперек движения — ширина его 550 м, длина 350—500 м. Оползень асеквентный, очень глубокого заложения, поверхность скольжения вскрыта в глинах лишь на глубине 46 м. В теле древнего оползня сформировались еще три оползня второго порядка (1964—1966). На оползневой поверхности наблюдаются многочисленные трещины, валы выпирания, особенно ниже канала. Учитывая, что основными причинами активизации оползня является увлажнение неустойчивых грунтов и подрезка каналом крутых склонов, приостановить оползание можно лишь улоаживая склоны до устойчивого состояния (откос 1:4) и дрепируя фильтрационный поток в нижней части оползня путем устройства дрен поперек склона; кроме того эффективны гидроизоляция канала на оползневом участке и осушение склона выше канала. В связи с большой стоимостью этих работ оползневый участок был обойден по низу, и вода вновь была подана насосной станцией в русле канала за пределами оползня.

В условиях косогорного и увалисто-холмистого рельефа, где развиты с поверхности просадочные породы, эффективно устройство на каналах зуба-диафрагмы, который наряду с просадкой предупреждает прорывы воды в каналах. Зуб-диафрагма представляет собой траншею (шириной 1 м и глубиной 3—4 м), расположенную на берме рядом с руслом (с низкой стороны канала) и заполняемую после предвари-

тельного увлажнения глинистой пульпой. Отдача избытка воды в окружающие породы ускоряет просадку на берме канала, увеличивает плотность грунтов ниже зуба-диафрагмы, что в сочетании с самим зубом создает единую противосуффозионную преграду, препятствующую возникновению прорыва воды.

В последние годы каналы здесь нередко строятся в бетонном исполнении. Потери воды на фильтрацию в грунт при бетонной облицовке каналов значительно сокращаются. При строительстве канала Туш в Киргизской ССР, например, выполнена трехслойная облицовка из железобетона и мастики, значительно сократившая размеры фильтрации воды.

Водохранилища ирригационного назначения на малых и средних реках. Регулирование стока малых и средних рек — притоков Сырдарьи и Амударьи — осуществляется с помощью русловых и наливных водохранилищ. Этим же целям служат водохранилища на каналах. По морфологическому признаку водохранилища подразделяются на горные и долинно-равнинные. Примером горного водохранилища может служить Каттасайское объемом в 55 млн. м³. Створ плотины расположен в 6 км южнее г. Ура-Тюбе, в узком (250 м) ущелье, в дне которого мощность аллювия составляет от 1—2 до 12 м. В центральной части дна долины коренные породы, представленные метаморфическими формациями слюда, образуют несколько скальных выступов. Фактором, осложняющим инженерно-геологические условия на участке плотины, является наличие на правом берегу выше крутого 35-метрового скалистого уступа корытообразного понижения, выработанного в коренных породах древним руслом Катта-Сай и заполненным галечниками и суглинками мощностью 42 м. Слагающие коренное дно и борта песчаники на кремнисто-железистом цементе чередуются с глинистыми, хлоритовыми, углистыми и серицитовыми сланцами, отличаются сравнительно невысокой мелкопроникающей трещиноватостью и небольшой водопроницаемостью (0,006—0,7 м/сут). Опыт эксплуатации Каттасайского водохранилища подтвердил данную при изысканиях низкую фильтрационную оценку пород в бортах и основании плотины.

Строительство водохранилищ на скальных и полускальных породах в условиях повышенной их тектонической дробленности вызывает необходимость больших объемов противофильтрационных работ. В 1956 г. выше Ортотокойского ущелья, в верхнем течении р. Чу была построена каменная плотина высотой 52 м. Она выполнена из щебнистого грунта и уложена на скальное основание (сиениты, порфиры). При эксплуатации водохранилища была выявлена повышенная фильтрация воды через тело плотины, что потребовало принятия дополнительных противофильтрационных мер. При сооружении Найманского водохранилища в трещиноватых породах, ослабленных тектоническими нарушениями, водопоглощение превысило допустимый предел. Для уменьшения фильтрационных потерь воды из водохранилища и предупреждения механического разрушения пород со стороны верхнего бьефа был уложен понур.

После нескольких лет эксплуатации Базар-Курганского водохранилища выяснилось, что потери воды из водохранилища (за счет фильтрации) настолько велики, что дальнейшая эксплуатация без реконструкции становится невозможной. Неоднократная засыпка песчаного дна глинистым грунтом не предотвратила больших фильтрационных потерь, поэтому оно выстилается полиэтиленовой пленкой.

Долинно-равнинным наливным является Сельбурское водохранилище объемом 20 млн. м³, расположенное в пределах правобережной

части долины р. Кызылсу и занимающее естественное понижение в предгорной зоне возвышенности Джилаи-Тау. Основными сооружениями являются: на южной окраине — земляная плотина высотой от 6 до 11 м, а с северной — водоудерживающая дамба, построенная на предварительном замоченном основании. Водохранилище построено на сильно просадочных грунтах большой мощности. Просадочные деформации в процессе замачивания протекали неравномерно и составили в среднем от 50 до 100 м. Судя по изменению объемной массы, просадка верхнего 10-метрового слоя после 70 сут замачивания составила 20—25 см, а после 100 сут — 35—50 см. Основная часть просадки происходила за счет уплотнения грунтов, залегающих глубже 10 м.

В первые годы наполнения водохранилища (1964—1965) вода у плотины держалась очень ограниченное время (1—1,5 мес), которого было недостаточно для формирования кривой депрессии. Влага, приобретенная грунтом в процессе замачивания основания, постепенно мигрировала в более глубокие слои. Вследствие этих причин в первые 2 года после окончания строительства уплотнения грунтов в основании практически не было. Средняя величина объемной массы скелета грунта в слое, залегающем ниже подошвы плотины на глубине 17 м, составила $1,35 \text{ м/см}^3$.

В 1965 г. началось наполнение водохранилища на более высокие отметки, которое сопровождалось подъемом грунтовых вод. Уплотнение основания плотины протекало довольно плавно, без резких скачков, как это было в чаше водохранилища, что подтвердили натурные наблюдения за осадками реперов, размеры которых в зависимости от веса плотины составляли 17—25 см/год. В результате уплотнения основания от веса плотины объемная масса скелета достигла в 1971 г. в среднем $1,45 \text{ г/см}^3$ против $1,34 \text{ г/см}^3$ после замачивания. Осадка вдоль гребня происходила неравномерно, что объясняется особенностью увлажнения здесь грунтов, а также различным избыточным давлением от веса плотины из-за разной ее высоты. Вследствие неравномерной деформации вдоль оси плотины образовался прогиб. С деформациями связано образование трещин и провальных воронок по гребню плотины и на ее откосе. Кроме продольного прогиба плотина получила прогиб и в поперечном направлении за счет неодинакового давления в центральной части, а также со стороны верхнего и нижнего бьефов.

На берегах водохранилища просадочные трещины охватили полосу шириной 800—130 м. Максимальную протяженность (до 1000—1200 м) они имеют вдоль левого берега, где образовались три линейно-вытянутые параллельно берегу провальные полосы шириной от 1—2 до 10—15 м. Эти просевшие участки, имеющие вид террас, ограничены обрастившими друг к другу уступами высотой до 0,3—0,5 м и более. Трещины повторяют конфигурацию берегов; раскрытие их на поверхности достигает 0,2—0,8 м; с глубиной они сужаются и глубже 5—7 м исчезают. Развитие просадок в виде провальных полос свидетельствует о том, что на берегах водохранилища между просевшими участками и незатронутыми просадкой массивом грунтов образуется свод за счет сил сцепления. Подземные пустоты способствуют развитию суффозии. Высота просадочных уступов и ширина раскрытия трещин зависят от свойств грунтов и крутизны склонов.

Наблюдения на долинно-равнинном Сельбурском водохранилище показали: 1) просадки на водохранилищах в условиях лессовых пород происходят как за счет инфильтрации воды в грунт, так и подъема грунтовых вод на берегах; 2) осадка земляных плотин за счет деформации предварительно замоченного просадочного основания определяет-

ся давлением веса плотин и характером увлажнения основания в процессе наполнения водохранилищ, а разновысокие плотины получают креп в продольном и поперечном направлениях за счет наибольшего уплотнения в местах наибольшей их высоты; 3) деформации предварительно замоченного основания под давлением веса плотин протекают плавно и растягиваются более чем на 10 лет. При избыточном давлении $2 \cdot 10^5$ Па модуль осадки лессового основания составляет 8—10 мм/год в толще мощностью 15—20 м.

В качестве долишно-равнинных наливных водохранилищ рассмотрим также Туябугузское и Южносурханское.

Туябугузское водохранилище расположено в долине р. Ахангаран в 50 км южнее г. Ташкента. Площадь водохранилища при нормальной проектной глубине (НПГ) составляет 20 км², максимальная ширина 3,5 км и объем 250 млн. м³. Долина р. Ахангаран на участке расположения плотины и чаши водохранилища имеет речные террасы, из которых верхние — IV и V — более древние и служат бортами чаши водохранилища, а нижние — ее дном. Эти террасы сложены аллювиально-пролювиальными лессовыми породами средне- и верхнечетвертичного возраста. По данным гранулометрического анализа лессовые породы содержат песчаных частиц до 12%, тонкопесчаных 1,6—10%, пылеватых 52—84% и глинистых 4,5—18%. За четырехлетний период эксплуатации (период наполнения до НПГ) водохранилища величина отступления берега составила 40–44 м. Берега Туябугузского водохранилища по характеру формирования разделяются на три типа: активной переработки, аккумуляции и нейтральные. Около 70% берегов Туябугузского водохранилища перерабатываются активно. На этих участках объем переработки на 1 пог. м берега за 4 года составляет 400—500 м³ породы. Основной формой образования берегов являются обрушения и обвалы, осывы, размокание и отмыв, сплавы и оплывины. За 4 года существования водохранилища ширина сформировавшейся отмели на левом берегу составила 53 м, на правом берегу — 39 м при средней крутизне 15—17°. Развитие просадочных явлений на берегах Туябугузского водохранилища связано с подпором грунтовых вод в ранее необводненных лессах IV и V террас р. Ахангаран. Просадки, вызываемые наполнением водохранилища, отличаются значительной шириной зоны проявления (до 250—300 м), большим количеством просадочных террас, а также относительно большим вертикальным смещением.

Южносурханское водохранилище расположено в 80 км вверх по р. Сурхандарье от места ее впадения в р. Амударью. Площадь зеркала водохранилища при отметке НПГ — 415 м составляет 70 км², а объем — 800 млн. м³. Высота плотины достигает 30 м. Долина р. Сурхандарьи на участке плотины и чаши водохранилища имеет террасы, из которых четвертая и третья служат бортами чаши водохранилища, вторая и первая — ее дном. По условиям регулирования Южносурханское водохранилище относится к сезонному с ежегодной сработкой до 16—20 м.

После строительства водохранилища начали интенсивно развиваться на левом берегу просадки, оврагообразование, суффозионные процессы, а на правом — суффозионные явления и частично оврагообразование. При наполнении водохранилища началось интенсивное разрушение берегов как на левом, так и на правом берегу. Отмели переработанных пород за первые 3 года существования водохранилища превысили прогнозные величины, ожидаемые к концу десятилетнего периода эксплуатации водохранилища. Очень интенсивно происходило переформирование левого берега водохранилища. За семилетний период линейное отступление левого берега составило 100—130 м. При этом общий

объем переработки с 1 пог. м берега за 7 лет составил 1500—1700 м³ пород. Величина линейного отступления правого берега в средней части водохранилища за 7 лет достигла 30—50 м. При этом общий объем размытой породы с 1 пог. м берега составил 160—350 м³. Такая разница в величине переработки левого и правого берега объясняется тем, что различные литологические разности пород перерабатываются с различной скоростью. Формы переработки также различны. Для правого

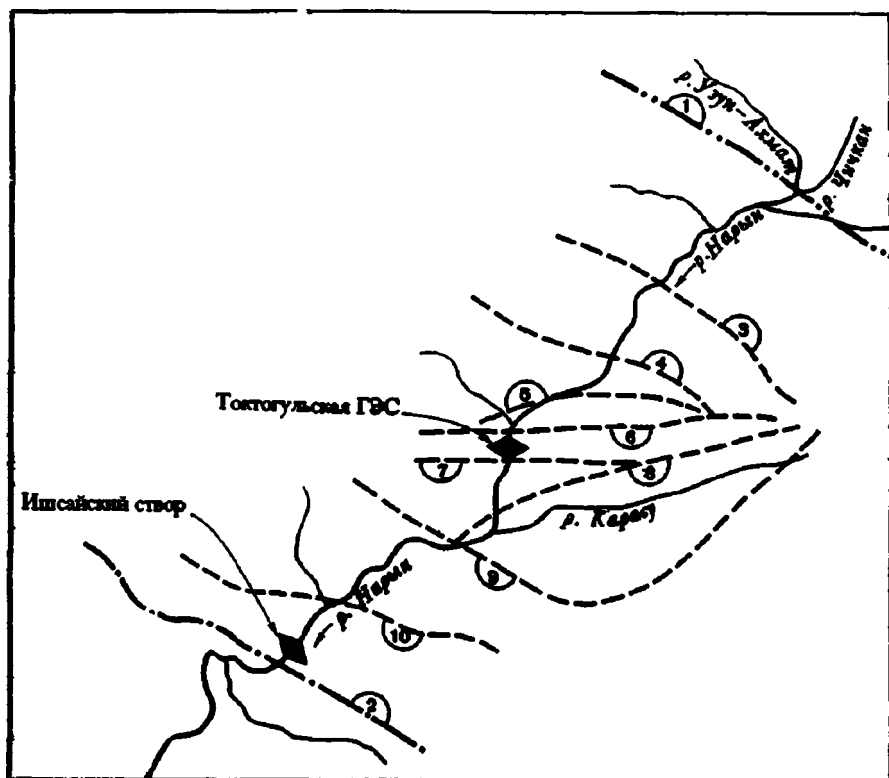


Рис. 47. Схема тектонического строения района Токтогульского гидроузла:

1 — глубокий Таласо-Ферганский разлом, 2 — Кызкурганский разлом II порядка. Тектонические разрывы III порядка: 3 — Кокджарский, 4 — Сарыкамышский, 5 — Токтобекский, 6 — Тегерский, 7 — Нижний, 8 — Карасуйский, 9 — Каракольский, 10 — Ишсайский

берега характерны образование волноприбойных ниш, обвалов, обрушения, оплывины и сплывы, а для левого типичны обвалы, осы, просадки.

Общий объем заиления Южносурханского водохранилища от продуктов переработки берегов за семилетний период существования составляет около 19 млн. м³. Ширина зоны подпоры грунтовых вод по данным наблюдений составила 2000—3000 м.

Гидроэнергетическое строительство. Вопросы использования гидроэнергоресурсов связаны со стоком рек Амударьи, Сырдарьи и их притоков.

Токтогульский гидроузел на р. Нарын (рис. 47). Гидроузел с высоконапорной бетонной плотинной высотой 215 м располагается в среднем течении Нарына. Массивная гравитационная плотина имеет длину по основанию около 40 м, по гребню — 300 м с общим объемом бетона 3200 тыс. м³. Объем водохранилища составляет 19 500 млн. м³.

Здание ГЭС первой очереди пристроено к плотине, установленная мощность 1200 тыс. кВт. Кроме того, для снятия пиковых нагрузок предусмотрено сооружение подземного здания ГЭС второй очереди мощностью 600 тыс. кВт.

Водоразделами в этом районе являются Чаткальский и Баубашатинский хребты северо-восточного простирания. Характер поверхности резко расчлененный с относительными превышениями 1500—1900 м. Абсолютные отметки отдельных горных вершин достигают 2200—2600 м. Долина реки в районе гидроузла сложена породами метаморфических, карбоиатных и терригенных формаций нижнекаменноугольного возраста; четвертичные отложения развиты локально. Район гидроузла ограничен глубинными разломами, самый крупный среди которых Талассо-Ферганский, по которому развиты современные подвижки, отчетливо фиксируемые деформациями пересекаемых им саев. На крутых склонах Нарына развиты обвально-оползневые явления.

С Талассо-Ферганским разломом связана и высокая сейсмическая активность района (Нерсесов и др., 1957—1960). Повторяемость слабых землетрясений оценивается периодом 100—150 лет, а катастрофических (9 баллов и выше) — одно землетрясение в 3000—1500 лет.

Чашей водохранилища служит Кетмень-Тюбинская котловина. Участок расположения основных сооружений Токтогульского гидроузла представляет собой единый структурно-тектонический блок, ограниченный тектоническими разрывами более мелкого порядка. Долина реки здесь сложена монотонной толщей метаморфизованных доломитизированных известняков намяра и визе. Известняки имеют выдержанное падение по азимуту 310—340° под углом 55—75°, падая в сторону верхнего бьефа и правого берега (река на этом участке течет на юг). Объемная масса известняков в куске 2,65—2,70 г/см³, пористость 0,1—0,4%, временное сопротивление сжатию 800·10⁵—1000·10⁵ Па. Мощность аллювиальных галечников, слагающих русло Нарына, составляет 15 м.

Наиболее крупными тектоническими разрывными нарушениями участка являются Тегерекский взброс и находящийся в 600 м вниз по течению от него так называемый Нижний разрыв, ограничивающие в структурном отношении участок гидроузла. Оба нарушения имеют субширотное простирание и падение под углом 70—80°. Амплитуда смещения по Тегерекскому взбросу составляет около 400 м, мощность зоны интенсивной трещиноватости и видоизменения пород колеблется от 25 до 50 м. Нижний разрыв представляет собой несколько швов с общей амплитудой смещения около 100 м и общей зоной повышенной трещиноватости 50—70 м.

Природные и инженерно-геологические условия участка основных сооружений Токтогульского гидроузла оказали существенное влияние и на способы производства строительных работ. Геологическое строение бортов долины исключает возможность применения кабель-кранов, охватывающих всю зону возведения сооружения. В связи с этим в качестве основного способа укладки бестона в тело плотины был принят послойный метод, получивший широкую известность как «токтогульский».

Наличие крутых склонов над участком основных сооружений с большим количеством отчлененных блоков горных пород, участков повышенной трещиноватости и осыпного материала потребовало разработки специального комплекса мероприятий, обеспечивающих безопасность ведения строительных работ. Этот комплекс состоит из сборки склонов и съема неустойчивых блоков пород, крепления неустойчивых элементов склона, устройства защитных противообвальных сооружений и камнеловушек.

В подготовительный период строительства объем проведенной сборки склонов над участком основных сооружений составил около 300 тыс. м³; различными способами закреплено около 100 тыс. м³ неустойчивых блоков пород, возведено около 6 км камнеловушек различной конструкции.

Курпсайский гидроузел на р. Нарын. Располагается в долине нижнего течения Нарына, окаймленной горами Чокет и Чаактау на левом берегу и горами Атойнакского хребта и Суук на правом. Абсолютные отметки водораздельных частей 1600—2000 м, редко достигают 2900 м.

В состав сооружений гидроузла входят: бетонная гравитационная плотина высотой 120 м, здание электростанции мощностью 800 тыс. кВт, сооружения пропуска строительных расходов (туннель сечением 120 м³ протяженностью 7600 м, верховая и низовая перемычки) и т. д. Плотинной создается водохранилище объемом более 300 млн. м³. Длина водохранилища около 40 км.

Долина Нарына имеет вид глубоковрезанного V-образного ущелья, вытянутого с северо-востока на юго-запад, в основном симметричной формы; на отдельных участках, в местах развития

террас и впадения боковых притоков форма долины асимметрична. Геологическое строение участка расположения основных сооружений определяется распространением флишевой формации верхнего карбона. По соотношению песчаников и аргиллитов в разрезе толща подразделяется на ряд пачек. Четвертичные отложения представлены конгломератами, галечниками и делювиальными щебнисто-дресвяпыми образованиями.

Все сооружения гидроузла располагаются в пределах единого структурно-тектонического блока, ограниченного с севера и юга разломами, отстоящими от оси плотины на 0,5 и 3,0 км соответственно. Породы в пределах блока смяты в довольно крупную синклинальную складку, ось которой проходит в 250 м к северу от створа плотины. Складка имеет субширотное простирание. Крылья складки осложнены более мелкой складчатостью. В пределах основных сооружений породы падают на север, северо-восток (аз. пад. 10—50°) под углом 40—70°.

Инженерно-геологические условия гидроузла предопределили строительство гравитационной плотины со съемом ослабленных пород. С учетом направления трещин назначен дрепаж, понижающий уровень фильтрационных вод и сжимающий взвешивающее противодавление. Размещение скважин противофильтрационной завесы и их глубины зависят от направления основных систем трещин и изменения водопроницаемости массива. Высота и заложение откосов всех котлованов приняты с учетом трещиноватости пород.

Чарвакский гидроузел на р. Чирчик. Состоит из высокой каменно-земляной плотины, создающей крупное водохранилище;

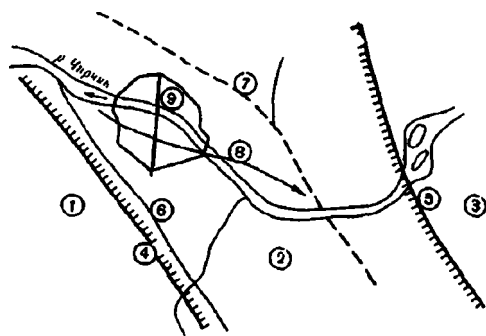


Рис. 48. Тектоническая схема Чарвакского гидроузла:

1 — Чирчикская депрессия, 2 — Коккинский горст, 3 — Брячмуллинская впадина, 4 — Ишак-Купрюкский разлом II порядка, 5 — Чарвакский разлом II порядка, 6 — левобережный разрыв IV порядка, 7 — правобережный разрыв IV порядка, 8 — ось Чарвакской синклинальной складки III порядка, 9 — плотина Чарвакского гидроузла

водосбросных сооружений и гидроэлектростанции. Каменно-земляная плотина с ядром из суглинка, упорными призмами из горной массы имеет высоту более 150 м. Водосбросные сооружения расположены на левом берегу и состоят из шахтного водосброса. Напорно-стационарный узел, расположенный на правом берегу, включает в себя глубинный водоприемник, две нитки подводящих напорных туннелей круглого сечения диаметром 9 м и здание ГЭС с коротким отводящим каналом.

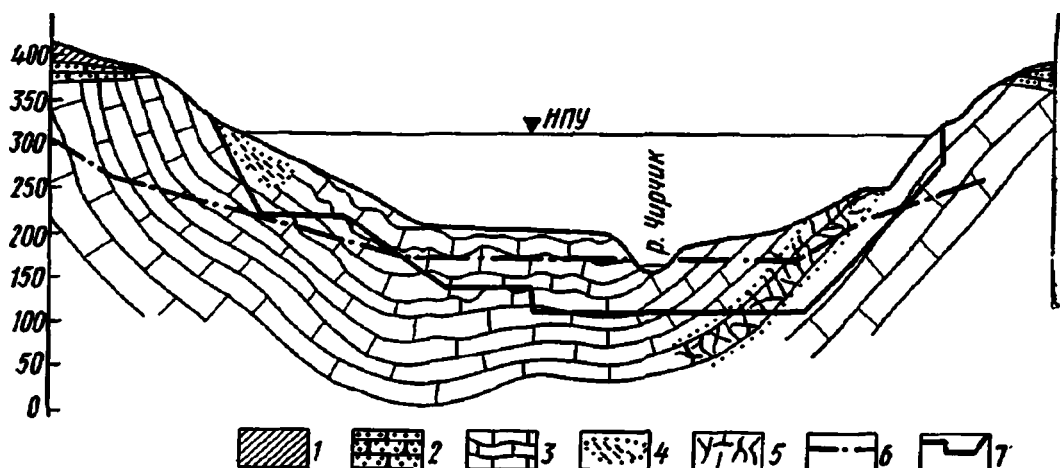


Рис. 49. Геолого-литологический разрез по оси Чарвакской плотины: 1 — четвертичные отложения: суглинки, галечники; 2 — меловые отложения: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глины; 3 — каменноугольные отложения: известняки слоистые, массивные; 4 — каранкулиты, 5 — зона повышенной закарстованности и водопроницаемости массива, приуроченная к контакту массивных и слоистых известняков, 6 — уровень подземных вод, 7 — контур цементационной завесы

Участок гидроузла располагается в пределах Коккиикской горстовой глыбы, ограниченной с востока Чарвакским взбросом, пересекающим долину р. Чирчик в 2 км выше створа плотины, и с запада Ишак-Купрюкским разломом, находящимся в 1 км ниже створа плотины (рис. 48). Сейсмичность участка строительства Чарвакской ГЭС 8-балльная.

Чарвакский гидроузел сооружен в суженной части долины р. Чирчик, имеющей вид ущелья с характерным плоским дном, возвышающимся над урезом воды на 38—40 м, сложенным на левом берегу реки галечниками и конгломератами мощностью 3—5 м. Склоны долины скалистые, крутые, местами недоступные. В пределах древнего русла реки выше и ниже плотины мощность аллювия достигает 18—20 м. Небольшая мощность (2—3 м) аллювия в современном русле свидетельствует о продолжающейся глубинной эрозии (рис. 49). Оба борта долины и современное русло реки сложены породами карбонатной формации визе, смятыми в синклинали в складку северо-западного простирания. Ядро синклинали находится в пределах дна, а крылья — в бортах долины, где известняки перекрываются красноцветной толщей мела (на 50—70 м выше гребня плотины).

Основные сооружения гидроузла целиком располагаются в пределах единого тектонического блока, ограниченного зонами разрывов, разбитого серией литогенетических, тектонических и экзогенных трещин. По текстурно-литологическим особенностям в известняках разли-

чаются массивные и слоистые разновидности. Контакт массивных и слоистых известняков часто осложнен тектоническими подвижками. В слоистых известняках имеются разрозненные тела неправильной формы аргиллитоподобных пород силикатного состава с прослоями и желваками кремня, которые получили местное название «каранкулиты». Граница каранкулитов с известняками отчетливая, очень неровная, типичная для пород гидротермального метасоматоза. Возраст «каранкулитизации» — в пределах от верхнего палеозоя до мела.

Массив известняков характеризуется небольшими величинами удельного водопоглощения и коэффициента фильтрации. Удельное водопоглощение известняков изменяется от 0,01 до 0,1 л/мин редко от 3 до 5 л/мин. Максимальная величина коэффициента фильтрации не превышает 3—5 м/сут при средних значениях 1 м/сут. «Каранкулиты» характеризуются незначительными, близкими к нулевым значениями удельного водопоглощения (0,001—0,005 л/мин).

Известняки всех вышеописанных пачек подвержены карстовым процессам. «Древний» карст, как правило, закольматирован красноватыми отложениями нижнего мела. В четвертичное время происходил частичный размыв заполнителя и образование новых полостей (размером от долей до первых метров), которые в большинстве случаев не имеют заполнителя.

Массив известняков по своим прочностным и деформационным свойствам является вполне надежным основанием каменнонабросной плотины с суглинистым противофильтрационным экраном. Однако развитие карста в известняках и наличие отдельных участков высокой водопроницаемости пород свидетельствует о возможности образования в основании и примыканиях плотины сосредоточенных путей фильтрации воды при наполнении водохранилища. В связи с этим закарстованность и водопроницаемость массива анализировались особо тщательно для определения наиболее вероятных участков фильтрации по карстовым полостям. Закарстованность массива оценивалась плотностью закарстованности и средними размерами карстовых пустот. Исследование закарстованности массива по данным разведочных скважин показало, что наибольшая линейная плотность закарстованности отмечается до глубины 50—60 м от дневной поверхности (рис. 50). Это позволило выделить зону повышенной закарстованности, облегающую дно долины.

Детальный статистический анализ в зоне повышенной закарстованности, облегающей дно долины, выявил наибольшую закарстованность зон тектонических разрывов, зон контакта массивных и слоистых известняков и самого дна долины. Эти же закономерности обнаружены глубже зоны, облегающей дно долины.

Подземные воды трещинного типа, содержащиеся в известняках палеозоя, имеют уклон 0,01—0,1 и дренируются рекой.

Для улучшения прочностных свойств грунтов основания и уменьшения их водопроницаемости в проекте был предусмотрен комплекс мероприятий по уплотнению ослабленной зоны. В пределах упорных призм участки рыхлых делювиальных грунтов убирались, а разуплотненные коренные породы расчищались до плотного сложения. Для уменьшения фильтрации в основании и в примыканиях плотины выполнена двухрядная противофильтрационная завеса. Глубина завесы неравномерная, наибольшую глубину имеет в районе современного русла и правобережного дна долины — 80 м. На левом берегу в донной части завеса выполнена до глубины 50 м, а в бортах долины — 40—60 м в зависимости от наклона бортов долины.

Основание здания ГЭС сложено практически неизменными известняками с высокими прочностными и деформационными показателями.

В процессе разработки котлована до проектных отметок водоприток был незначительным. Небольшие родники с расходом 0,3—0,5 л/с, вскрытые на участке развилки водоводов и в нижнем бьефе котлована, не вызвали осложнений при строительстве. В результате наполнения

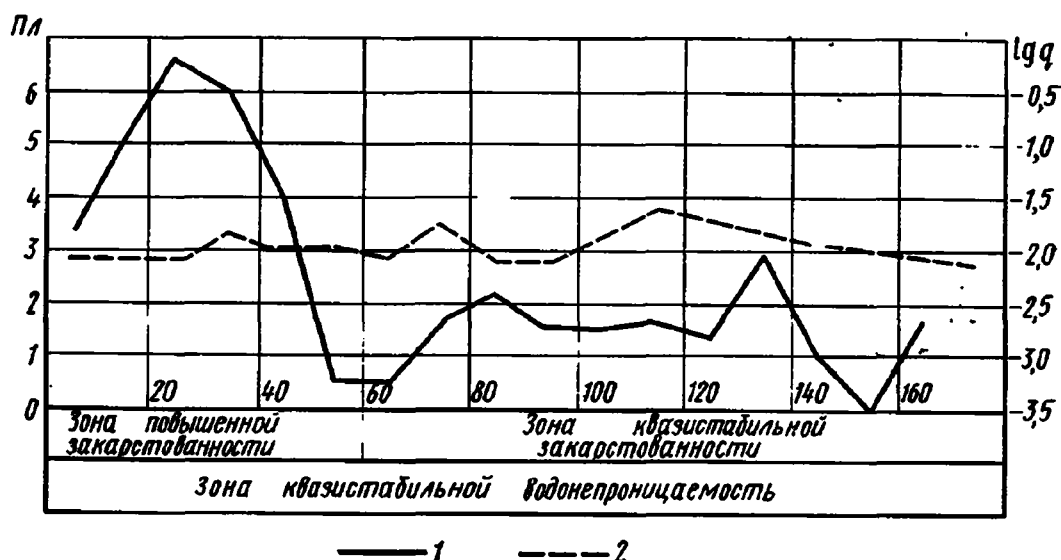


Рис. 50. Кривые изменения с глубиной закарстованности и водопроницаемости известняков основания Чарвакского гидроузла:

1 — линейная плотность закарстованности (P_l), 2 — удельное водопоглощение ($\lg q$, л/мин)

водохранилища гидрогеологические условия участка гидроузла существенно изменились — возник фильтрационный поток под плотиной и в обход ее. В дренажных штольнях нижнего бьефа образовались сосредоточенные выходы подземных вод с повышенной температурой. Наблюдения за изменениями гидрогеологических условий в процессе наполнения водохранилища позволили оценить эффективность цементной завесы. В основном противофильтрационная завеса оказалась достаточно эффективной. Однако зафиксированная фильтрация воды под завесой у левобережного примыкания плотины показала необоснованность уменьшения ее глубины. Это заставило рекомендовать выравнивание глубины цементной завесы по всему контуру плотины в пределах дна долины. Наличие сосредоточенных выходов подземных вод на правом берегу связано с карстовыми ходами. Наблюдения за выходами воды в перехватывающих их дренажных штольнях показывают отсутствие каких-либо признаков вымыва заполнителя карстовых полостей. Это дает основание полагать, что при сохранении условий функционирования источников никаких противофильтрационных мероприятий для них не требуется.

Наблюдения за наполнением водохранилища показали необходимость некоторого увеличения глубины цементационной противофильтрационной завесы в тех местах, где в проекте были недостаточно учтены инженерно-геологические условия сооружения.

Пурекский гидроузел. В качестве примера выбора участка с оптимальными инженерно-геологическими условиями для крупного

гидроэнергетического строительства можно привести опыт изысканий на Нурекской ГЭС. На стадии выбора створа плотины было два конкурирующих варианта — в районе сел. Туткаул, где развиты известняки карбонатной формации верхнего мела, и на участке, расположенном в 3 км выше г. Нурек, сложенном песчаниками и алевролитами нижнего мела. Разведочные работы на Туткаульском створе показали, что известняки обладают повышенной трещиноватостью и водопроницаемостью, особенно по напластованию, а падение слоев в сторону нижнего бьефа будет способствовать усиленной фильтрации воды из водохранилища. В сейсмотектоническом отношении участок также недостаточно благополучен, что объясняется близким расположением крупных разрывных нарушений.

Нурекский створ расположен в нижней части Пулисангинского ущелья р. Вахш, пересекающей здесь почти вкрест простирания северо-западное крыло Кызойской антиклинали. Участок сложен толщей разнотерригенных песчаников и алевролитов с редкими прослоями аргиллитов. Слои падают в сторону верхнего бьефа под углом $30-40^\circ$ (аз. пад. $165-180^\circ$). По характеру переслаивания и соотношению песчаников и алевролитов в толще пород выделяется несколько пачек. Участок Пулисангинского ущелья в районе створа плотины на протяжении 7 км представляет собой монолитный блок, характеризующийся отсутствием крупных разрывных нарушений. При высокой сейсмотектонической активности всего района среднего и верхнего течения р. Вахш условия монолитного блока скальных пород являются оптимальными для выбора створа плотины. Мелкие разломы типа сброса с маломощными зонами дробления зафиксированы в нескольких местах, амплитуда смещения составляет 2—10 м. Более крупные разрывные нарушения обнаружены в нижнем бьефе гидроузла — сбросы с амплитудой 30—50 м и зоной дробления шириной до 2—3 м.

В одном километре от оси плотины отмечается диапировая структура — Нурекский соляной купол, образованный гипсами и каменной солью юры. Контакт с нижнемеловыми отложениями, судя по скважинам, пробуренным в этом районе, имеет крутое падение (более 80°) в сторону верхнего бьефа, чем определяется глубокое их залегание (около 900 м) в створе плотины.

Подземные воды в песчаниках и алевролитах ниже зоны дренирования отличаются высокой минерализацией и глубже 70—120 м относятся к рассолам. Исследования ВОДГЕО показали, что отжим рассолов инфильтрационными водами из водохранилища произойдет через 50 лет, а размыв юрских солей под плотинной будет происходить со скоростью 29—34 см за сто лет. Такие скорости, учитывая большую мощность меловых отложений, не могут повлиять на устойчивость плотины.

Четвертичные отложения в створе плотины представлены аллювиальными галечниками в русле мощностью 12—27 м. При строительстве плотины они были удалены.

Основанием большинства сооружений, в том числе и плотины, служат терригенные нижнемеловые формации. Мощность слоев алевролитов составляет от нескольких сантиметров до десятков метров (максимум 30—40 м), песчаников — от 50—60 до 100 м. В нижней части разреза, включая апт, преобладают песчаники; в верхней части — алевролиты. Породы характеризуются однообразным составом, косой слоистостью. Обломки в породах составляют до 80%, зерна представлены кварцем (25—45%), полевым шпатом, сланцами и редко слюдами; глинистые частицы каолинитового состава. Цемент карбонатно-глинистый; тип цементации — поровый (46%), реже регенерационный

(24%) или смешанный. Вне зоны выветривания они представляют прочные скальные породы, в связи с чем показатели временного сопротивления сжатию пород характеризуются большим разбросом значений: у песчаников оно в среднем равно $1490 \cdot 10^5$ Па при коэффициенте вариации 24—35, у алевролитов — $900 \cdot 10^5$ Па при коэффициенте вариации 35—63; степень размягчения соответственно 0,7—0,9 и 0,7—0,8. Трещиноватость пород на поверхности невысокая; коэффициент трещинной пустотности достигает 1—2%, как исключение — до 6—7%, но чаще всего меньше 0,5%; на глубине 2—4 м от поверхности в песчаниках и в 10 м в алевролитах он не превышает 0,3%. Трещины с величиной раскрытия менее 0,1 мм составляют в песчаниках 35—40%, в алевролитах — 55—75%. Породы в монолите практически водонепроницаемы.

Выветриваемость песчаников и алевролитов существенно различна. Мелко- и среднезернистые песчаники практически не выветриваются. На поверхности в них появляется незначительное число трещин выветривания и несколько расширяются трещины напластования, но крепость пород практически не изменяется. Алевролиты достаточно быстро (в течение нескольких лет) покрываются сетью различно ориентированных мелких трещин, превращаясь в слабосвязную древесу, имеющую округлую, оскольчатую или пластинчатую форму. Мощность зоны выветривания на средних и верхних частях склона достигает 6—8 м, составляя, как правило, 1—2 м. Аналогичным образом выветриваются переходящие в алевролиты тонкозернистые песчаники и загипсованные алевролиты, скорость их выветривания несколько ниже. Причиной быстрого выветривания алевролитов, как показали опыты, являются небольшие изменения влажности пород. В результате алевролиты на поверхности до глубины 1,0—1,5 м разбиваются трещинами до состояния древесины, легко разминаемой рукой. Интересно отметить, что замачивание алевролитов не приводит к их разрушению или сколько-нибудь существенному изменению прочности, если образец не был некоторое время на воздухе. Насыщение образцов алевролита приводит к небольшому (на 21—30%) снижению сопротивляемости сжатию, т. е. примерно к такому же, как и у песчаников (на 10—30%).

Изучая трещиноватость меловых пород при строительстве Нурекской ГЭС, Е. М. Пашкин (1968) пришел к выводу, что значения показателей физико-механических свойств горных пород, при большой их прочности в монолите, значительно меньше сказываются на свойствах массива горных пород, чем структурная неоднородность, в частности трещиноватость и блочность. Такие выводы подтверждаются данными Э. М. Количко (1972), полученными в процессе сбора геологической документации при строительстве Нурекского гидроузла. Эти авторы указывают, что свойства пород в массиве, обусловленные их литологическими особенностями и тектонической нарушенностью, определяют направленность мелиоративных мероприятий. Например, в песчаниках и алевролитах в основании плотины и напорных водоводов предусматривается уплотняющая и противофильтрационная цементация; основания, сложенные алевролитами, сразу покрываются торкрет-бетоном после их вскрытия; выветрелые алевролиты в основании сооружений убираются и т. д.

Районирование частей долины и бортов разрабатываемого котлована по устойчивости производится по фототеодолитным снимкам. Кроме оценки устойчивости участков описывается характер возможного обрушения, его объемы, причины, интенсифицирующие обрушения и т. п. Все это является основой для мероприятий, обеспечивающих устойчивость откосов и склонов; местоположение и конструкцию лову-

шек, тип крепления отдельных глыб («шторы», анкера, тросовое крепление и т. п.), способ разработки неустойчивых частей и др.

Гражданское и промышленное строительство. Жилищное и промышленное строительство в пределах описываемого региона осуществляется на просадочных грунтах при различной глубине залегания грунтовых вод и в условиях повышенной сейсмичности, а также на вновь осваиваемых под орошаемое земледелие территориях.

Наиболее освоенные регионы — предгорные и межгорные впадины — отличаются широким распространением просадочных грунтов с большим диапазоном мощностей. Возможные величины их просадок при замачивании под природной нагрузкой изменяются от 0,01 до 1—2 м и более. Такого рода деформации оснований сооружений диктуют необходимость применения различных мероприятий, обеспечивающих прочность и устойчивость зданий и сооружений при эксплуатации. Коэффициент относительной просадочности их изменяется от 0,01 и менее до 0,05—0,10 и более.

При строительстве на просадочных грунтах должен осуществляться обязательный комплекс водозащитных мероприятий и специальная инженерная подготовка оснований путем возведения отмоستков у зданий, отвода от них дождевых и поливных вод, исключения фильтрации из подземных водных коммуникаций и т. д. Частичное устранение просадочности достигается трамбовкой, устройством грунтовой подушки или свай, прорезкой наиболее просадочной части толщи и т. п. Полная ликвидация просадочных свойств грунтов осуществляется путем их предварительного замачивания в сочетании с поверхностным уплотнением. Основным методом подготовки оснований, независимо от величины возможной просадки грунтов оснований, является уплотнение грунтов тяжелой трамбовкой либо устройство грунтовой подушки с послойным уплотнением.

Повышенная сейсмичность территорий значительно осложняет строительство. Здесь характерна значительность землетрясений с силой до 9—10 баллов и энергией в эпицентрах, превышающей 10^{12-15} Дж. Повторяемость и распределение столь сильных землетрясений на единицу площади примерно одинаковая. Самые опасные в сейсмическом отношении являются Северо-Тяньшаньский регион, Чаткало-Ферганский, Гиссарский и Заилийский районы Южно-Тяньшаньского региона и Копетдагский регион.

В истории Средней Азии особое место занимают землетрясения с эпицентрами под городами или в непосредственной близости от них: 1490 г. в Самарканде, 1602 г. в Ахсы, 1821 г. в Фергане, 1902 г. в Андижане, 1929 и 1948 г. в Ашхабаде, 1868, 1924, 1966 г. в Ташкенте и др. В связи с этим большое значение приобретают вопросы сейсмостойкости зданий и сооружений. Особое внимание этой проблеме уделяется после Ашхабадских землетрясений 1929 и 1948 г. и Ташкентского 1966 г.

Опыт эксплуатации сооружений показывает достаточную эффективность антисейсмических мероприятий, которые направлены на конструктивное упрочнение сооружений. Для их разработки необходимы данные о возможных динамических и остаточных деформациях грунтов в основании сооружений, возникающих при сейсмических воздействиях. Существенно осложняет «грунтовые условия» при землетрясениях неоднородность геологического разреза, его обводненность и степень увлажненности пород. Динамические давления при сейсмических воздействиях достигают $0,5 \cdot 10^5$ — $1,5 \cdot 10^5$ Па.

Короткопериодный сейсмический спектр характерен для малых эпицентральных расстояний. Эти обстоятельства, по-видимому, объясняют

причину значительных повреждений инженерных сооружений при землетрясениях 1948 г. в Ашхабаде и 1966 г. в Ташкенте.

Ташкент — столица Узбекской ССР — расположен на водораздельной лессовой пролювиальной равнине междуречья Чирчика и Келеса (примерно 75% территории), а южная его часть — на террасах и пойме р. Чирчик. В геологическом строении территории, определяющем ее инженерно-геологические условия, участвуют лессовые породы среднего четвертичного возраста мощностью 50 м, верхнечетвертичные и современные отложения вложены в среднетчетвертичные. В их основании залегают песчано-галечниковые отложения мощностью 20—30 м. Верхняя часть разреза четвертичных отложений представлена лессами или супесчано-суглинистым покровом. Долино-балочная сеть пролювиальной равнины впадает в реки Чирчик и Келес. Общий перепад высот в пределах города и его ближайших окрестностей не превышает 140 м. Грунтовые воды залегают на глубинах 1—2 м в долине Чирчика и 15—25 м на водоразделах пролювиальной равнины.

Застройка города осуществляется в основном 4—5-этажными зданиями, 7—9-этажные и 2-этажные составляют соответственно 10 и 5—7% от занятой строениями территории. В планировке города намечаются две композиционные оси. Первая, представленная системой водно-зеленых полос вдоль каналов Бозсу и Буржур, пересекает город с северо-востока на юго-запад. Вторая в виде общегородского центра соединяет западную часть города (старый город) с восточной («новый город»). Вся территория города делится на несколько планировочных районов, связанных системой главных транспортных артерий с общегородским центром, промышленными зонами и местами загородного отдыха. Крупной градостроительной задачей является максимальное обогащение ландшафта города зелеными насаждениями вдоль русел каналов, организация зеленых массивов в центре, озеленение и обводнение крупных оврагов. Решаются вопросы инженерного оборудования городской территории — водоснабжения, канализации, теплоснабжения, газоснабжения, электроснабжения и телефонной связи. Внедряются в практику строительства города прокладка инженерных коммуникаций в общих коллекторах проходного сечения. Осуществляются мероприятия по инженерной подготовке территории для развития орошения, строится дренаж на подтопляемых участках, создается система ливневой канализации, принимаются меры по борьбе с оврагообразованием.

Душанбе — столица Таджикской ССР — расположен в центральной части Гиссарской долины на разных по возрасту террасах рек Вахш и Кафирниган. Здания и сооружения возводятся на основаниях, представленных двумя разновидностями грунтов: грубообломочными и связными. Первые состоят из гравийно-галечниковых отложений значительной мощности (более 100 метров) с крупно- или среднезернистым песчаным заполнителем с включениями отдельных валунов, содержание которых достигает 20—30%. Глубина залегания грунтовых вод в галечниковых отложениях в зависимости от геоморфологических условий изменяется от первых до многих десятков метров. Гравийно-галечниковые отложения характеризуются высокими прочностными свойствами, что позволяет значительно повышать давление на грунты оснований. Связные грунты представлены лессовидными отложениями, мощность которых изменяется в широком интервале: от первых десятков сантиметров (на низких террасах рек) до многих десятков метров (на верхних террасах). Грунты с более высокими просадочными свойствами, как правило, приурочены к повышенным участкам рельефа, распространенным на южной, юго-восточной и восточной окраинах города, где

суммарные величины просадок могут достигать 1 м и более. В центральной части города величины возможных просадок отличаются меньшими значениями, снижаясь в отдельных случаях до 20—10 см и менее.

До 1946—1948 гг. капитальное строительство осуществлялось в основном малоэтажными зданиями — до 2—3 этажей. Сейсмичность принималась равной 7 баллам, на более поздних этапах — 8 баллам. Здания и сооружения возводились без подготовки оснований. Однако здесь отмечены лишь незначительные деформации отдельных зданий при замачивании просадочных грунтов оснований. При ликвидации источников увлажнения отмечалась стабилизация деформаций. В дальнейшем здания эксплуатировались без каких-либо мероприятий по их укреплению.

Последующая застройка до 1956—1957 гг. отличается значительным увеличением объемов строительства, повышением этажности зданий (до 4-этажных), ростом числа канализационных линий, увеличением общей протяженности сетей подземных коммуникаций, несущих воду. Отсутствие просадочных деформаций зданий и сооружений в этот период в значительной степени определяется инженерно-геологическими условиями площади застройки — сравнительно низкими просадочными свойствами грунтов, осуществлением водозащитных мероприятий.

Здания и сооружения в 1957—1962 гг. возводились большей частью на свободных, не осваиваемых ранее площадях окраинных участков города, характеризующихся высокими просадочными свойствами грунтов при значительной их мощности. Здания и сооружения этого периода подверглись многочисленным деформациям вследствие неравномерной просадки грунтов оснований, которые в значительной степени вызваны отсутствием планировки для стока оросительных вод и атмосферных осадков; устройством обратной засыпки фундаментов из грунтов с включением дренирующего материала, некачественным ее уплотнением, особенно в случаях, когда ширина обратной засыпки превышает размер отмостки; несвоевременным устройством отмостки; несвоевременным устройством отмостков вокруг зданий или полным отсутствием их; несоблюдением технических условий по укладке сети временного водоснабжения, устройством вблизи зданий искусственных водосборников; неравномерным уплотнением грунтов оснований тяжелыми трамбовками, некачественной зачисткой дна котлована после уплотнения; авариями водопроводных и канализационных систем и медленным их ремонтом; поливом зеленых насаждений вблизи зданий и т. д.

Названные факторы при сравнительно низкой просадочности грунтов вызвали некоторое снижение устойчивости оснований без проявления видимых деформаций. При высокой просадочности грунтов отмечены значительные проявления просадок с потерей устойчивости и деформацией зданий и сооружений, размеры которых в ряде случаев исключали возможность дальнейшей их эксплуатации.

После 1962 г. и до настоящего времени при возведении большинства зданий и сооружений осуществляется подготовка оснований путем уменьшения просадочности грунтов тяжелыми трамбовками или создания грунтовой подушки. В ряде случаев грунтовая подушка заменяется конструктивной железобетонной плитой толщиной 30—40 см, резко снижающей нагрузку на грунты оснований.

При возведении зданий и сооружений в левобережной части города на участках вне существующей застройки при высоких просадочных свойствах грунтов предусматривается предварительное замачивание просадочных грунтов в сочетании с уплотнением тяжелыми трамбовками.

Ограниченное число зданий и сооружений возводится на участках с высокими просадочными свойствами грунтов при значительной их мощности на восточной и северной окраине города. Здесь отмечаются отдельные деформации зданий и сооружений, возведенных с отклонением от требований правил антисейсмического строительства.

Заслуживает внимания изучение совместного проявления просадочности грунтов оснований и сейсмических воздействий. Проявившаяся просадочность снижает несущие способности грунтов. Но значительная конструктивная прочность сооружений в сейсмических районах продолжает определенное время в ряде случаев поддерживать их устойчивость. Сейсмические воздействия в таких случаях вызывают дальнейшее развитие просадок, что иногда приводит к деформации зданий.

Эти наблюдения показывают, что сейсмические воздействия вызывают дополнительные осадки просадочных оснований, размеры которых в определенных условиях могут достигать значений, без учета которых нельзя обеспечить устойчивость сооружений.

В предгорных и межгорных впадинах сейсмичность территорий повышается в связи с процессами их подтопления. Процессы подтопления обусловлены улучшением водообеспеченности орошаемого земледелия, увеличением коэффициента земельного использования, расширением территории, подвергшейся орошению. Процессам подтопления в определенной мере способствуют инженерные сооружения городского хозяйства. Они совместно или каждый в отдельности нарушают при слабой дренированности территорий природное гидрогеологическое равновесие. Искусственное поддержание зеркала грунтовых вод на глубинах 2,5—3,0 м и на больших глубинах (6—7 м) не снижает повышенную сейсмоопасность. В условиях подтопления расчетная сейсмичность должна повышаться в супесчано-суглинистых и песчано-глинистых грунтах на 0,5—1,0 балла.

Неотектоническая подвижность горно-складчатых систем остается вне поля зрения инженерных решений как при выборе местности для гражданского и промышленного строительства, так и в конструкциях сооружений. Накопленный опыт в этом деле пока ограничен. Рассмотрение его дается на примере райцентра Тамдыбулак (Центральный Кызылкум).

В райцентре Тамдыбулак, расположенном на северном склоне гор Тамдытау в зоне Актауского разлома, прослежены в полосе шириной до 150 м трещины как на поверхности земли, так и в вертикальных стенках строений, где они заметно расширяются снизу вверх. Густота трещин достигает 2—3 на 1 м поперечного сечения полосы. Ширина каждой от волосяных (поперечных) до 4,5—6,0 см (продольные). Пучки трещин расположены кулисообразно. Подвижки в этой полосе преимущественно вертикальные, горизонтальная составляющая не превысила 1 см за 4 года наблюдений. Несимметричное движение блоков пород в нарушенном трещинами массиве и на сопряжение с устойчивыми породами приводит к разрушению или частичной деформации сооружений. Аналогичное явление наблюдается у западных склонов гор Тамдытау в г. Зеравшане (рис. 51).

Во многих населенных пунктах горных районов при строительстве приходится учитывать влияние селей и оползней. Там, где не принимаются меры против селевой и оползневой опасности, имеют место разрушительные последствия. В г. Сулюкте по логу селевые потоки проходили в 1932, 1947, 1955, 1960, 1963 годах. Самым разрушительным из них был сель 1932 г. Оползневые явления наблюдаются в горах Джалал-Абаде, Сулюкте, Кок-Янгаке, Сайли-Сае, Таш-Кумыре

и в других населенных пунктах. Активизация оползней связана с увлажнением пород атмосферными осадками (таянием снегов, длительными морозящими дождями). Борьба с оползнями сводится в основном к разгрузке склонов, строительству подпорных стен, искусственному закреплению склонов (лесонасаждение), организации системы водоотвода на склонах. Весной 1972 г. после непродолжительного таяния

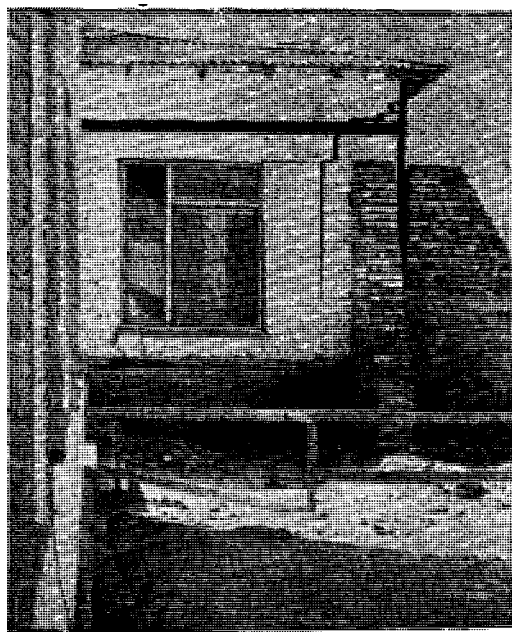


Рис. 51. Трещина в стенке здания в райцентре Тамды

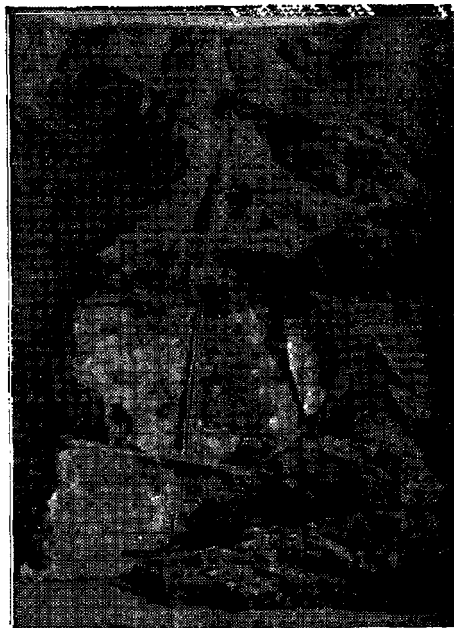


Рис. 52. Оползень близ пос. Айни (правый берег р. Зеравшан). Виден напорный трубопровод

снега и прошедших дождей активизировался оползень у завода «Электронизолит» в г. Майли-Сае. В течение нескольких дней со склона сместилось более 140 тыс. м³ глинистых грунтов, величина смещения достигала 25—50 м. В 150 м от подножия склона язык оползня остановился, повиснув над расположенным внизу заводом. Развитие оползня приостановлено путем разгрузки верхней и средней, наиболее активных его частей.

Уникальный оползень у пос. Айни в долине р. Зеравшан (1964) создал аналогичную ситуацию угрозы затопления городов и населенных пунктов в верхнем и среднем течении (рис. 52). Экстренные меры по выпуску воды из образовавшегося озера позволили предотвратить это бедствие.

Сельскохозяйственное освоение земель сопровождается строительством поселков, в том числе и городского типа, баз и заводов стройиндустрии, дорог и других коммуникаций. В последние десятилетия такого рода строительство широко осуществлялось в Голодной, Каршинской, Шерабадской, Яванской степях, Центральной Фергане, в предгорьях Копетдага и т. д. Рассмотрим особенности строительства населенных пунктов характерных для межгорных и предгорных прогибов региона.

Поселок Яван в Таджикистане застроен 2- и 3-этажными зданиями, которые ныне составляют основную часть райцентра. В инженерно-ге-

ологическом отношении территория поселка площадью около 140 га неоднородна. Конус выноса, в пределах которого расположен райцентр, сложен суглинками с включением обломочного материала. Суглинки средней плотности (объемная масса скелета 1,40—1,48 г/см³), влажные (14—20%), непросадочные. В центральной и особенно южной частях поселка близко к поверхности залегают высокоминерализованные грунтовые воды, обладающие сульфатной агрессивностью. Воздействие этих вод в первое время привело к деформациям зданий, в частности фундамента клуба. В последующем подземные части зданий покрывались гидроизоляцией и строились из сульфатостойкого цемента. Фильтрация из канала, проходящего за поселком, а также орошение окружающих полей вызвали подъем зеркала грунтовых вод на большей части территории. Для борьбы с ними пробурены скважины. Фильтры дренажных скважин устанавливались в одном или двух верхних гравийно-щебенчатых прослоях мощностью до 3 м, залегающих на глубине от 8 до 22 м. При эксплуатации производительность отдельных скважин достигала 15 л/с.

Поселок Гарауты расположен на третьей правобережной террасе р. Вахш и является центром нового массива орошения. Застройка его началась в 1968 г. Площадь участка 280 га, мощность просадочных грунтов 12—18 м. В процессе исследований пройдено 5 шурфов глубиной 20—25 м. Грунты представлены в основном лессовидными супесями, характеризующимися влажностью 3—5%, пористостью 48—52% и относительной просадочностью при природном давлении $0,02 \div 0,09 \cdot 10^5$ Па. Результаты исследований, показали, что просадки начинаются при небольшом ($0,1 \div 0,3 \cdot 10^5$ Па) природном давлении; в результате увлажнения пористость грунтов уменьшается до 46—47%. После 1,5—2 месяцев предварительного замачивания, которое проводится на всей застраиваемой площади, просадки достигают 40—68 см, причем значительно уплотняется верхний 4-5-метровый слой и намного меньше более глубокие. Эта особенность позволила отказаться от дополнительного уплотнения грунтов после предварительного замачивания. Продолжительность повторного замачивания грунтов достигала 30 сут. Опыты показали, что деформация зданий, возведенных на просадочных, предварительно замоченных грунтах, при повторном их увлажнении незначительна и не нарушает целостности сооружений. Грунты легкого гранулометрического состава, замочно уплотняющиеся в верхних слоях, в процессе предварительного замачивания не требуют дополнительного уплотнения в случае возведения на них сооружений с нагрузкой до $1,5 \cdot 10^5$ Па. Осадка зданий и сооружений, возведенных на предварительно замоченных просадочных грунтах, в случае повторного их увлажнения незначительная в пределах активной зоны (она достигла не более 30 мм). Поэтому хорошее предварительное замачивание грунтов в пределах всей просадочной толщи оказалось достаточным для безопасной эксплуатации строящихся зданий. В населенном пункте Гарауты подобным образом построено и успешно эксплуатируется свыше 100 жилых зданий.

Поселок Уртабоз расположен в центре одноименного нового массива орошения на четвертой террасе р. Пяндж. Площадь застройки около 160 га. Участок характеризуется однообразными инженерно-геологическими условиями: до глубины около 40 м он сложен лессами, подстилаемыми песками. Лессы повсюду разрезают обладают просадочностью (0,06), низкой влажностью (2—6%) и значительной пористостью (47—58%). Ожидаемая просадка при замачивании грунтов под собственным весом — 233 см; наблюдаемая просадка после 4 месяцев замачивания —

210 см. На участке было пройдено 2 шурфа глубиной до 40 м с отбором монолитов через 0,5—1 м, вскрывших всю толщу просадочных грунтов. Этого оказалось достаточно для расчетов предварительного замачивания и оценки уплотняемости грунтов на разной глубине. Ввиду исключительно большой мощности просадочной толщи расход воды на замачивание необычно велик — около 180 тыс. м³ на 1 га. Основная часть исследований для определения строительных свойств грунтов (путем шурфования с отбором монолитов, испытания грунтов штампами и т. д.) проводилась по мере завершения предварительного замачивания отдельных групп котлованов. Модуль деформации грунтов после замачивания, определенный опытными нагрузками штампов и фундаментов, — $41 \cdot 10^5$ Па.

Результаты трех летних наблюдений в пос. Уртабоз свидетельствуют о том, что время консолидации грунтов превышает 1—2 года. Это видно из табл. 99, составленной в результате обработки определений

Таблица 99

Среднеарифметическое значение ($\bar{x}$) и среднеквадратическое отклонение ($\bar{S}$) основных показателей физико-механических свойств лессов на территории пос. Уртабоз

Показатели свойств грунтов	До замачивания		После замачивания							
			1 месяц		6 месяцев		1 год		2 года	
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S
Естественная влажность, %	6,4	1,1	27,5	3,9	19,4	2,7	16,9	2,1	18,2	1,7
Объемная масса скелета, г/см ³	1,32	0,07	1,38	0,06	1,39	0,05	1,40	0,04	1,41	0,4
Пористость, %	51,1	2,5	48,5	1,4	48,1	1,2	47,8	1,1	47,6	1,1
Модуль сжатия, 10^5 Па (лабораторные данные)	170	79	30	16	68	29	87	40	106	54

физико-механических свойств грунтов по 298 монолитам, отобранным в разное время после окончания замачивания территории.

Перестройка структуры и упорядочение лессов помимо потери влаги вызваны их послепросадочным уплотнением, достигающим в первые полгода после прекращения замачивания 18—19 см. Верхние (до 5—6 м) слои лессов слабо уплотняются при замачивании, объемная масса скелета грунта уменьшается на 0,03—0,05 г/см³, а пористость в среднем приближается к 49,5%. Наиболее значительно уплотняются при замачивании слои в интервале 12 до 20 м. На Уртабозе их мощность сокращается на 55 см и более. Характер консолидации грунтов в подобных условиях определяет необходимость соответствующего разрыва во времени между окончанием замачивания и началом строительства. В случаях высокой сжимаемости грунтов после замачивания и больших нагрузок от возводимых сооружений требуются меры по уплотнению грунтов в верхних слоях, что предотвращает недопустимые величины дополнительных осадок.

В пос. Гулистан проводились опыты по изучению влияния размеров котлована на характер уплотнения грунтов при замачивании. Котлованы в форме квадратов имели размер 4; 36; 250 и 1400 м². Результаты наблюдений позволили сделать следующие выводы: 1) чем меньше котлован, тем относительно большая часть поданной в него воды

идет на растекание, составляя в наименьшем котловане свыше 60%, а в наибольшем — около 5%; 2) размеры котлованов не оказали существенного влияния на особенности уплотнения просадочных грунтов. Лишь в верхнем 3—4-метровом слое значения пористости грунта и относительной просадочности в меньших котлованах оказались выше, чем в котлованах площадью 250 и 1400 м²; 3) наибольшие просадки происходят в центре котлованов, причем размеры замачиваемой площади почти не влияют на величину максимальных деформаций; 4) с увеличением размеров котлована возрастает возможность возникновения суффозионных процессов внутри замачиваемого контура и просадочных деформаций вне котлована.

Разработка месторождений полезных ископаемых. В пределах складчатых структур Средней Азии разработка угольных полезных ископаемых ведется на глубину 250 м, в рудных — до 600 м открытым способом и подземных — до 1100 м. Наиболее существенно инженерно-геологические условия изменяются при открытой разработке. Характерные изменения, протекающие в этих условиях, можно проследить на примере месторождений Кургашинокан и Ангренского.

Полиметаллическое месторождение Кургашинокан отрабатывается карьером с 1952 г. Приурочено оно к верхнекарбовым известнякам и доломитам, прорванным верхнепалеозойскими сиенито-диоритами, гранодиоритами, сиенитами. Осложнено многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Гидрогеологические условия месторождения определяются распространением трещинных вод в изверженных и карбонатных породах и грунтовых вод в четвертичных рыхлообломочных отложениях долин рек. Подземная составляющая водопритоков в карьер возросла с 7 л/с в 1958 г. до 30 л/с в настоящее время. Месторождение классифицируется как слабообводненное.

Отработка карьера изменила рельеф местности. Организация отвалов в русле Никпай-Сая на протяжении 1,5 км привела к подпору урезов воды в реке и соответственно грунтовых вод. Углубление карьера на первые 80 м и подпор грунтовых вод способствовали увеличению водопритоков на 20—25 л/с. Произошло подтопление промплощадки, рудника, хотя ранее грунтовые воды залегали здесь на глубине 10 м. Обводнение горных пород и их выветривание при вскрытии значительно изменили их прочностные характеристики. Через 13—15 лет эксплуатации они составили соответственно: $C = 1,0, 8,4 \cdot 10^5$ Па; $\phi = 14$ и 30° (первоначальное значение $C = 110—120 \cdot 10^5$ Па и $\phi = 31—32^\circ$). В результате уменьшения прочности пород и перераспределения напряжений в их массиве за счет углубления карьера произошли крупные обрушения бортов карьера. Так в декабре 1965 г. в южной части борта обрушилось до 65 000 м³ пород, а в юго-западной части в зоне крупного разлома сошел оползень объемом до 50 000 м³. С 1962 по 1972 г. зарегистрировано 18 крупных обвалов и оползней общим объемом до 250 тыс. м³ пород. Подобные явления произошли и на Кансайском и Чувайском рудниках, где в результате подрезки склона в ноябре 1963 г. произошел оползень выдавливания. Оползень выдавливания развивается на Чувайском руднике, но уже в результате отсыпки отвалов на верхнюю часть склона. Наиболее крупные оползни приурочены к участкам развития мощной толщи песчано-глинистых пород юрского, мелового и палеогенового возрастов в долине р. Ахангаран.

Угольное месторождение Ангрен отрабатывается карьером с 1947 г. В непосредственной близости от него на 10-километровом участке левобережья р. Ахангаран расположены Джигиристанский карьер «горе-

лых» пород, отвалы, обводной канал, туннель, плотина, водохранилище на реке, участок подземной газификации угля и т. п.

Залежь углей пластовая, приурочена к юрским углистым и каолиновым глинам и песчаникам общей мощностью свыше 100 м.

Обводненность месторождения связана в основном с грунтовыми водами четвертичных аллювиальных образований рек Ахангаран и Джигиристанская. Водопроницаемость юрских, палеогеновых и неогеновых отложений низкая ($K_{\phi}=0,1-0,2$ м/сут). Пески неогена склонны к оплыванию. Инженерно-геологические условия отработки месторождения определены как сложные. Падение подугольных пластичных глин во внутрь карьера под углом $6-10^{\circ}$ и более не благоприятствует устойчивости внутренних отвалов. Обводненность вскрываемых карьером пород способствует изменению консистенции глин, поверхность которых при смачивании служит плоскостью скольжения.

Отработка месторождения привела дважды к отводу р. Ахангаран по обводному каналу (1948 и 1956), а затем к перемещению на левобережье по туннелю (1971). Отрабатывается карьер буровзрывным способом, что вместе с его обводненностью способствует развитию оползней. При взрывах образуются осыпи и обвалы (до 30% массы смещенных пород). 28 мая — 1 июня 1955 г. при глубине карьера 50—60 м, длине и ширине по верху 1800 и 580 м произошло смещение $0,15 \cdot 10^6$ м³ породы на 6—10 м на втором уступе и $0,06 \cdot 10^6$ м³ на первом. На верхней площадке первого уступа возникли трещины в лессовидных породах, простирающиеся параллельно бровке карьера. Оползень зародился при приближении бровки карьера на 200—220 м к обводному каналу при высоком урезе воды в нем. Под уступом галечников образовались выходы грунтовых вод с расходами отдельных токов до 18 л/с. Последующие смещения в рабочем борту карьера связаны с породами палеогена и неогена при наибольших водопритоках в карьер (паводки в реке, ливневые дожди). Общая площадь, захваченная здесь смещениями, составляет около 200 га, а объем — $70 \cdot 10^6$ м³.

В восточной части карьера на Турском участке при подрезке склона возобновились (1952) смещения пород на площади 50 га объемом $10 \cdot 10^6$ м³. Тело оползня пересекают зияющие трещины шириной от 0,1 до 1,0—1,5 м, разбивающие его на ряд блоков. Весной 1958 и 1959 г. оползень развился вверх по склону. По мере углубления карьера и снижения депрессионной воронки наблюдалась стабилизация оползневого тела и сглаживание его поверхности.

Под влиянием перечисленных сооружений в Ангренском промышленном комплексе оживают древние и развиваются современные оползни, площадь которых достигает 2,0 км², а глубина захвата изменяется от 15 до 60 м. В последние годы в этом районе образовались новые оползни. Оползень на Джигиристанском карьере, вызванный подрезкой откосов объемом 150 тыс. м³, произошел 7 марта 1969 г.

Наиболее наглядным примером развития глубоких оползней под воздействием хозяйственной деятельности человека является Атчинский оползень (рис. 53, 54). Первые его признаки были отмечены в 1970 г. на склоне, примыкающем к промплощадке. Причиной оползня послужила подземная газификация угля на глубинах от 70 до 200 м, начавшаяся в 1961 г. Наиболее интенсивно процесс газификации производился в 1965—1968 гг., когда годовая добыча газа достигла 1202—1408 млн. м³. К настоящему времени полость, образовавшаяся в результате выгорания угля, достигает в объеме 3700 тыс. м³.

Следует отметить, что несмотря на сокращение объемов газификации за период 1969—1973 гг. с 976 до 664 млн. м³ интенсивность

смещения продолжает увеличиваться, что свидетельствует о изменении устойчивости склона в зоне формирования муьды сдвижения. Создание на площади 1,05 км² выработанного пространства и возникновение муьды сдвижения с опусканием поверхности земли до 5,0 м привело к нарушению сплошности мезокайнозойских пород, к потере бокового

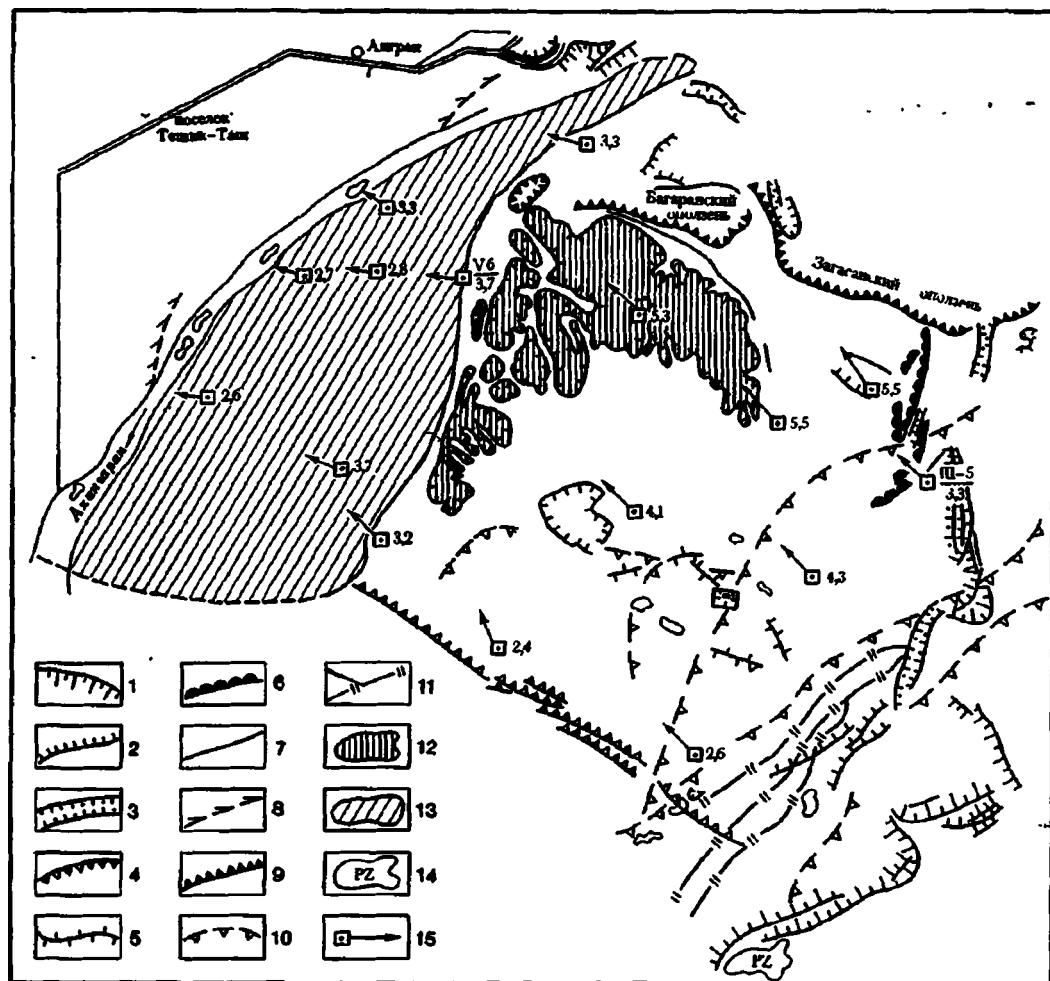


Рис. 53. Схема Атчинского оползня:

1 — стенка срыва, 2 — трещина отрыва, 3 — опущенные блоки горных пород, 4 — трещины проседания — сдвига, 5 — трещины сдвига, 6 — трещины сжатия — сдвига, 7 — трещины оседания, 8 — вали выпирания, 9 — древние оползни, 10 — надвиги, 11 — линии разломов, выделенные на основании геофизических исследований, 12 — зона выгазованного пространства, 13 — отвалы пустых пород, 14 — выходы палеозоя, 15 — тур, стрелка указывает направление смещения, цифра — ее величину, м

упора для вышележающих отложений, к началу общего смещения. Наличие отвалов объемом более 50 млн. м³, высотой до 40—65 м, расположенных в нижней части склона на левом берегу р. Ахангаран, сдерживало движение пород. Однако последующее нарастание напряжений в активной зоне создало условия для их передачи через погруженный участок на правый берег с общим увеличением объема оползневых масс. На правом берегу в краевых частях образовались два вала выпирания. Глубина захвата пород смещением достигает 80—170 м, площадь оползня в 1975 г. составляла 12 км², объем сме-

шающихся пород достигает 700 млн. м³. Образование глубоких оползней, связанных с подземной разработкой, отмечается также на месторождении Кок-Янгак, эксплуатируемого с 1936 г. Здесь в марте 1954 г. над штольной «Капитальной» образовался оползень глубиной смещения 30—85 м, на площади 0,8 км². Помимо глубоких оползней па

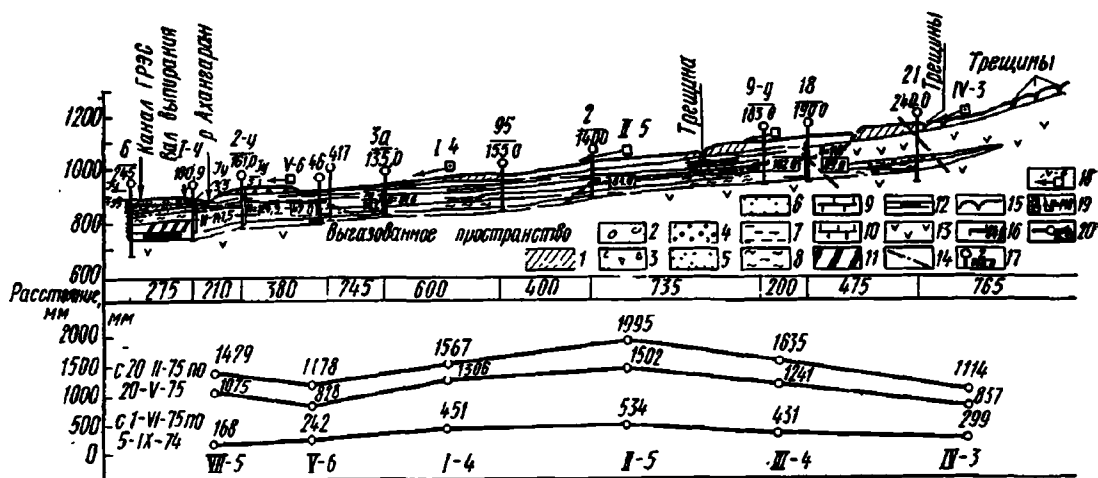


Рис 54. Инженерно-геологический разрез Ачинского оползня по створу I—I с графиком горизонтальных смещений поверхностных туров.

1 — лессовые породы, 2 — валунно-галечниковые отложения, 3 — отвалы, 4 — гравелиты, 5 — песчаники, 6 — песок, 7 — глина, 8 — каолиновая глина, 9 — мергель, 10 — известняк, 11 — глина углистая, 12 — уголь, 13 — кварцевые порфиры, 14 — тектонические нарушения, 15 — трещины, 16 — глубина срезы стволов скважин, 17 — скважина в ее номер, 18 — наблюдательный тур и его номер, 19 — величина напора подземных вод, 20 — скорость горизонтальных смещений, 21 — величина горизонтальных смещений

месторождениях Шаргунь, Сулюкта, Алтын-Топкан, Галата развиты оползни в карьерах, на подъездных путях различных промплощадок.

В горных и высокогорных районах при отработке месторождений подземными горными выработками иногда имеют место осложнения, связанные с сильным водопритоком. Это в основном месторождения, приуроченные к карстующимся породам, раздробленным тектоническими движениями. Существующая, как правило, гидравлическая связь между водами зон разломов и карстовых полостей исключает обычные методы проходки горных выработок с водоотливом, поскольку неизбежное вскрытие карстовых пустот или интенсивно трещиноватых зон разломов при наличии над ними значительных гидростатических напоров может сопровождаться катастрофическими прорывами воды (возможные водопритоки оценены в 7—10 тыс. м³/ч). Это обуславливает необходимость применения предварительного опережающего водопонижения как наиболее рационального и экономически выгодного способа борьбы с шахтными водами.

Пересыхание родников, уменьшение их дебита и дебита скважин существующих водозаборов трещинно-карстовых вод наблюдается в пределах Малого Каратау в районе селений Шаштюбе, Кушата, Котурбулак, Чага и других в связи с широким распространением депрессионной воронки и перехватом подземных потоков, проходящих через Миргалимсайские и Атабайские «ворота» горными выработками. Пересохли или уменьшились дебиты родников трещинно-карстовых вод (верхнего девона-нижнего карбона), имевшие до осушительных мероприятий расходы 200—600 л/с. Из шахт Миргалимская откачивалось ежедневно (в весенние периоды 1942—1962 гг.) до 1200—1300 м³ воды.

Линейное строительство. Строительство и эксплуатация линейных сооружений в пределах наиболее освоенных территорий — предгорных и межгорных впадин, с одной стороны, имеют общие черты с Туранской плитой, с другой — близость горных систем накладывает свои особенности.

В условиях горно-складчатых систем, характеризующихся значительной расчлененностью рельефа, при больших размерах относительных превышений, широко развиты оползни, сели, обвалы и другие склоновые процессы. Они вызывают деформации линейных сооружений, в особенности в весенний период, перерывы в движении транспорта, ограничение скорости на опасных участках и др.

В зависимости от конкретных инженерно-геологических условий местности, типа сооружения, его назначения строительство ведется с сохранением природной устойчивости склонов путем минимальной их подрезки, возведением оснований в полувсыпи — полунасыпи, осуществлением водозащитных мероприятий, а также заглублением оснований в подстилающие породы, не вовлеченные в движение. Перечисленный комплекс мероприятий обычно сопровождается строительством укрепительных сооружений, мелиорацией грунтов, в том числе лесомелиорацией.

Автодороги. Строительство автомобильных дорог осуществляется преимущественно в освоенных районах — предгорных и межгорных впадинах. Опыт строительства и эксплуатации автомобильных дорог в пределах равнинной части впадин показал необходимость обеспечения устойчивости земляного полотна в связи с повышением уровня грунтовых вод при орошении, создающем возможности подтопления, вторичного засоления и развития просадочных деформаций их оснований. Деформации полотна дороги в результате развития процессов лучения и вторичного засоления, связанные с близким залеганием грунтовых вод, отмечены на участке трассы Коканд-Фергана в районе Изъявана и сел. Боз, а также на автодороге Ташкент — Самарканд в районе городов Гулистан, Джизак и др. Основными мероприятиями по борьбе с избыточным увлажнением основания автодороги является увеличение высоты насыпи до 2,0 м и горизонтальный дренаж по обе стороны от дороги. Деформации автомобильных дорог, вызванные просадкой лессовых пород основания, отмечены на магистральных трассах Ташкент — Чиназ, кольцевой дороге вокруг Ташкента (участок Дендропарк — станция Рахимова) и др. Предупреждают просадочность основания дорог замачиванием и тяжелыми трамбовками, а насыпь уплотняют, увлажняя ее до плотности не ниже 0,95—0,98 по всей ее высоте.

На отдельных участках трассы Фергана — Коканд в районе от Янгикурмана до Изъявана в зоне развития эоловых песков имеют место заносы полотна автодорог. Эффективны мероприятия по их закреплению, посадке кустарниковой растительности и саксаула и обработке вяжущими веществами.

Значительные разрушения полотна автодорог в пределах предгорных частей впадин вызывают селевые и оползневые процессы (рис. 55). Примером такой деформации являются участки трасс автодорог Коканд — Наманган (от сел. Пап до Намангана, и особенно в районе сел. Чуст), постоянно разрушаемые селевыми потоками; участки автодорог Ташкент — Чарвак (в районе от г. Газалкента до сел. Каранкуль), где оползневые массы в 1954 и 1969 гг. перекрыли и разрушили полотно автодороги. В последние годы при проектировании автодорог в горных районах Чаткало-Кураминского мегантиклинория, Ферганско-

го антиклинория, юго-западных виргаций Гиссарской мегантиклинали и других все чаще отказываются от вписания трассы в мелкие формы рельефа и отдают предпочтение трассированию дороги в виде плавной пространственной линии, вписывающейся в общие контуры рельефа местности.

Деформации полотна автомобильных дорог, связанные с развитием оползневых смещений при подрезке склонов, отмечены также на трассе

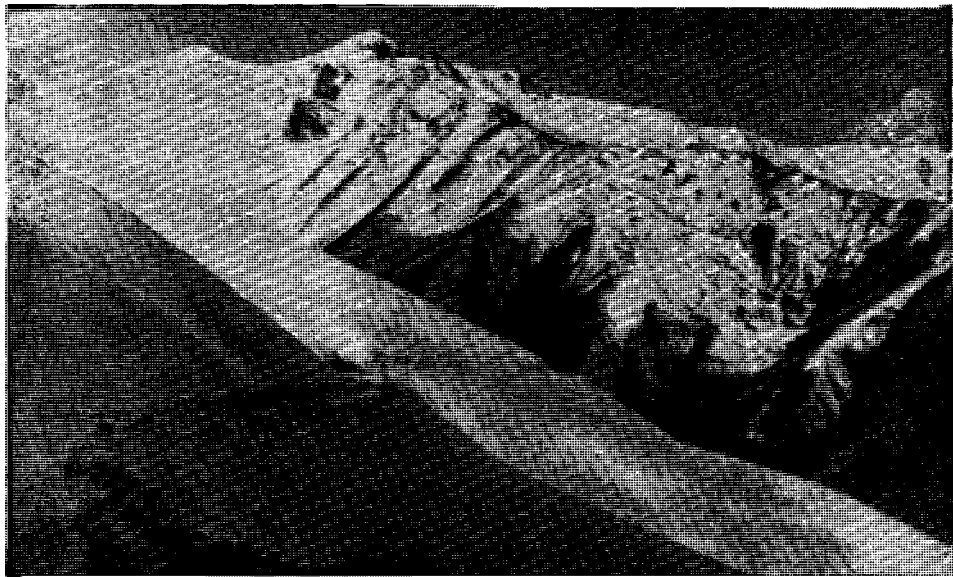


Рис 55 Участок дороги Душанбе - Гарм, постоянно подвергающийся завалу

Ташкент—Чимган, на участке Газалкент—Чимган. Опыт строительства и эксплуатации показал, что основными мероприятиями по борьбе с деформациями земляного полотна при подрезке склонов являются водоотвод поверхностных и подземных вод с оползнеопасных участков, планировка склонов, агролесомелиорация, строительство подпорных стен с застенным дренажем. Мероприятия по борьбе с деформациями, вызванными малыми селями, является пропуск поверхностных вод и селевого материала через тело насыпи не по трубам, а естественному руслу, обеспечив трассу мостовыми переходами. Основными мерами борьбы с деформациями автодорог, связанными с активизацией селевых процессов, являются агролесомелиорация и планировка склонов в зоне формирования селей, а в зоне транзита и разгрузки—строительство селехранилищ.

Деформации полотна автодороги, связанные с обвалами скальных пород, отмечены в пределах трасс Ангрэн — Коканд и Ташкент - - Чарвак. Основным мероприятием, предупреждающим их, является анкерное закрепление обвалоопасных блоков пород. Автомобильная дорога Фрунзе — Ош протяженностью 600 км проложена по ущельям, перевалам и обрывистым берегам Нарына на высоте от 1000 до 3200 м над уровнем моря. О трудностях, возникших при строительстве этой высокогорной дороги, говорят следующие цифры: при устройстве земляного полотна уложено в насыпь или вышито 11 млн. м³ грунта, в том числе 7 млн. м³ скального, построено 103 моста, проложено около 14 тыс. м труб. Значительная часть дороги прошла в зоне развития многолетне-

мерзлых пород. Большинство горных рек и логов — селевые, склоны ущелья покрыты осыпями, в зимнее время по ним сходят снежные лавины. На дороге Фрунзе — Ош возведено 86 тыс. м³ подпорных бетонных стен, десятки противолавинных лотков и галерей. На участке проложения трассы вдоль р. Чигкан протяженностью 34 км имеется 22 лавиноопасных участка; в отдельные годы в зимние месяцы здесь сходило до 40 лавин объемом до 40 тыс. м³. Чтобы обеспечить круглогодичную работу этой дороги, через перевал Тюя-Ашу пробит туннель в скальных породах.

Много оползней развивается вдоль автомобильных дорог на участках горных перевалов. Так, на северном склоне Гиссарского хребта, вдоль автодороги Душанбе — Айни, участок интенсивного развития оползней находится в 5—6 км севернее Анзобского перевала. Смещается делювий иногда с захватом верхней части интенсивно выветрелых палеозойских сланцев на склоне крутизной 30—45°.

Железные дороги в пределах региона проходят в основном по предгорным и межгорным впадинам: Ташкент-Голодноостепской, Ферганской, Зеравшанской, Южно-Гаджикской, Чу-Таласской и др. Опыт их строительства показал, что деформации полотна железной дороги, связанные с просадкой оснований, развиты в основном в зоне действия каналов, водохранилищ и обусловлены подъемом грунтовых вод. Например, в районе Каттакурганского водохранилища общая деформация достигла 2 м на расстоянии 1800 м. Рекомендованные мероприятия по созданию контрбанкетов, увеличению балластного слоя оказались малоэффективными, и дорога после неоднократного изменения трассы была вынесена за пределы зоны действия водохранилища.

Примером деформаций, связанных с селями и оползнями, может служить участок трассы железной дороги, соединяющий города Бекабад и Андижан, где возведен комплекс различных сооружений — селедуки, путепроводы, мостовые переходы и др. Тем не менее построенные сооружения часто недостаточны, и деформации пути происходят между этими сооружениями. Устойчивость железнодорожного полотна на отдельных отрезках этого участка осложнена прохождением каналов выше полотна дороги и в непосредственной близости от него. При прорыве канала селями и оползнями происходит подпор поверхностных вод полотном железной дороги, увлажнение грунтов насыпи и, как следствие, развитие просадочных деформаций.

Такие нарушения устойчивости земляного полотна железных дорог отмечены на участках Янгнер — Бекабад, Коканд — Наманган, особенно на отрезке Пап — Наманган — Чуст. Наиболее эффективными мероприятиями по борьбе с вредным воздействием селевых и оползневых процессов являются: планировка склонов, агролесомелиорация, регулирование поверхностного стока путем создания селехранилищ и возведение дополнительных сооружений на переходах через селеопасные участки.

Деформации полотна железных дорог, связанные с развитием обвалов, имеют место на участках прохождения пути в выемках, пройденных в скальных породах (рис. 56). Примером может служить участок трассы железной дороги Ташкент — Чарвак в районе сел. Ходжикент, где в результате массового взрыва при строительстве пути фельзитовые порфиры в откосах разбиты на отдельные глыбы, представляющие угрозу для расположенных ниже автомобильной и железной дорог. Основными мероприятиями являются закрепление глыб анкерами или цементацией, а при строительстве — ограничение зоны воздействия массовых взрывов.

Линии электропередач. В пределах описываемой территории широко ведется строительство линий электропередач различных напряжений. Проблема закрепления опор в горных условиях, характеризующихся значительной крутизной склонов, относительными превышениями и развитием с поверхности рыхлообломочного материала, связана в основном с необходимостью выбора достаточно прочного основания. Предпочте-



Рис. 56. Узкоколейная железная дорога Курган — Тюбе — Душанбе, разрушенная оползнем

ние отдается расположению опор на участках выходов скальных пород. При этом применяются монолитные железобетонные или металлические фундаменты. На участках тектонически раздробленных скальных пород применяется анкерное крепление фундаментов и заглубление в ненарушенные породы; на рыхлообломочных или мелкозернистых грунтах предусматривается создание для увеличения устойчивости подпорных стен системы канав для отвода поверхностного стока.

Для защиты опор ЛЭП от склоновых явлений — осыпей, селей, обвалов — применяются фундаменты треугольной формы с острием, направленным вверх по склону для создания условий обтекания осыпавшегося обломочного и мелкозернистого материала.

ГЛАВА 31

ИЗМЕНЕНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Изменение инженерно-геологических условий отдельных территорий можно проследить на примерах городских и аграрно-мелиоративных ландшафтов.

Городские ландшафты. Рассматриваются направленность и характер изменений ряда геологических компонентов природной среды (рельефа, гидрографии, горных пород, подземных вод, геологических и инженерно-геологических процессов и явлений) на примере ландшафтов,

сформировавшихся в городах Ташкентской агломерации (Ташкент—Чирчик), Самарканда и Андижана.

Характерной особенностью этих городов, кроме Чирчика, заложенного в 1935 г., является то, что облик их ландшафтов формировался на протяжении многих веков (2000—2500 лет). Антропогенные изменения рельефа связаны с планировкой застраиваемых территорий, насыпкой оврагов, заболачиваемых низин, отвалами из горных выработок, отсыпкой полотна дорог, что наряду с накоплением культурных слоев приводит к повышению местности. Площадное повышение отметок поверхности земли наблюдается в старой части Самарканда, Андижана и Ташкента. В этих местах среднее значение повышения поверхности земли за счет накопления насыпных грунтов, разрушенных построек и земляных сооружений составляет в Самарканде 5—7 м, в Ташкенте 3—4 м. Одновременно происходит засыпка отрицательных форм рельефа, в том числе и антропогенных. При постройке зданий на таких участках наблюдались деформации. Это надо учитывать при изысканиях и строительстве.

В условиях аридного климата для городов вопросы водоснабжения и обводнения представляются основными. Для этих целей в городах строилась густая ирригационная сеть, которая в последние десятилетия реконструируется. Отсутствие регулирующих гидротехнических сооружений на каналах в условиях развития активных неотектонических движений обусловило широкое развитие на них эрозии, приведшей к террасированию бортов, образованию долин шириной до 250 м.

Изменение горных пород происходит главным образом в связи с изменением сложившихся напряжений в массах, разработкой и их перемещением. Влажность грунтов на территории Ташкента за счет ее обводнения в среднем на 7—14% выше, чем на неосвоенных территориях. Повышению влажности грунтов в городах способствуют нарушения условий воздухо- и теплообмена и испарения влаги. При избыточном увлажнении развиваются просадочные явления и осадки. Под воздействием поливов и давления от веса сооружений естественная пористость лессовидных пород в Ташкенте снижена с 40 до 50%.

Повышение водообеспеченности городов и окружающих их орошаемых массивов привело в настоящее время к такому состоянию баланса, когда антропогенные статьи — фильтрация из ирригационной сети и инфильтрация поливных вод — составляют до 60—85% его прихода. Компенсируется увеличивающийся приход обычно дренажем. На пойменных и других низменных участках городов организуется или действует горизонтальный дренаж. В частности, в Андижане он не обеспечивает снижения зеркала грунтовых вод, и поэтому здесь планируется строительство вертикального дренажа. В условиях работы дренажных систем в зону их действия вовлекаются грунтовые воды с сопредельных территорий, откуда начинается более интенсивный их подток. С дренажем связано значительное увеличение напорного питания грунтовых вод с нижних водоносных горизонтов и в тех случаях, когда такового в естественных условиях не было. Снижение зеркала грунтовых вод дренажем значительно усиливает фильтрацию воды из рек и ирригационной сети.

В пределах городов повсеместно ослаблены процессы выветривания пород, плоскостного смыва за счет применения искусственных покрытий, застройки зданиями и сооружениями, возделывания культурного растительного покрова, однако эти процессы усиливаются в карьерах, выемках дорог, на склонах долин каналов, где трещины выветривания достигают глубины 5—6 м, ширины 2—50 см.

Вследствие орошения значительно изменяется проявление естественных эрозионно-аккумулятивных процессов. В результате подрезки склонов при прокладке каналов активизируются оползни, которые наблюдались в районе городов Чирчика, Самарканда и Андижапа.

Эрозия развита в ирригационной сети всех рассматриваемых городов. Каналы проводились по наиболее высоким отметкам, т. е. по водоразделам или их склонам. Для регулирования расхода каналов, особенно во время весеннего половодья, лишние воды сбрасывались по естественным ложбинам. Вместе с ними беспорядочно сбрасывались вниз по склону использованные поливные воды. Все эти воды в самой нижней части междоводораздельных понижений образуют единое русло. Неорганизованный, беспорядочный сброс поливных и сточных вод приводит к усиленной эрозии и формированию новых оврагов в толще лессовых пород. В результате этого территория городов и пригородных зон, особенно Ташкента, Самарканда, расчленена целой системой оврагов (Салар, Кичкирик, Чимбай, Зах, Бурджар, Чаулы, Андижансай и др.). Глубина каналов и оврагов достигает 35 м при ширине 200—250 м. В последние десятилетия в связи с устройством на каналах гидротехнических сооружений (плотин, дамб, распределителей) и заключения их местами в трубы и бетонные лотки и т. п. дальнейшее врезание русла ограничено, и в результате создания ряда таких местных базисов эрозии ныне преобладают процессы боковой эрозии, осадконакопления на верхних бьефах плотин и заиления каналов. В результате процессов осадконакопления и эрозии сформированы аккумулятивные террасы. По каналам Бозсу, Каракамыш и Салар наблюдается до 3—5 аккумулятивных террас, Даргом и Снаб — до 2—4. Первая терраса во всех каналах отличается большой изменчивостью. Ширина ее колеблется от 0 до 65 м (по Бозсу). Вторая терраса имеет превышение на 1—3 м, ширина достигает 25—30 м. Третья терраса обычно узкая, шириной до 10—15 м, высота ее уступа 3—5 м. Четвертая и пятая террасы, часто эродированные, высотой до 6—7 м. В литологическом строении террас принимают участие галечниковые, песчаные, глинистые, органические отложения; среди них преобладают глинистые и песчаные.

При благоприятных условиях (на верхних бьефах плотин) накопление осадков в каналах происходит интенсивно. Например, после сооружения плотины ГЭС № 1 на канале Бозсу в течение 4 лет (1926—1930) накопилось $3 \cdot 10^5$ м³ наносов, или заилено 60% общего объема водохранилища. В последующие 4 года (1930—1934) отложилось $1,8 \cdot 10^5$ м³ наносов. Мощность отложений достигла 8—10 м. Интенсивное заполнение осадками наблюдается во всех мелких и крупных оросительных каналах.

Формирование оврагов и эрозия каналов сопровождаются обвалами, суффозией, оползнями и другими явлениями.

Обвалы наблюдаются в лессовых породах и конгломератах на высоких и крутых склонах каналов. Они возникают вследствие подмыва водными потоками оснований склонов. Объемы обвалов незначительны.

В лессовых породах происходит образование провалов и оседаний поверхности земли, что, видимо, связано с заполнением пустот, образовавшихся при растворении и механическом выносе мелких частиц грунта подземными и поверхностными водами.

Довольно часты случаи деформации гражданских и промышленных зданий в результате просадки их оснований при увлажнении, несмотря на то что они ранее обводнялись или орошались. В связи с

увлажнением лессовых оснований в Ташкенте деформированы здание Театра оперы и балета им. Алишера Навои, жилые дома на улицах Стахапова, Новомосковской, Пушкинской, Волгоградской, Наккашлик и другие. Опыт строительства и эксплуатации зданий и сооружений показывает, что просадка на проявленно-просадочных (ранее орошавшихся) массивах происходит обычно под воздействием внешней нагрузки, создаваемой весом сооружений. Просадки, возникающие под действием веса просадочной толщи, проявляются очень редко на отдельных возвышенных, ранее не орошаемых участках.

С повышением уровня грунтовых вод связано подтопление, заболачивание отдельных участков, увеличение влажности и снижение несущей способности лессовых пород, вторичное засоление грунтов. Активизация процессов подтопления началась в 30-е годы и усилилась в послевоенные годы в связи с широким размахом строительства и резким увеличением объемов водопотребления.

Г. И. Архангельский (1936), исследовавший в 1925—1930 гг. причины заболачивания старой части Ташкента, отмечает, что «осенью 1925 года в Кукчинской, Сибзарской и Шейхантаурской частях города в некоторых пунктах подземные воды подтопили и заболотили значительные участки, вызвали осадки и разрушения жилых и торговых помещений». Причиной этого, как выяснилось проведенными исследованиями, было увеличение фильтрации воды из каналов вследствие их реконструкции и повышения расходов. Последующее подтопление было связано с подпором воды плотиной Шейхантаурской ГЭС, сооруженной в 1948 г., и возведением ряда других плотин на каналах Каракамыш, Анхор, Кукча и др. Несмотря на принятые меры (уменьшение фильтрации из каналов с помощью бетонных покрытий, дренажные сооружения, засыпка) подземные воды и в настоящее время на ряде участков Ташкента близко залегают к поверхности (1—5 м). К таким участкам относятся площадь Октябрьского рынка, Чорсу, Джаркуча, Хуршида, Лазбак, районы Чукурсай, Каракамыш, Ибрагимата и др., где наблюдается подтопление подвальных помещений. Общая площадь зон подтопления города составляет около 1000 га. Пункты подтопления отмечены также в Самарканде (район мавзолея «Гур Эмир») и Андижане (юго-западная часть). Заболоченные участки приурочены к отдельным низинам.

С понижением уровня грунтовых вод связаны: уменьшение влажности, дегидратационное уплотнение пород, образование трещин высыхания, увеличение мощности зоны аэрации, ослабление оползней и выклинивания грунтовых вод.

Под давлением веса зданий и сооружений в породах, служащих их основанием, происходит гравитационное уплотнение и связанные с ним осадки. Инструментальными наблюдениями установлено, что гравитационное уплотнение грунтов оснований и осадки на территории Ташкента привели к площадному оседанию поверхности земли (99 мм), вызванному статическими нагрузками зданий и динамическими воздействиями.

Аграрно-мелиоративные ландшафты. Современный облик региона определяется тектонической и климатической зональностью в пространственном распределении слагающих их формаций. Здесь с орогенического этапа геологической истории господствуют аридные условия литогенеза. Наиболее мощная аккумуляция этого этапа происходит в предгорных и межгорных впадинах и депрессиях, где отмечается групповое обособление, возрастная и пространственная сближенность геолого-генетических комплексов и слагающих их пород.

В пределах предгорных и межгорных впадин, которые являются основным объектом аграрно-мелиоративных воздействий, молассоиды — мощные конгломератовые и галечниковые толщи, занимают возвышенные зоны предгорных сочленений с фундаментом (адыры).

Проллювиальные равнины, сложенные конусами выноса с четко выраженной дифференциацией состава пород по главному направлению изменчивости (сверху вниз) от обломочных до глинистых, причисляются к адырам у их подножия. Для геологических образований здесь характерно второе поперечное направление изменчивости к межконусным понижениям.

Аллювиальные равнины, занимающие нижнюю оконечность предгорных и центральную часть межгорных впадин, характеризуются широким развитием аллювиально-пролювиальных супесчано-глинистых образований и аллювиальных песчаных, реже галечниковых. Эоловые пески, лессы и лессовидные породы перекрывают молассоиды практически на всех гипсометрических уровнях. Кроме того, эоловые пески иногда формируют крупные массивы по периферии площади распространения молассоидов.

К геолого-генетическим комплексам четвертичного возраста приурочены гидродинамические и гидрогеохимические зоны потоков подземных вод.

Физическое состояние горных пород в связи с орошением характеризуется повышением влажности и увлажнением. В связи с орошением уменьшается пористость и увеличивается объемная масса лессовых пород, уменьшается относительная просадочность при бытовом давлении, сдвигаются в сторону уменьшения значения угла внутреннего трения и сцепления.

Изменения фильтрационных свойств лессовых пород, прослеженные по опытным наливам и лабораторным определениям, имеют тенденцию к уменьшению значений коэффициентов фильтрации с увеличением продолжительности орошения. Эти изменения вписываются в общих чертах в теорию фильтрационной консолидации грунтов. В зависимости от коэффициента земельного использования аграрно-мелиоративные ландшафты занимают от 5—20 до 40—70% площади впадин и иногда практически перекрывают их большую часть.

В значительной степени появление проблемы подтопления застроенных территорий (городов и населенных пунктов) обязано улучшению водообеспеченности орошаемого земледелия, увеличению коэффициента земельного использования, расширению его географии.

ЛИТЕРАТУРА

- Акгаев Г. А. О современных физико-геологических процессах и явлениях Западного Копетдага и предгорной равнины. — В сб.: Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР, вып. 10. Ташкент, 1969.
- Архангельский Г. И. О характеристике древнечетвертичных пород и аллювиальных отложений р. Чирчик. — «Труды САГУ», сер. VIII-а, вып. 13—16. Ташкент, 1929.
- Ахмеджанов М. А., Борнсов А. М., Фузанлов А. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана, т. I. Ташкент, 1967.
- Бунз В. И., Рейман В. М. К сейсмологической характеристике центральной части Таджикской депрессии. — «Труды ин-та сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН ТаджССР», т. 7. Душанбе, 1960.
- Вальвовский И. С. и др. Тектоника Туранской плиты. М., «Наука», 1964.
- Варонцов М. М. и др. Тектоника и сравнительная характеристика нефтегазоносных впадин Туранской плиты. — В сб.: Тектонические особенности нефтегазоносных впадин Севера Туранской плиты. М., «Наука», 1970.
- Васильковский Н. П. Геологическое строение УзССР. Ташкент, 1963.
- Викторов С. В. Пустыня Устюрт и вопросы ее освоения. М., «Наука», 1971.
- Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Таджикистана. Душанбе, 1965.
- Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Средней Азии. Ташкент, 1965.
- Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. — «Материалы XXII сессии сов. по сейсмологии АН СССР». Фрунзе, 1964.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Типы структур молодых платформ Евразии. — «Геотектоника», 1965, № 1.
- Гвоздецкий Н. А., Михайлов Н. И. Физическая география СССР. Азиатская часть. М., «Мысль», 1970.
- Гвоздецкий Н. А. Проблемы изучения карста и практика. М., «Мысль», 1972.
- Геология СССР, т. X. Южный Казахстан. М., «Недра», 1972.
- Геология СССР, т. XXII. Туркменская ССР. М., «Недра», 1972.
- Геология СССР, т. XXIII. Узбекская ССР. М., «Недра», 1972.
- Геология СССР, т. XXIV. Таджикская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Геология СССР, т. XXV. Киргизская ССР. М., «Недра», 1972.
- Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана. Под ред. Г. Х. Дикенштейна. — «Труды ВНИГНИ». М., 1969, вып. XXVI.
- Геологическая карта Средней Азии и прилегающих территорий. Масштаб 1:1 500 000. Глав. ред. А. П. Марковский. М., ГУГК, 1964.
- Гидрогеологические и инженерно-геологические условия Узбекистана, т. I, II. Ташкент, 1963—1964.
- Гидрогеология СССР, т. X. Киргизская ССР. М., «Недра», 1971.
- Гидрогеология СССР, т. XXXVI. Южный Казахстан. М., «Недра», 1971.
- Гидрогеология СССР, т. XXXIX. Узбекская ССР. М., «Недра», 1971.
- Гидрогеология СССР, т. XI. Таджикская ССР. М., «Недра», 1972.
- Гидрогеология СССР, т. XXXVIII. Туркменская ССР. М., «Недра», 1972.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Давлятов Ш. Д., Рыжков О. А. Тектоника и нефтегазоносность мезокайнозой Узбекистана. Ташкент, 1962.
- Дикенштейн Г. Х. Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. М., Госгонтехиздат, 1963.
- Дмитриев В. П. К вопросу инженерно-геологического районирования Узбекистана. — «Второе гидрогеол. совещ. Тезисы докл.». Ташкент, 1967.

- Драгунов В. Н. Фациальные особенности неогеновых отложений Южно-Мангыш-
лакской антиклинали. — «Геол. сборник НИТО при ВПИГРИ», 1955, вып. III (IV).
- Дубровкин В. Л. Инженерно-геологическая характеристика равнинной части Турк-
менской ССР в связи с ирригационным строительством. — В сб.: Вопросы гид-
рогеологии и инженерной геологии, вып. 15. М., Гостеолиздат, 1957.
- Емельянова Е. П. Основные закономерности оползневых процессов. М., «Нед-
ра», 1972.
- Захаров С. Л. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской
депрессии. — «Тр. Института геологии АН ТаджССР», т. V, 1962.
- Золотарев Г. С. Исследования геологических свойств грунтов. — «Труды координа-
совещ. по гидротехнике», 1968, вып. 38.
- Инженерно-геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 2 500 000. Глав. ред. М. В. Чуринов.
М., 1968.
- Исламов А. И. и др. Инженерно-геологические условия. — В кн.: Ташкентское
землетрясение (26 апреля 1966 г.). Ташкент, 1971.
- Исламов А. И., Касымов С. М., Тураходжаев А. Инженерно-геологиче-
ские условия Западного Узбекистана. Ташкент, 1971.
- Исламов А. И. и др. Изучение просадочных свойств лессовых пород для ирри-
гационного строительства в условиях Средней Азии. — «Труды совещ. по мето-
дике инж.-геол. и гидрогеол. обоснования и вопр. проект. оросит. систем на лес-
совых террит.». Киев, 1966.
- Карта новейших тектонических движений юга СССР. М., ГУКТ, 1971.
- Карта осадочных и вулканогенных формаций территории СССР. Масштаб 1 : 2 500 000.
М., изд. ВСЕГЕИ, 1972.
- Карта четвертичных отложений СССР. Масштаб 1 : 500 000. Главн. ред. Г. С. Ганешин.
М., «Недра», 1966.
- Карта новейших тектонических движений Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Каякин В. В. Изменение состояния и механических свойств кристаллических из-
вестняков в зоне разгрузки и выветривания. — В сб.: Вопросы инженерно-геоло-
гического изучения процессов и кор выветривания. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Каякин В. В. и др. Развитие экзогенных трещин и их инженерно-геологическое
значение (на примере Токтогульского гидроузла). — В сб.: Вопросы инженерной
геологии и грунтоведения, вып. 2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1968.
- Кириллов А. А., Кудинов А. В., Сквалецкий Е. Н. Инженерно-геологи-
ческая характеристика опытного полигона на просадочных грунтах в Таджик-
ской ССР. Киев, 1966.
- Клейнер Ю. М. Плиоцен-четвертичные отложения и геологическая история Устюр-
та и Мангышлака. — «Бюлл. МОИП. Отдел геологии», 1968, № 3.
- Комаров И. С. Накопление и обработка информации при инженерно-геологических
исследованиях. М., «Недра», 1972.
- Костенко Н. П., Тетюхин Г. Ф., Федоров П. В. Рабочая стратиграфи-
ческая схема четвертичных отложений Средней Азии и Южного Казахстана. —
«Бюл. комис. по изучению четвертичного периода», № 27. Ташкент, 1962.
- Котлов Ф. В. О региональном характере распространения некоторых инженерно-
геологических явлений. — В сб.: Природные физико-геологические и инженерно-
геологические процессы и явления. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Куряна Г. А., Сергеев Е. М. Основные особенности состава и свойств песков
Западных Каракумов. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1953, № 5.
- Лоскутов В. В. Геоморфология Таджикистана. — В сб.: Новейший этап геологи-
ческого развития Таджикистана. Душанбе, 1962.
- Мавлянов Г. А. и др. Региональная инженерная геология. Средняя Азия. Таш-
кент, 1973.
- Мавлянов Г. А., Худайбергенов А. М., Шерматов М. Ш. Инженерно-
геологические условия г. Чирчика как основа сейсмического микрорайонирования.
Ташкент, 1972.
- Мавлянов Г. А. Генетические типы лессов и лессовидных пород центральной и
южной частей Средней Азии. Ташкент, 1958.
- Максимов Н. В., Щербakov М. П., Вернер Е. Ф. Лавины и борьба с
ними на территории Киргизии. Фрунзе, 1965.
- Матвеев Ю. Д., Сергеев Е. М. О динамике инженерно-геологических процес-
сов. «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1970, № 2.
- Меламед Я. Р. Основные закономерности геологического и палеогеографического
развития Таджикской депрессии в неогеновом периоде. — В сб.: Вопросы геоло-
гического строения и перспективы нефтегазопосности Таджикистана, вып. 1.
Душанбе, 1965.
- Мещеряков Ю. А. Рельеф СССР. Морфоструктура и морфоскульптура. М.,
«Мысль», 1972.
- Минеральная сырьевая база строительных материалов УзССР. Ташкент, 1967.

- Миркамалова С. Х. и др. Палеоген Восточного Узбекистана. — В сб.: Вопросы стратиграфии и палеографии. Ташкент, 1971.
- Миркамалова С. Х. и др. Палеоген Западного Узбекистана. — В сб.: Вопросы стратиграфии и палеографии. Ташкент, 1972.
- Молоков Л. А., Калмыкова Н. И. Чарвакская плотина на р. Чирчик. — В сб.: Геология и плотины, т. II. М.—Л., Госэнергоиздат, 1962.
- Мусаслян А. М., Мирзобоев Х., Авакянц А. В. Инженерно-геологическое районирование Таджикистана для обоснования сейсмического районирования. — В сб.: Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе, 1964.
- Мухамеджанов А. Р. Из истории древних водных сооружений в Узбекистане. — В сб.: Земли древнего орошения и перспективы их сельскохозяйственного использования. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Назаров М. З. Каменный лесс некоторых районов Узбекистана и его инженерно-геологические свойства. Ташкент, 1968.
- Ниязов Р. А. Оползни в лессовых породах. Ташкент, 1974.
- Огнев Н. В., Виноградов П. Д., Зубцов Е. И. Тянь-Шаньская складчатая область. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. М., Геоиздат, 1958.
- Панков М. А., Паикова З. Н. Эрозия почв и борьба с ней. Ташкент, 1965.
- Попов И. В. Инженерная геология СССР. Казахстан. Средняя Азия. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974.
- Попов В. И. Стратиграфия антропогена Тянь-Шаня. — «Труды Геол. ин-та». М., 1960, вып. 26.
- Преображенский А. А. О результатах сдвиговых испытаний грунтов дельты р. Теджен. — «Мат-лы совещ. по мелиорат. гидрогеол. и инженер. геол.», вып. III. М., 1972.
- Преснухин В. И. Закономерности распространения и развития типизации и механизм образования оползней Таджикистана. — «Материалы науч.-техн. совещ. по вопр. методики изучения и прогноза селей, обвалов и оползней». Душанбе, 1970.
- Пушкаренко В. П. Горные озера — потенциальный очаг селеобразования. — В сб.: Гидрогеология, инженерная геология аридной зоны СССР, вып. 10, ч. II. Ташкент, 1969.
- Раздольский А. Г. Инженерно-геологические свойства лессовидных пород и меры борьбы с деформациями каналов в косогорных условиях рельефа юга Киргизии. Фрунзе, 1962.
- Рахматуллин Ф. А. Лессовые породы Киргизии и их использование в народном хозяйстве. Фрунзе, 1954.
- Рац М. В. Выветривание пород терригенного флиша и их физико-механические свойства. — В сб.: Вопросы региональной инженерной геологии. М., изд. ВСЕГИНГЕО, 1963.
- Рыжков О. А. Структурно-тектоническое районирование мезокайнозойских отложений Узбекистана. — В кн.: Тектоника и нефтегазоносность мезокайнозоя Узбекистана. Ташкент, 1962.
- Сапов О. П. Основные структуры восточной части Памиро-Алайской тектонической зоны в связи с их сейсмичностью. — В сб.: Неотектоника и сейсмостектоника Таджикистана. Душанбе, 1969.
- Сваричевская З. А. Происхождение и история развития крупных бессточных впадин Казахстана в четвертичное время. — «Уч. зап. САГИМС», вып. 4. Ташкент, 1965.
- Сергеев Е. М. Общее грунтоведение. М., Изд-во Моск. ун-та, 1959.
- Сергеев Е. М. Современное состояние инженерной геологии в СССР и перспективы ее развития. М., Изд-во Моск. ун-та, 1968.
- Сквалецкий Е. Н. Особенности изменения состава и свойств лессовых пород на предгорных шлейфах в Яванской долине. — В кн.: Инженерные изыскания для водохозяйственного строительства в Таджикистане. Душанбе, 1969.
- Сквалецкий Е. Н. Лессовые породы плато Гароуты и их строительные свойства. — В кн.: Инженерные изыскания для водохозяйственного строительства в Таджикистане. Душанбе, 1969.
- Сквалецкий Е. Н. Инженерно-геологические условия. Гидрогеология СССР, т. 41 (Таджикская ССР). М., «Недра», 1972.
- Скворцов Ю. А. Молодые тектонические движения западного Тянь-Шаня и связанные с ними оледенения. М., «Наука», 1960.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:500 000. Глав. ред. А. Л. Яншин. М., 1956.
- Тектонические особенности нефтегазоносных впадин севера Туранской плиты. М., «Наука», 1970.

- Толкачев А. А., Каякип В. В., Шангин В. С., Штайер Л. М. Использование результатов исследования скального основания в практике проектирования и строительства высокой плотины (на примере Токтогульского гидроузла). — В сб.: Дискретные среды в гидротехническом строительстве. «Труды коорд. совещ. по гидротехнике». Л., 1972, вып. 77.
- Туляганов Х. Т. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологических условиях Джизакской степи. — Сб. НТИ, вып. 2 М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Туляганов Х. Т. Практика и применение вертикального дренажа в Узбекистане. — «Разведка и охрана недр», 1963, № 10.
- Туляганов Х. Т. Гидрогеологические основы освоения земель предгорных равнин южной части Голодной степи в УзССР. Ташкент, 1971.
- Фадеев П. И. Пески СССР, ч. I. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Федорович Б. А. Об основных процессах рельефообразования Турана. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Флейшман С. М. О количественной оценке селопасности. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1972, № 4.
- Халматов З. Инженерно-геологические явления на берегах Ташкентского водохранилища. Методы их изучения и прогнозирования. — В сб.: Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР, вып. 17 Ташкент, 1969.
- Хасанов И. Р. Просадочность лессовых пород в районах ирригационного строительства Кызылсу-Яхсуйской долины. — В сб.: Проблемы инженерной геологии Таджикистана. Душанбе, 1972.
- Ходжибаев Н. Н. Крупные ирригационные каналы как водонапорные системы и их влияние на мелиоративное состояние земель. — «Труды Ташк. междунар. гидрогеол. симпоз.», Ташкент, 1964.
- Ходжибаев Н. Н. Естественные потоки грунтовых вод Узбекистана. Ташкент, 1970.
- Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования, ч. II. Фрунзе, 1972.
- Швец В. Б., Кульчицкий Г. Б., Сырокамский Ю. В. Характеристика различных зон выветривания и количественная оценка их свойств для строительных целей. — В сб.: Проблемы инженерной геологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1970.
- Шипулина В. Г. Инженерно-геологическая классификация горных пород Юго-Восточного Каратау. — «Материалы конф., посвящ. 100-летию В. И. Ленина». Алма-Ата, 1971.
- Эсенов Э. М. Сейсмические свойства грунтов Южной части г. Ашхабада. — «Изв. АН ТССР. Сер. ФТХ и ГН», 1973, № 1.
- Юрьев А. А., Умаров А. У. Геоморфология и новейшая тектоника Западного Узбекистана. Ташкент, 1971.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение (Х. Т. Туляганов, Р. П. Теуш, Н. Н. Ходжибаев)	6
ЧАСТЬ I. ТУРАНСКАЯ ПЛИТА	
Раздел I	
ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ИСТОРИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ	15
Глава 1. История геологического развития плиты доолигоценового времени и ее влияние на современные инженерно-геологические условия (Н. М. Хабирова)	15
Глава 2. История геологического развития в олигоцен — неогеновое время и ее влияние на современные инженерно-геологические условия (Б. И. Пинхасов)	21
Глава 3. История геологического развития в четвертичное время и ее влияние на современные инженерно-геологические условия (И. Ф. Карякин, Р. Ф. Кирсанова, М. М. Маматкулов, Л. В. Романова, Г. Ф. Тетюхин, Р. П. Теуш, Х. Т. Туляганов, Н. М. Хабирова, Н. Н. Ходжибаев)	32
Глава 4. Инженерно-геологическое районирование (Х. Т. Туляганов, Р. П. Теуш, Н. Н. Ходжибаев)	47
Раздел II	
ХАРАКТЕРИСТИКА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РЕГИОНОВ	50
Глава 5. Амударьинский регион (О. Я. Иващенко, И. Ф. Карякин, С. Д. Кузнецов, Э. В. Мавлянов, Р. П. Теуш)	50
Глава 6. Сырдарьинский регион (Р. Ф. Кирсанова, С. А. Новицкий, Р. П. Теуш, Х. Т. Туляганов)	67
Глава 7. Маңгышлак-Устюрт-Туаркырский регион (М. М. Батыршин, А. С. Бочкарев, М. Г. Дубинин, Р. Ф. Кирсанова)	80
Глава 8. Чу-Сарысу́йский регион (С. Х. Симбердеева, А. И. Шандыба)	96
Раздел III	
ОПЫТ СТРОИТЕЛЬСТВА И ИЗМЕНЕНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ТЕРРИТОРИИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ ПОД ВЛИЯНИЕМ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА	108
Глава 9. Опыт строительства (А. В. Гладей, И. А. Петрухина, В. З. Четет, Н. Н. Ходжибаев, Л. З. Шерфединов)	108
Глава 10. Изменение инженерно-геологических условий под влиянием деятельности человека (Н. Н. Ходжибаев, Л. З. Шерфединов)	118

ЧАСТЬ II. ГОРНО-СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Раздел I

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ИСТОРИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Глава 11. История геологического развития в докембрий—палеозойское время и ее влияние на современные инженерно-геологические условия (М. А. Талипов, Н. М. Хабирова, П. Н. Чернов)	122
Глава 12. История геологического развития в мезозой-палеогеновое время и ее влияние на современные инженерно-геологические условия (И. Ф. Карякин, М. А. Талипов, Н. М. Хабирова, Л. Н. Чернов)	127
Глава 13. История геологического развития в олигоцен-четвертичное время (без голоцена) и ее влияние на современные инженерно-геологические условия (В. В. Лим, М. Н. Талипов, Г. Ф. Тетюхин, Н. М. Хабирова)	133
Глава 14. История геологического развития в голоценовое время и ее влияние на современные инженерно-геологические условия (Н. И. Колесник, Ф. Ф. Коррель, И. Ф. Карякин, В. В. Лим, В. В. Лоскутов, М. М. Маматкулов, Н. А. Моссаковская, А. А. Мусаелян, Р. А. Ниязов, В. П. Пушкаренко, В. Н. Преснухин, Л. В. Романова, Я. Я. Сердюк, Е. Н. Сквалецкий, М. А. Талипов, Г. Ф. Тетюхин, Р. П. Теуш, Х. Т. Туляганов, Л. В. Фишерман, В. М. Фоменко, Н. М. Хабирова, Н. Н. Ходжибаев)	142
Глава 15. Сейсмичность (С. М. Касымов, Г. А. Мавлянов, Г. М. Мезенцева, А. А. Мусаелян, В. Н. Преснухин)	163
Глава 16. Инженерно-геологическое районирование (Х. Т. Туляганов, Р. П. Теуш, Н. Н. Ходжибаев)	170

Раздел II

ХАРАКТЕРИСТИКА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РЕГИОНОВ

Глава 17. Южно-Таджикский регион (Ф. Ф. Коррель, С. Д. Кузнецов, А. Б. Мирков, В. М. Преснухин)	174
Глава 18. Ферганский регион (К. И. Ибрагимов, Ф. Ф. Коррель, А. Б. Марков, В. Н. Преснухин, В. П. Пушкаренко, О. А. Романов)	194
Глава 19. Приташкентско-Голодностепский регион (А. И. Исламов, Э. В. Кадиров, Р. Ф. Кирсанова, Х. Т. Туляганов, А. М. Худайбергенов)	203
Глава 20. Северо-Тяньшаньский регион (Л. В. Романова, М. А. Талипов)	215
Глава 21. Каратауский регион (В. Г. Шипулина, М. М. Шоиманова)	223
Глава 22. Средне-Тяньшаньский регион (А. И. Исламов, П. М. Карпов, Ф. Ф. Коррель, А. Б. Марков, Р. А. Ниязов, В. Н. Преснухин, О. А. Романов, М. А. Талипов, М. Ш. Шерматов)	240
Глава 23. Южно-Тяньшаньский регион (Ф. Ф. Коррель, Н. П. Карпова, П. М. Карпов, С. М. Касымов, А. Б. Марков, О. А. Романов, В. Н. Преснухин, А. У. Тураходжаев, М. А. Талипов)	252
Глава 24. Центрально-Кызылкумский регион (С. М. Касымов, А. У. Тураходжаев, Н. М. Хабирова)	271
Глава 25. Памирский регион (А. Б. Марков, В. Н. Преснухин, Я. Я. Сердюк)	278
Глава 26. Копетдагский регион (И. В. Лыкова)	285
Глава 27. Большебалханский регион (А. Я. Иващенко, И. Ф. Карякин)	290
Глава 28. Предкопетдагский регион (К. Акгаев, С. Байрамов, Н. Нургельдыев)	296
Глава 29. Западно-Туркменский регион (М. М. Батыршин, М. Г. Дубинин)	303

Раздел III

ОПЫТ СТРОИТЕЛЬСТВА И ИЗМЕНЕНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ТЕРРИТОРИИ В ПРЕДЕЛАХ ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ СРЕДНЕЙ АЗИИ ПОД ВЛИЯНИЕМ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА

Глава 30. Опыт строительства (Г. П. Батовский, Г. З. Блохман, М. Л. Каган, В. В. Коякин, М. Мирасланов, А. А. Мусаелян, Р. А. Ниязов, Е. Н. Сквалецкий, С. А. Селяметов, И. А. Петрухина, В. Н. Преснухин, Ф. Ф. Файнберг, Л. В. Фишерман, Н. Н. Ходжибаев, Э. Х. Халмагов, В. В. Чет, Л. З. Шерфединов)	309
Глава 31. Изменение инженерно-геологических условий (Н. Н. Ходжибаев, А. М. Худайбергенов, Л. З. Шерфединов)	341

Литература	346

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СССР

Том седьмой

СРЕДНЯЯ АЗИЯ

Подписное издание

Зав. редакцией
И. И. Щехури
Редакторы *Е. Е. Белёва,*
Э. М. Папаева
Переплет художника
Е. А. Михельсона
Художественный редактор
Л. В. Мухина
Технический редактор
Е. Д. Захарова
Корректоры
В. П. Кабадинская, А. А. Алексеева,
С. Ф. Будиева, И. А. Мушниковна
ИБ № 373

Сдано в набор 21/III 1977 г.
Подписано к печати 27/XII 1977 г.
Л-85539 Формат 70×108^{1/16}
Бумага тип. № 1
Физ. печ. л. 22,0
Уст. печ. л. 30,8
Уч. изд. л. 30,06 Изд. № 28
Зак. 97 Тираж 6942 экз.
Цена 2 р. 40 к.

Издательство
Московского университета.
Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.
Типография Изд-ва МГУ
Москва, Ленинские горы