

RELATION BETWEEN THE DRAINAGE PATTERN AND TECTONIC FISSURES AT THE SOUTHERN SLOPE OF THE MOSCOW SYNECLISE

I. D. KARTAYEV

Summary

Typical features of gully system development and geological structure of the south slope of the Moscow syncline define the region to be a zone of intensive latent jointing. Predominant latitudinal direction of erosion valleys of any order is determined by the main fissure strike, the fissure plane dip causes the valleys asymmetry. Being situated at the contact of the Moscow syncline and Voronezh anticline the territory seems to be an extension zone because of the structures movements in opposite directions. Joints are usually formed at lateral parts of such structures.

УДК 551.435.72 (574.5)

Н. И. КРИГЕР, Н. П. БЕЗГИН, Г. Д. ЗЯБЛИКОВА

ДЕФЛЯЦИЯ В ИСТОРИИ РЕЛЬЕФА АРИДНЫХ РАЙОНОВ (на примере Малого Каратау)

Большая роль ветра в формировании горных и подгорных пустынь несомненна, но плохо изучена. Не только ураганы, бури и смерчи, но и менее быстрое движение воздуха имеет большое геологическое значение при длительном воздействии. По Б. А. Федоровичу (1970), средняя мощность ежегодно удаляемого дефляцией материала составляет на такырах 0,07—0,33, на солончаках 0,04—7,0 см, а на территориях оголенных песков она еще более значительна. Распространив эти темпы пустынной денудации на прошлые геологические эпохи, мы получим представление о ветре как мощном факторе геоморфогенеза. Известно, что засушливый, благоприятствующий эоловым процессам режим в Средней Азии и Казахстане установился по крайней мере в неогене (Федорович, 1946; Марков и др., 1965), однако интенсивность эоловых процессов в геологическом прошлом не была постоянной.

Нами предпринята попытка оценить роль ветра в истории рельефа аридных районов на примере Малого Каратау (Южный Казахстан). Часть материала по этому вопросу опубликована ранее (Кригер, Семенов, 1951, 1953).

Южноказахстанские Каратауские горы (Большой и Малый Каратау) принадлежат к позднекаледонской складчатой системе. В течение альпийского этапа развития здесь происходили глыбовые движения, благодаря которым абразионные позднемиоценовые и палеогеновые поверхности ныне подняты на 500—2200 м над уровнем моря. Допуская, что рост гор начался от уровня моря с начала неогена, т. е. 25 млн. лет назад, мы получим среднюю скорость поднятий 0,02—0,10 мм в год. Поднятия, вероятно, временами замедлялись или ускорялись. Сейсмичность района невысокая (6—7 баллов). Принимая сейсмичность за критерий интенсивности тектонических процессов, можно предположить умеренные современные поднятия Каратау. Имеются указания (Финько, 1964) на современные относительные поднятия Каратау по данным повторного нивелирования, но, поскольку последнее не сопровождалось специальным изучением инженерно-геологических условий реперов, воз-

можно, что относительное опускание реперов по обе стороны Каратау связано с уплотнением лессовых грунтов.

Тем не менее сам факт существования гор с поднятыми меловыми и палеогеновыми отложениями свидетельствует о неотектонических движениях. Вероятно, наиболее интенсивные поднятия происходили в неогене и начале плейстоцена.

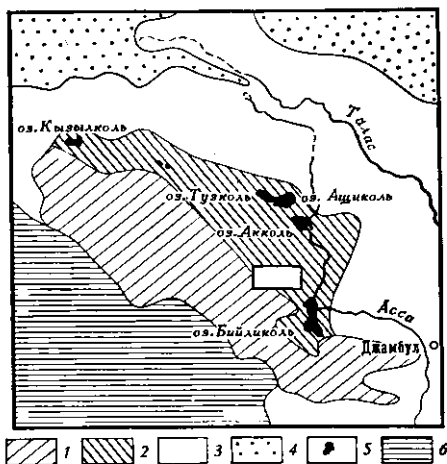
Роль эоловой денудации в развитии рельефа Малого Каратау. На территории гор Малый Каратау в современную геологическую эпоху господствует климат полупустыни. Годовое количество атмосферных осадков в районах с абсолютными отметками от 200 до 820 м составляет от 195 до 510 мм. В высших точках хребта количество осадков должно превышать эти цифры. Испаряемость на высотах 200—500 м равна 1000—1250 мм в год. Суточные амплитуды температур равны 2,9—7,5 (Ачисай) и 5,7—15,9°С (Джамбул).

Таким образом, климат Каратау достаточно аридный, что благоприятствует физическому выветриванию и дефляции. Засушливость климата, имевшая место и в плейстоцене, по-видимому, обусловила отсутствие плейстоценовых ледников в Каратау.

По условиям развития эоловых процессов Малый Каратау и расположенную к северо-востоку от него равнину можно разделить на три

Рис. 1. Схема районирования Малого Каратау и соседних территорий по проявлению эоловых процессов.

1 — горы Малый Каратау с неоген-четвертичными дефляционными формами; 2 — подгорная равнина с куэстовым ландшафтом и молодыми дефляционными котловинами; 3 — равнина с покровом аллювиальных и пролювиальных отложений; 4 — эоловые пески; 5 — главные озера в дефляционных котловинах; 6 — Большой Каратау (горы и межгорные впадины); четырехугольником показана область развития дефляционных котловин, описанная в статье Н. И. Кригера и А. С. Семенова (1931)



района (рис. 1): собственно горы Малый Каратау, подгорная равнина и Чуйская низина с песчаной пустыней Муюнкум.

Горы Малый Каратау состоят из чередования хребтов и межгорных впадин. До сих пор отсутствуют надежные данные, позволяющие говорить об образовании подобного рельефа за счет относительных дифференциальных поднятий и опусканий (Кригер, Семенов, 1953; Кригер, 1961). Зато характерна зависимость форм рельефа от состава пород. Например, в юго-восточной части Малого Каратау положительные формы рельефа приурочены к прочным, сопротивляющимся выветриванию породам.

Для рельефа Малого Каратау характерна эпигенетическая гидрографическая сеть. Долины рек пересекают хребты Кокджон, Бултуку и Актау, а также разделяющие их межгорные впадины Большой Карой и Малый Карой. Впадины приурочены к участкам распространения кремнисто-сланцевых отложений. Последние при выветривании образуют мелкий щебень и легко раздуваемый мелкозем. Межгорные впадины нельзя рассматривать как нормальные эрозионные долины, они не имеют признаков флювиального происхождения. Их рельеф остаточный, эолово-денудационный. Террасы (в большинстве случаев сильно разрушенные

и развеванные) приурочены лишь к эпигенетическим долинам (Кригер, Семенов, 1953). Любопытная картина наблюдается во впадине Малый Карой близ пересечения ее рекой Тамды. Здесь малокаройская свита сложена «стоящими на головах» кремнистыми сланцами, выветривающимися легче, чем известняки, слагающие соседние хребты Булдук и Актау. В средней части малокаройской свиты имеется маркирующий прослой черных, устойчивых по отношению к выветриванию кремней (их залегание см. Кригер, 1953, рис. 64), в рельефе образующих гряды, высота которой в некоторых точках приближается к высоте хр. Актау. Все это доказывает, что Малокаройская впадина является денудационной. Поскольку во впадине нет следов флювиальной эрозии, остается объяснить ее происхождение за счет выветривания и дефляции. Речные террасы Тамды пересекают Малокаройскую впадину (Кригер, Семенов, 1953). Верхняя терраса имеет высоту около 100 м. Если ее отнести к началу плейстоцена (или концу неогена), то надо заключить, что Малокаройская долина уже существовала в неогене, хотя глубина ее была меньше, чем ныне. Принимая, что Малокаройская впадина углублена относительно соседних хребтов в среднем на 200 м и что длительность неогена (с четвертичным периодом) составляет 25 млн. лет, получаем величину углубления впадины, в среднем равную 1 м за 125 тыс. лет или 8 мм за 1000 лет. При длине Малокаройской впадины около 80 и ширине 2,5—4,5 км объем вынесенного материала составляет приблизительно 47 км³. Данная оценка денудационной работы ветра скорее преуменьшена, чем преувеличена. Для сравнения отметим, что для Устюрта оловая денудация оценивается величиной не менее 30 мм за 1000 лет (Полканова, Шолохов, 1971).

Денудационная работа ветра обнаруживается также на равнине вдоль северо-восточного подножия Малого Каратау. Здесь выровненная поверхность высотой 370—550 м над уровнем моря сложена складчатыми девонскими и каменноугольными породами, почти ненарушенным палеогеном и гранитами с покровом четвертичных образований. Благодаря избирательной денудации хорошо выражены куэсты и дефляционные котловины (Кригер, Семенов, 1951). На рис. 1 показаны котловины (все наиболее крупные и некоторые небольшие), упоминаемые в тексте.

Самая крупная котловина занята оз. Бийлю-Куль (Колов, 1930; Кригер, Семенов, 1953; Кригер, 1961); ее длина около 10 км, ширина 5—7 км (в средней части лишь около 1,5 км, что связано, по-видимому, с подземным продолжением слабыветривающихся известняков небольшого хребта Джетым-Чоку). К северу от озера расположена заполненная озерными отложениями котловина Коркыт-куль, размеры которой 20×10 км (Кригер, Семенов, 1953). По берегам оз. Бийлю-куль протягиваются одна-две невысокие озерные террасы.

К северо-западу от оз. Бийлю-куль имеются многочисленные замкнутые впадины, приуроченные к выходам гранитов (Насын-куль) или глинистых мергелей, зажатых между прочными песчаниками. Во всех случаях котловины приурочены к породам, сравнительно легко выветривающимся и раздуваемым. На дне котловин располагаются озера (Аут, Акчокур), солончаки (Насын-куль) или такырообразные поверхности. По краю котловин, или в виде останцов в их средней части, нередко наблюдаются одна или две древние террасы, свидетельствующие о перерывах в процессе дефляционного углубления котловин.

Углубление котловин происходит в результате выноса ветром песчано-пылеватых продуктов физического выветривания коренных пород, раздувания пухлых солончаков, а также раздувания такырной корочки. Последняя нередко закручивается по краям каждого такырного полигончика, отделяется от материнской поверхности, в результате чего образуются глинисто-пылеватые трубочки «пустынного папируса»,

которые перекатываются ветром, ломаются и истираются, превращаясь в пыль.

В добавление к ранее описанным котловинам (Кригер, Семенов, 1951, 1953) укажем, например, котловину Мын-чокур в 5 км к северо-востоку от пос. Каратау (Чулак-тау) или в 0,5 км к северо-востоку от котловины Ак-чокур. Котловина Мын-чокур размером $1,8 \times 0,5$ км вытянута на северо-запад в соответствии с простиранием слоев. Склоны котловины крутые, высотой 10—13 м, сложены каменноугольными мергелями, аргиллитами, песчаниками и известняками. На склонах лежат суглинки мощностью 0,2—1,0 м, увеличивающейся вниз по склонам. На дне котловины таырообразная поверхность, сложенная элювиальными и делювиальными суглинками (0,5—2,2 м), подстилаемыми дресвяно-щебенчатым и глинистым элювием. Грунтовые воды лежат на глубине 0,8—3,3 м.

На дне других котловин данного района шурфы также вскрывают элювиальные суглинки и супеси мощностью 0,5—2,0 м, переходящие вниз в трещиноватые аргиллиты, песчаники или глинисто-мергелистые породы. Углубление подобных котловин происходит преимущественно за счет дефляции таырообразных поверхностей в летний сезон. Лишь иногда наблюдается преобладание процессов аккумуляции. Например, некоторыми скважинами в котловине Ак-чокур обнаружено переслаивание суглинков и галечниково-щебенчатых образований. Область распространения замкнутых котловин простирается и далее на 20—30 км на север, где имеются котловины диаметром до 5 км и больше, занятые озерами Ак-куль и Кызыл-куль.

Наряду с замкнутыми котловинами местами имеются столовые останцы. Редкие останцы в окрестностях пос. Каратау представляют собой остатки эрозионной V террасы (30—35 м) р. Тамды. Территория развития котловин и куэст к северу от пос. Каратау, может быть, отвечает поверхности эрозионной IV террасы р. Тамды.

Котловины на подгорной равнине Малого Каратау в основном голоценовые (см. ниже). Подсчитанный их объем (вместе с котловиной оз. Бийлю-куль) около $0,36 \text{ км}^3$, что далеко не полностью характеризует интенсивность ветровой денудации, поскольку мы не учитываем вынос материала в связи с образованием куэстового рельефа.

История котловины Инталы. История дефляции на подгорной равнине Малого Каратау хорошо иллюстрируется на примере котловины Инталы, расположенной западнее р. Чабакты у выхода ее из гор на равнину. Для выяснения строения котловины нами пройдено в данном районе 147 скважин. Геоморфология района котловины показана на рис. 2.

Основными геоморфологическими элементами района являются поверхности А и В высотой 400—500 и 370—380 м, сложенные палеозоем; на поверхности В палеозой прикрыт палеогеном мощностью 3—19 м.

Река Чабакты прорезала уровни А и В и образовала три древние террасы. Терраса III, сложенная цоколем коренных пород, галечниками и покровными лёссовидными суглинками, имеет высоту 6—12 м над рекой. Терраса II, сложенная галечниками и лёссовидными суглинками, обычно на 2—4 м ниже террасы III. Терраса I, сложенная голоценовыми галечниками, возвышается на 3—5 м над рекой. Дно современной долины, по которому блуждает р. Чабакты, сложено современным аллювием.

Заслуживает внимания особенность распространения II террасы. Ниже точки выхода р. Чабакты из узкой долины на равнину (на поверхность В) эта терраса отходит от реки, образуя самостоятельную долину, и направляется сначала на запад, затем на север.

Котловина Инталы, врезанная в поверхность В, имеет неправильные очертания. Склоны котловины обычно крутые. Видимая граница котловины с III террасой реки отсутствует и приблизительно восстанавли-

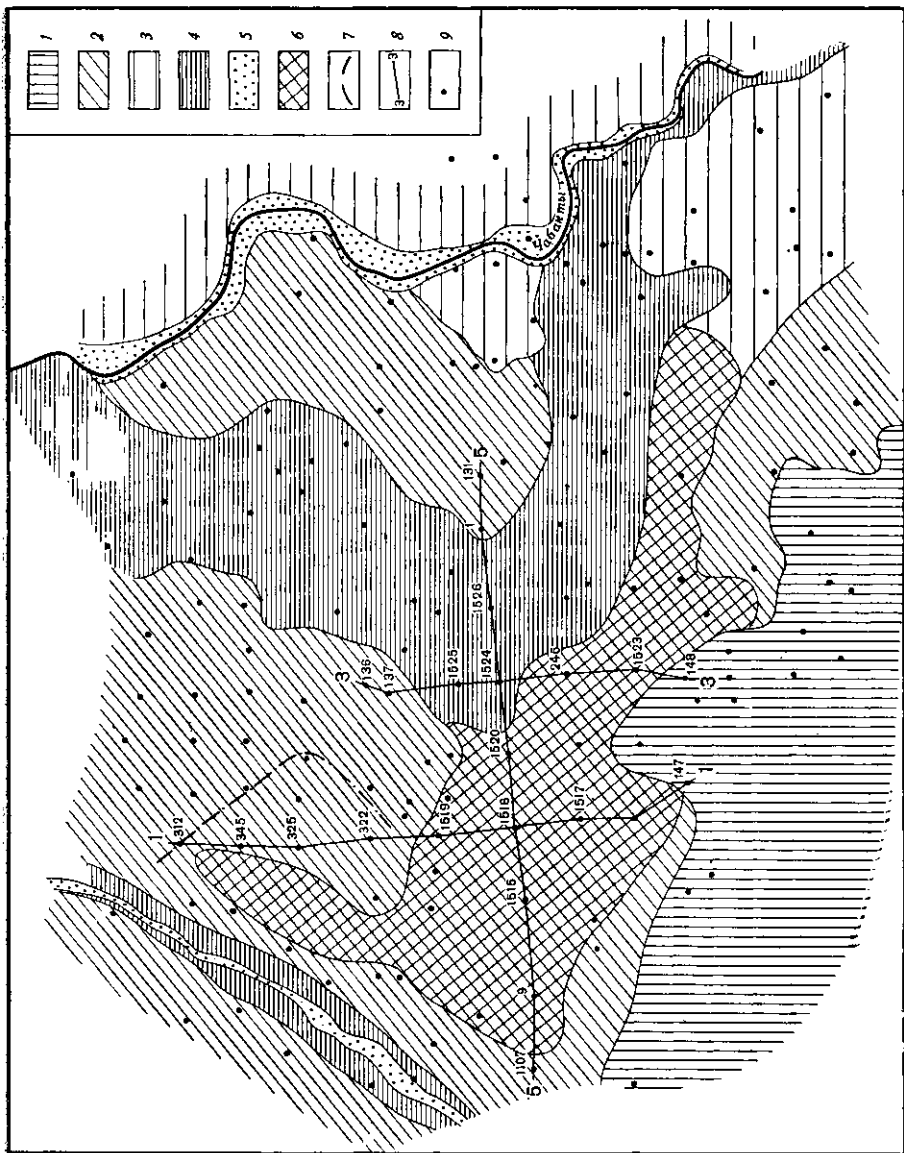


Рис. 2. Геоморфологическая схема района котловины Инталы.

1 — денудационная поверхность А; 2 — денудационная поверхность В; 3 — III терраса р. Чабакты; 4 — II терраса р. Чабакты; 5 — I терраса р. Чабакты; 6 — котловина выветривания Инталы; 7 — галечник, погребенной палеогеной долина; 8 — линии геологических разрезов, 9 — буровые скважины (на разрезах с номерами).

вается лишь на основе геологического строения (в котловине отсутствует древний аллювий).

В геологическом строении района Инталы принимают участие отложения каменноугольные (переслаивание конгломератов, песчаников, аргиллитов, мергелей и известняков, преимущественно падающих на северо-восток), палеогеновые (переслаивание песков, галечников, песчаников, конгломератов, серых загипсованных глин) и четвертичные. Мощность палеогена (вероятно, асказансорская свита, см. Елисеев, 1961) составляет 3—8 м, но местами он выклинивается. Несколько скважин подсекли заполненную палеогеном эрозионную впадину (рис. 2), в пределах которой мощность палеогена увеличивается до 17—19 м. Кроме этих образований должен быть отмечен элювий каменноугольных отложений (дресвяно-щебенчатые образования, темно-бурые и желто-бурые глины и суглинки с дресвой и щебнем). Элювий перекрыт палеогеном или четвертичными отложениями. Наибольшего наше-

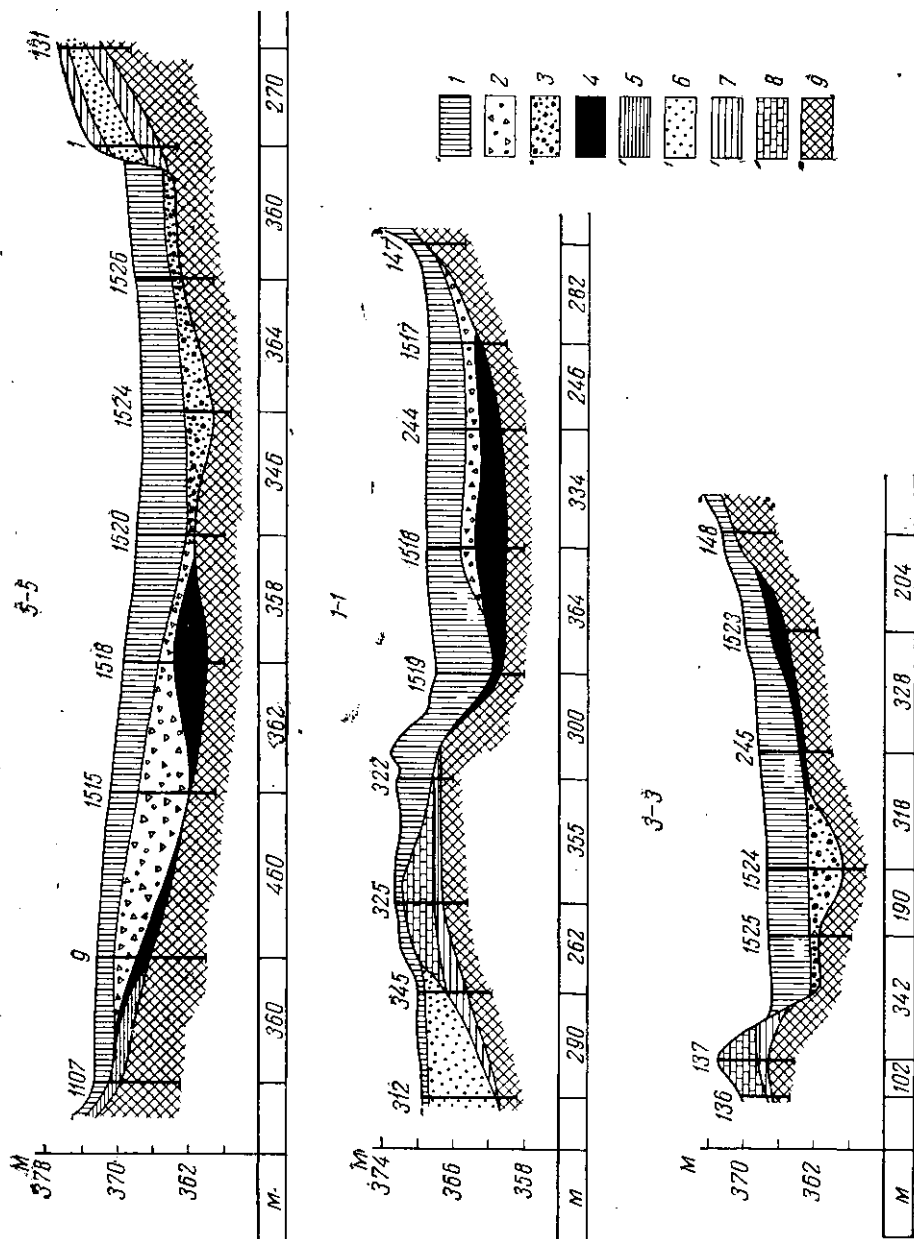


Рис. 3. Геологические разрезы через котловину Инталы.

го внимания заслуживают четвертичные отложения: аллювий, делювий, пролювий и такырные образования (рис. 3).

Современный и древний аллювий (пески, галечники, конгломераты с карбонатным цементом, супеси) имеет мощность 0,5—8,1 м.

К делювию отнесены лёссовидные суглинки и супеси, нередко с включениями дресвы и щебня. Местами (район скв. 260) эти отложения залегают на изолированных возвышенностях, что говорит о важной роли приноса пыли ветром в седиментогенезе делювия. Мощность делювия (или эолово-делювиальных отложений) составляет 0,5—8,2 м.

Пролувий (выносы из небольших саев) представлен гравийно-галечниковыми и щебенчато-галечниковыми отложениями с суглинистым или супесчаным заполнителем пустот.

К ископаемым такырам нами отнесены буроватые глины и супеси на дне котловины, залегающие под делювием и пролювием. В образовании такыров принимали участие выветривание, почвообразование (деятельность сине-зеленых водорослей) и делювиальный намыв, хотя роль последнего незначительна, поскольку мощность такырных глин и супесей на дне котловины редко превышает 1,5—2,0 м (рис. 3).

В основу стратиграфического подразделения отложений Инталы положено чередование фаз с относительно более влажным (плювиальным) и сухим (аридным) климатом. Хотя климат в течение всего четвертичного периода оставался здесь аридным и семиаридным, степень аридности изменялась. С более аридными фазами следует связывать дефляцию и образование замкнутых котловин, образование такыров, а на равнине иногда врезание долин, если оно происходит при участии дефляции. С относительно плювиальными фазами следует связывать более интенсивную эрозию и аккумуляцию древнего аллювия (галечники, характеризующие инстративный и перстративный этапы формирования долины), а также, по-видимому, накопление обломочных пролювиальных отложений. Накопление делювиальных и делювиально-эоловых лёссовидных суглинков, вероятно, происходило в относительно «умеренных» условиях, не отвечающих крайним аридным или плювиальным.

В четвертичной истории котловины Инталы можно выделить следующие палеогеографические фазы (считая с древнейшей):

а) Расчленение рельефа благодаря деятельности ветра и воды (неровности рельефа в основании аллювия III террасы составляют 6—8 м). б) Накопление аллювия III террасы (мощность 1—6 м), размыв аллювия при врезании долин (плювиальная фаза). в) Расчленение рельефа деятельностью ветра. Дефляция создает котловину Инталы, внутри которой развиваются такыры (аридная фаза). г) Накопление и размыв аллювия II террасы. Котловина Инталы не заливалась водами р. Чабакты и здесь происходило отложение грубообломочного пролювия. Дно котловины сливается с поверхностью II террасы реки, что свидетельствует об одновременности пролювиальных и аллювиальных отложений (плювиальная фаза). д) Образование делювиальных и эолово-делювиальных лёссовидных суглинков, перекрывающих котловину Инталы (фаза вероятного уменьшения плювиальности). Возможно, что суглинки данного района образовались не в одну эту фазу, но их морфологическое и литологическое сходство пока не позволяет провести подразделение. е) Расчленение рельефа благодаря деятельности ветра и воды. Котловина Инталы местами, по-видимому, углублена дефляцией (аридная фаза). ж) Накопление аллювия I террасы. Климат относительно плювиальный. з) Врезание долин и накопление современного аллювия.

Таким образом, образование котловины Инталы произошло в эпоху между этапами накопления аллювия III и II террас р. Чабакты. Вероятно, это была аридная эпоха с интенсивными процессами дефляции. В последующем котловина подвергалась лишь небольшим преобразованиям.

Некоторые выводы. На примере Малого Каратау можно видеть, что в формировании рельефа горных и подгорных пустынь и полупустынь ветер играет большую, часто недооцениваемую роль. В Средней Азии интенсивная дефляция началась по крайней мере еще в неогене.

В неогене и первой половине плейстоцена при участии дефляции сформировались основные черты морфологии гор. В последующее время интенсивность дефляции в общем, может быть, даже увеличилась. В течение геологически короткого отрезка времени образуются котловины выдувания, куэстовый ландшафт и останцы.

Вероятное сопоставление рельефообразующих событий четвертичного времени в разных частях подгорной равнины Малого Каратау

Климатические эпохи		Участки подгорной равнины				
		оз. Бийлю-куль	Котловины 2, 6, 8 севернее низовья р. Тамды	Низовья р. Тамды	р. Чабакты при выходе из гор	Котловина Инталы
Голоцен	Современная (аридная)	Стадия Бийлю-куль	Образование днищ котловин, продолжение дефляции	Накопление аллювия	Накопление аллювия	
	Плювиальная	Формирование I террасы (1,5—2,0 м)	Образование поверхности террасы высотой 0,5—2,0 м, замедление дефляции	Накопление аллювия I террасы (1 м)	Накопление аллювия I террасы (3—5 м)	
	Аридная			Дефляция		Дефляция; образование лёссовидных суглинков
	Плювиальная (резко выраженная)	Формирование II террасы (4,5—5,0 м), стадия Коркыт-куль	Образование поверхности террасы высотой 3—6 м	Накопление аллювия II террасы (1,5—3 м)	Накопление аллювия II террасы (4—8 м)	Выносы пролювия в котловину
	Аридная (резко выраженная)	Дефляция, образование котловин Бийлю-куль, Коркыт-куль	Дефляция, образование котловин			Дефляция, образование котловины
Плейстоцен	Плювиальная	Формирование III аккумулятивной террасы р. Ассы (7—11 м)		Эрозия. Накопление аллювия III террасы (10—12 м)	Накопление аллювия III террасы (8—12 м)	
	Аридная				Дефляция	

Напряженность дефляции в течение четвертичного времени изменялась. Чередование аридных и относительно более пловияльных климатических фаз дает хорошую базу для обоснования стратиграфии четвертичных отложений. В таблице мы приводим опыт сопоставления событий четвертичного времени в различных частях подгорной равнины Малого Каратау. К сожалению, отсутствие палеонтологического обоснования не дает возможности увязывать данную стратиграфическую схему с общей хронологической схемой четвертичного периода.

Учитывая, что углубление небольших дефляционных котловин происходит преимущественно за счет сезонного развевания тонкой (1 мм) корочки такыров, и принимая среднюю скорость дефляции равной 1 мм/год, мы можем получить порядок цифр, определяющих возраст котловин. Поскольку после пловияльного периода котловины севернее нижнего течения р. Тамды углубились за счет дефляции на 3—6 м (Кригер, Семенов, 1951), возраст конца пловияла можно ориентировочно оценить в 4000—5000 лет. Подобная датировка конца пловияла согласуется с данными по Кызылкумам, полученными на основе археологических исследований (Виноградов, Мамедов, 1972). При этих условиях предшествовавший резко выраженный аридный этап, в течение которого образовались впадины Бийлю-куль, Инталы и др., мы относим к первой половине голоцена или концу плейстоцена. Террасы высотой 8—12 м на реках Асса, Тамды, Чабакты имеют, вероятно, плейстоценовый возраст.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. В., Мамедов Э. Д. Стратиграфия четвертичных отложений низовьев Зеравшана и Юго-Западных Кызылкумов в свете новейших археологических исследований. «Бюл. Комис. по изуч. четв. периода АН СССР», № 38, 1972.
- Елисеев В. И. Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной окраины Чуйской впадины. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», вып. 56, 1961.
- Колов С. Н. Материалы для геологии и гидрогеологии оз. Бийлю-куль Сыр-Дарьинского округа. «Вестн. ирригации», № 5, 1930.
- Кригер Н. И. Трещиноватость и методы ее изучения при гидрогеологической съемке. «Матер. по инж. геол.», вып. 2, Металлургиздат, 1953.
- Кригер Н. И. О молодой тектонике в Каратау (по поводу статьи В. В. Галицкого). «Вопр. географии», № 52, 1961.
- Кригер Н. И., Семенов А. И. К характеристике котловин юго-западной окраины Чуйской равнины. «Проблемы физ. геогр.», вып. 13, 1951.
- Кригер Н. И., Семенов А. И. Роль молодой тектоники в геоморфогенезе Малого Каратау. «Изн. Всес. Геогр. о-ва», т. 85, № 5, 1963.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период, т. 2, Изд-во МГУ, 1965.
- Полканова Л. П., Шолохов В. В. О размерах денудации и генезис рельефа плато Устюрта. «Бюл. МОИП. Отд. геол.», т. 46, вып. 1, 1971.
- Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнины Средней Азии. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 37, Проблемы палеогеографии четвертичного периода, 1946.
- Федорович Б. А. Интенсивность современных эоловых процессов в пустынях СССР. В кн. «Современные экзогенные процессы рельефообразования». М., «Наука», 1970.
- Финько Е. А. Связь современных тектонических движений земной коры с новейшими структурами в предгорных и низкогорных районах Тянь-Шаня. В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., «Наука», 1964.