

МОЖАЕВА В. Г.

## УРОВНИ РЕЛЬЕФА ОСТРОВНЫХ ПЕСЧАНЫХ МАССИВОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

Песчаные массивы юго-западной Туркмении (Сайнаксак, Гейрджаы, Ханбаагы, Машад и др.) изучались многими исследователями [1—4 и др.]. Установлено, что слагающий их песчаный материал отложен водами хвалынского бассейна, но рельеф массивов создан эоловыми процессами [4—6 и др.].

Крупномасштабное геоморфологическое картографирование этих массивов, проведенное нами с использованием материалов аэрофотоъемки, показало, что бросающиеся в глаза морфологически разнообразные эоловые формы являются лишь вторичным орнаментом. Основными в строении массивов оказываются уровни, или ступени, занимающие определенное гипсометрическое положение (рис. 1). Эти уровни, как правило, имеют ширину от нескольких сот до нескольких тысяч метров. Местами они отчетливо выражены в рельефе в качестве горизонтальных поверхностей, большей же частью осложнены положительными эолово-аккумулятивными и отрицательными дефляционными формами. Площади распространения морфологических разновидностей песчаных форм (грядовых, ячеистых и др.) не согласуются с границами уровней.

В этом отношении показателен массив Сайнаксак. Песчаный рельеф массива очень разнообразен по морфологическим типам песков: встречаются грядовые, грядово-ячеистые, равнинные, бугристые, котловинные и другие типы песков. Именно эти формы эолового рельефа и изучались обычно при геоморфологических исследованиях. В то же время такая черта рельефа, как ступенчатость, или ярусность, оставалась несвещенной. Профилирование рельефа песков позволило по абс. высоте наметить пять уровней, м: около 0, 7—8, 14—16, около 20 и более 30. В самый нижний уровень вложены цепочки понижений, в плане образующие линейные формы, дно которых располагается ниже —13 м. Самый высокий уровень песчаного рельефа северной части массива Сайнаксак имеет абс. высоту более 30 м (до 38), которая несколько увеличивается к востоку. Этот ярус песков занимает центральную часть массива ( $mQ_{III}hv_1^2$  на рис. 2). Он развит сплошным полем и только в пределах Гограньдагской структуры разбит на «острова». Составлен он отдельными столообразными в профиле и ромбовидными в плане песчаными формами, вытянутыми на север.

Западную часть массива (рис. 2) образует песчаный рельеф более низкого уровня (абс. высота около 20 м, преобладающие отметки 16—18 м). В его пределах развит крупногрядовый эоловый рельеф с обилием крупных дефляционных западин неправильной формы глубиной до 20—30 м, их преобладающая ориентировка 30—40°. Характерная особенность — изрезанность северной и западной границы уровня вплоть до наличия «островов». Причина этого, на наш взгляд, кроется в постоянно проявляющейся тенденции к поднятию этого участка берега в связи с ростом антиклинальной структуры Гограньдаг и отсюда — к усиленной абразии во время трансгрессий Каспия, а после его отступления — сильной ветровой эрозии в континентальных условиях.

С севера и востока песчаного массива у его подножия можно наблюдать различные по площади участки равнинных песков и гладких, как стол, такыров с абс. высотой около 6—7 м. По-видимому, это один из уровней стояния Хвалынского бассейна, в котором в пределах прогибов (соответственно Гяурлинского и Шахманского) шло отложение осадков глинистой фракции. Песчаные осадки, слагающие дно мелководных участков моря, после его отступления, подвергались сильной эоловой переработке и перемещению. Поэтому и на этом уровне также много эоло-

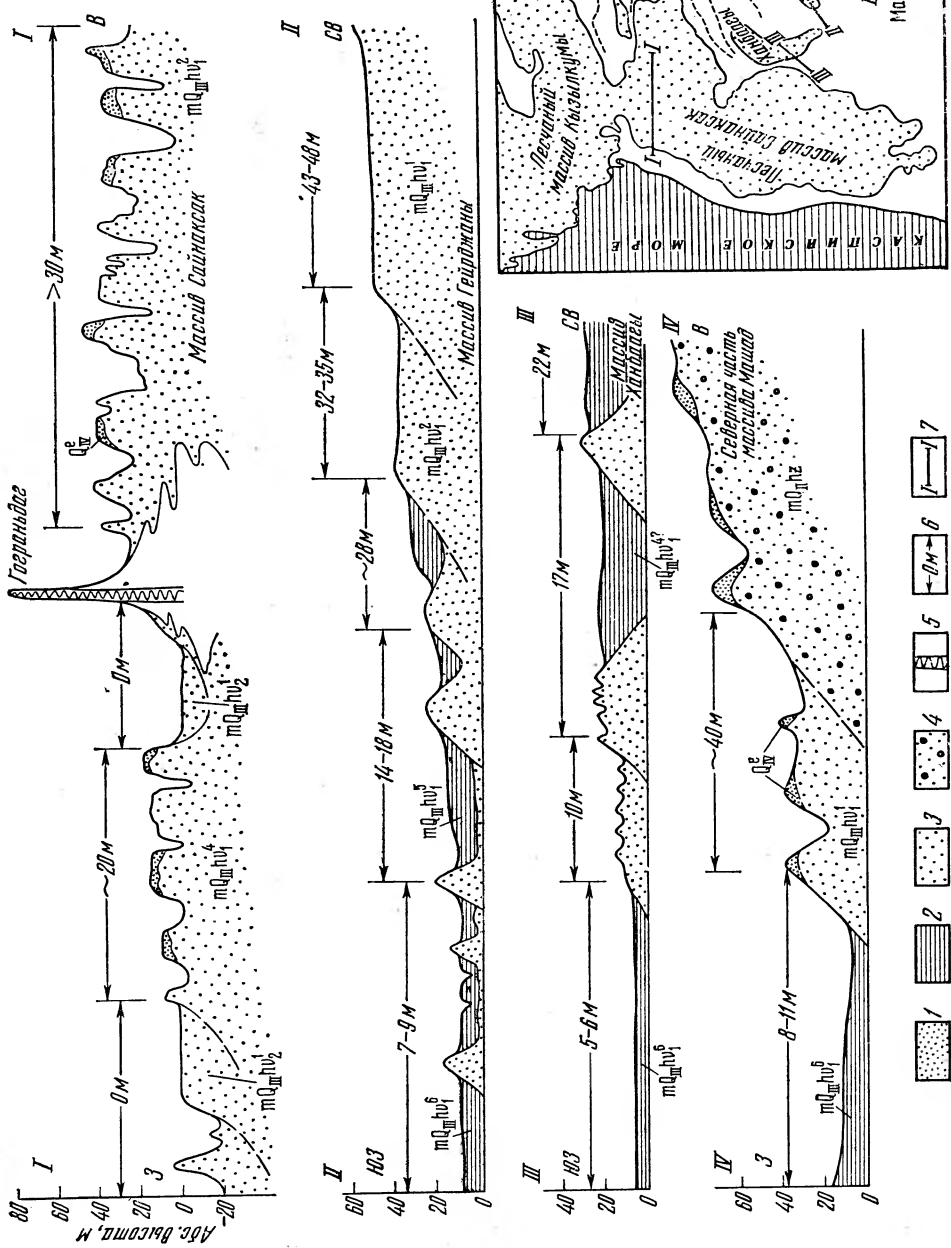


Рис. 1. Схематические геоморфологические профили песчаных массивов юго-западной Туркмении  
 1 — золотые пески; 2 — лессовидные суглинки и глины; 3 — пески, отложенные во время хвалынской трансгрессии; 4 — пески хазарского возраста; 5 — грязевая брекчия; 6 — уровни песчаного рельефа в осторовных массивах; 7 — местоположение профилей (на врезке)

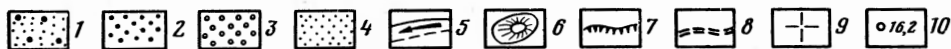
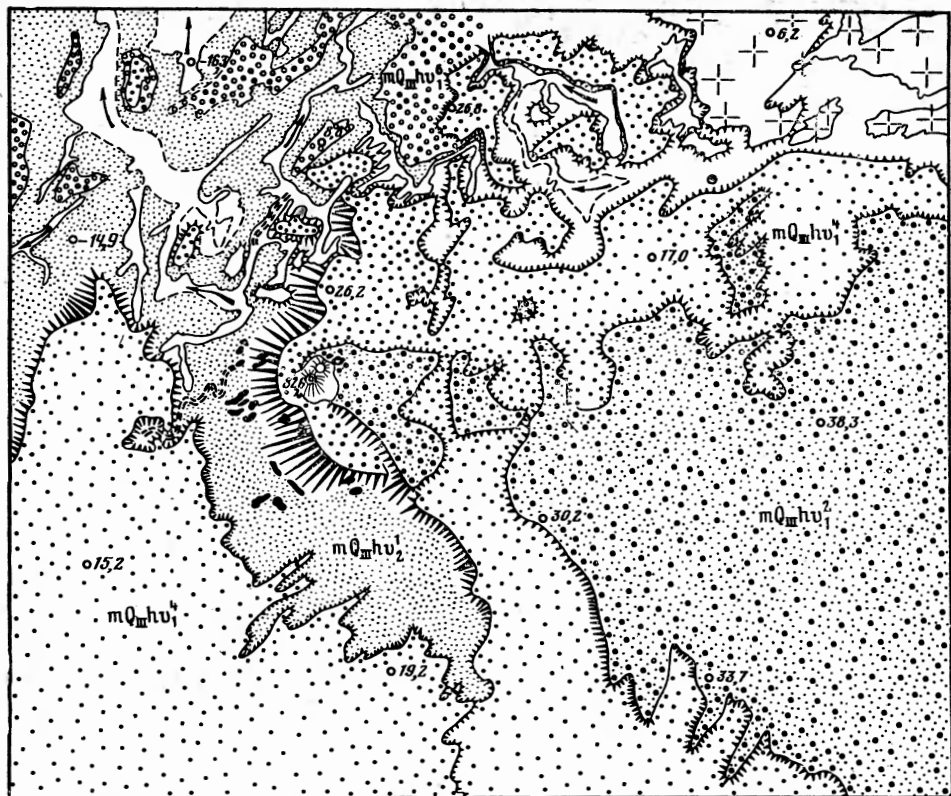


Рис. 2. Геоморфологическая карта западной части песчаного массива Сайнаксак района Гограньядагской структуры

**Типы рельефа:** абразионно-аккумулятивный рельеф морских террас Хвалынского моря с современной эоловой переработкой — уровни песчаного рельефа  $Q_{III}hu_{1-2}$  возраста: 1 — песчаный холмисто-грядово-котловинный рельеф поверхности террасы высотой более 30 м; 2 — песчано-грядовый с отдельными котловинами рельеф поверхности террасы высотой около 20 м; 3 — плоский, реже слабогрядовый рельеф, сложенный такырными глинами или песками, высотой около 6 м; 4 — плоский равнинный рельеф песчано-глинистой поверхности дна залива абс. высотой около 0 м; 5 — реликты позднихвалынской эрозионной сети — цепочки засоленных котловин на абс. высотах от —2 до —14 м. **Формы рельефа и прочие обозначения:** 6 — конус интенсивно размываемого грядевого вулкана высотой 62—82 м; 7 — бровки морских террас; 8 — современные эрозионные врезы глубиной до 3 м; 9 — такыры — дефлированные поверхности плотных морских глин; 10 — абс. отметки

вых положительных форм рельефа. Относительные превышения их 5—7 м.

Уровень песчаного рельефа на абс. высоте около 0 м (наиболее распространены отметки 2,5—3 м) развит в основном в северо-западной и южной частях массива и серпообразно изогнутым, слепо замыкающимся и в настоящее время сухим «заливом» огибает Гограньядагский вулкан. Эта ступень рельефа хорошо сопоставляется с морской равниной, широко развитой к югу от массива Сайнаксак. Поверхность этого уровня также не плоская, а изобилует отрицательными и положительными неровностями различного генезиса с отн. высотами до 5 м. В одних случаях это изометричные в плане, располагающиеся цепочкой засоленные понижения, и других — гряды и холмы нанесенных ветром песков, ориентированные, как правило, согласно преобладающим юго-западным ветрам и иногда перегораживающие весь залив.

Относительно ровными с микрорельефом мелких террас, русел и песчаных косичек являются лишь поверхности дефлированных глинистых линз, вытянутых в «заливе» цепочками, параллельными его осевой линии. Поверхность такыров наклонена от вулкана Гограньядаг; углы падения

достигают 5—6°. По-видимому, это «стратотакыры» (по В. П. Мирошниченко [7]), наклоненные вследствие роста Гограньдагской складки. Наличие новейших поднятий подтверждается и распределением абс. высот поверхностей этих глин по дну «залива»: —2,5; —4,8 м на оси структуры и —9 м при удалении от нее на юг.

В поверхность нулевого уровня вложены цепочки глубоких (—13—14 м) удлинённых котловин, на дне которых вскрываются сильно засоленные морские осадки. По-видимому, это следы древней эрозионной сети, существовавшей после ухода первого новокаспийского бассейна. В пределах Сайнаксакского массива эти реки развивались в первую очередь на дне в то время уже сухого «залива», огибающего Гограньдагскую структуру.

Вышеописанные уровни приблизительно на тех же абс. высотах, что и в массиве Сайнаксак, отмечались и прослеживались нами и в других островных песчаных массивах Западной Туркмении: Ханбаагы, Гейрджаны, Машад. В их пределах отчетливы ступени на гипсометрических уровнях, м: 0, 5—8, около 20, более 30 и около 47—48 (рис. 1). Мезо- и микронеровности рельефа этих уровней имеют амплитуду от 2 до 12 (чаще всего) и даже 30 м, причем возрастает она с повышением абс. высоты уровня, что связано с увеличением длительности срока ветровой деятельности на более древних ступенях или с увеличением вертикальной расчлененности процессами дефляции на участках локальных структур (рис. 1, уровень около 30 м).

Степень выраженности этих ступеней определяется их местоположением в структуре Западно-Туркменской низменности: более отчетливы их элементы (бровки и тыловые швы) на участках поднятий (Гограньдагском, Карадашлинском, Аджийском и др.), здесь же несколько завышена и их абс. высота (более 30 м на Экизакском поднятии, с 18 до 22 м на Кармарской структуре)<sup>1</sup>. В пределах прогибов уровни становятся ниже. Так, в Гяурлинском прогибе абс. высота 20-метрового уровня 17—18 м, в Шахманском прогибе нулевой уровень снижается до отрицательных отметок, а 7—8-метровый становится 5-метровым.

Как известно, различными исследователями в пределах равнин Западной Туркмении было обнаружено не менее восьми ступеней рельефа средне- и позднечетвертичного возраста на абс. высотах от —27 ÷ —26 до 48 ÷ 50 м [2, 3, 8 и др.]. Имеются мелкомасштабные схематические карты распространения береговых линий этих бассейнов [2, 8 и др.] и ныне сухих дельт некогда впадавших в них рек [3]. Полевое геоморфологическое картографирование с применением разномасштабных материалов аэрофото- и космических съемок совместно с топокартами позволило не только проследить эти морские террасы на равнине, но и наметить их распространение в виде уровней в пределах песчаных массивов.

В целом выраженность террасовых уровней в Западно-Туркменской низменности к югу от г. Кумдаг как в песчаных массивах, так и на глинистой равнине низкая, и непрерывное прослеживание их на большие расстояния, а иногда и опознавание на местности без материалов аэрофото- или других видов дистанционных съемок и крупномасштабных топографических карт очень затруднительно. Разделение уровней часто яснее намечается по ландшафтным признакам, чем в рельефе. Так, в 3 км западнее Арфадагского поднятия намечающийся перегиб поверхности равнины на абс. высоте 47—48 м подчеркивается сменой растительности, характера почв и микрорельефа: выше этой высоты равнина покрыта сплошным ковром голубоватой однолетней солянки *Halimolobos Karelinae* с относительно слабым засолением верхнего почвенного горизонта, с преобладанием среди микроформ рельефа русел временных водотоков с глубиной вреза от 0,2 до 0,5 м. Ниже 47 м располагается наклоненная на запад поверхность сплошь заросшая многолетними солянками *Salsola dendroides* и др., изобилуют мелкие бессточные сильно засоленные впадины и отрезки более глубоких коротких русел.

<sup>1</sup> Сведения о выраженности и высотах бровок и тыловых швов приводятся по данным полевых маршрутов и нивелирных профилей.

**Сопоставление абс. высот береговых линий стадий отступления хвалынского бассейна**

По П. В. Федорову [9]			По данным автора			
возраст террас	стадии отступления моря	абс. высота, м	возрастной индекс	абс. высота на равнине, м	абс. высота в песчаных массивах, м	название песчаных массивов
Q <sub>III</sub> hv <sub>1</sub>	Максимальная	47—48	Q <sub>III</sub> hv <sub>1</sub> <sup>1</sup>	47—48	47—48	Сайнаксад, Машад
		35—36	Q <sub>III</sub> hv <sub>1</sub> <sup>2</sup>	32		
		28—30	Q <sub>III</sub> hv <sub>1</sub> <sup>3</sup>	26—30	>30	
	Буйнакская	20—22	Q <sub>III</sub> hv <sub>1</sub> <sup>4</sup>	18—22	Около 20	Ханбаагы, Сайнаксад
		14—15	Q <sub>III</sub> hv <sub>1</sub> <sup>5</sup>		14—16	
Q <sub>III</sub> hv <sub>2</sub>	Туркменская	6	Q <sub>III</sub> hv <sub>1</sub> <sup>6</sup>	7—8	6—11	Сайнаксад, Гейрджаны
		0—2	Q <sub>III</sub> hv <sub>2</sub> <sup>1</sup>	0	0	
	Махачкалинская	—12	Q <sub>III</sub> hv <sub>2</sub> <sup>2</sup>	—10	—10	Все массивы Сайнаксад (юг)
		—16	Q <sub>III</sub> hv <sub>2</sub> <sup>3</sup>			

Склоны уровней лучше выражены на участках локальных поднятий как в пределах глинистой равнины, так и в песчаных массивах. В первом случае у бровок террас развиваются еще и короткие (3—5 км) эрозионные врезы, отсутствующие на других участках равнины. В прогибах или на пролювиальной равнине, где широко развиты русла временных водотоков, опознать склоны морских террас практически невозможно. Так, неясно их положение в пределах равнины Чоганлы и урочища Карагиль, расположенных к северу от песков Ханбаагы. Зато на западной периклинали Кармарской локальной структуры тыловой шов 18-метровой террасы повышается до 22 м, склон становится более крутым, отчетливым, фиксируется береговым валом и молодыми крутостенными параллельными мелкими оврагами. Отчетливо выражены элементы хвалынских террас к востоку и юго-востоку от песков Серчали, на юге — в районе Рустамкалинской и Гельгурденской локальных поднятий, где бровки 20- и 32-метровых террас в плане сильно изрезаны и относительно повышенные поверхности террас эродированы руслами временных водотоков.

Как известно, береговая линия максимальной стадии хвалынской трансгрессии почти по всему Каспию располагается на абс. высоте 47—48 м [2, 4, 9 и др.]. Прекрасно выраженная ступень в рельефе песков Машад на этих же абс. высотах свидетельствует о том, что западная часть этого песчаного массива абрадировалась раннехвалынским морем, и лишь после его ухода эта поверхность подверглась эоловой переработке [10 и др.].

Отмечаемые П. В. Федоровым [9] береговые линии, соответствующие стадиям отступления ранне- и позднехвалынского бассейнов, по абс. высоте почти точно соответствуют закартированным нами уровням как в пределах глинистой равнины, так и в островных песчаных массивах (таблица).

Сравнение абс. высот уровней песчаных массивов с уровнями глинистой равнины показывает, что они весьма близки, можно сказать, тождественны. Это дает основание считать, что уровни песчаного рельефа островных массивов являются также морскими террасами Хвалынского моря. Наличие уровней в песках — явление закономерное, правда в разных массивах распространенность разных уровней различна. Морские террасы, оставшиеся в виде песчаных равнин после ухода Хвалынского моря, явились тем первичным рельефом, который за короткий срок (71—42 тыс. лет [6]) был частично переработан ветром и получил современное выражение в виде грядовых, ячеистых, ячеисто-грядовых и других типов песков. Остатки именно этих террас можно наблюдать в виде плечиков, перегибов, ступенек на склонах гряд и ячей, осложненных современными эоловыми формами.

Таким образом, с нашей точки зрения, главным в строении рельефа песчаных массивов юго-западной Туркмении является наличие уровней морских террас хвалынского бассейна, которые после отступления последнего подвергались эоловой обработке. Вероятно, отложение песчаных фракций в хвалынском бассейне было predetermined новейшей тектонической структурой территории: они откладывались на участках воздымающихся блоков в местах развития антиклинальных поднятий, которым соответствовали участки мелководий. После ухода моря на таких участках остались песчаные массивы. И поскольку рост этих поднятий продолжался, то интенсивность эоловых процессов привела к сильной переработке поверхности рельефа, некоторому нивелированию уровней и созданию сложных сочетаний морфологических разновидностей песчаных форм, так бросающихся в глаза при геоморфологических исследованиях.

Геоморфологическое картографирование выявленных уровней на более широкой площади, изучение характерных особенностей слагающих их осадков, установление точных возрастных датировок, выявление количественных показателей деформаций поверхностей морских террас — дело ближайшего будущего.

В заключение отметим, что существование разновозрастных хвалынских уровней рельефа островных песчаных массивов в юго-западной Туркмении должно учитываться при поисках и выделении локальных структур, перспективных на нефть и газ. Следует помнить, что не каждое повышение абс. высоты в пределах массивов является следствием проявления новейших тектонических поднятий; вполне возможно, что оно связано с сохранением в современном рельефе более высоких и более древних морских террас. При изменении абс. высот песчаного рельефа прежде всего нужно установить, к какому уровню хвалынского бассейна относится исследуемый участок, а затем уже делать вывод о деформации, вызванной ростом новейших структур.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Федорович Б. А. Геоморфология равнинных областей. — В кн.: Геология СССР, т. 22. Туркменская ССР, ч. 1, геологическое описание. М.: Недра, 1957, с. 552.
2. Леонтьев О. К., Маев В. Г., Рычагов Г. И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1977. 207 с.
3. Дурдыев Х. Д. Структурный анализ и история развития рельефа Южной части Западно-Туркменской низменности: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геогр. наук. Баку, 1970. 35 с.
4. Федоров П. В. О расчленении четвертичных каспийских отложений. Докл. АН СССР, 1956, т. 110, № 6, с. 1070.
5. Федорович Б. А. Основные черты рельефа песков пустыни Каракумов. — Тр. Ин-та географии АН СССР, 1960, т. XXX, с. 31.
6. Кесь А. С., Костюченко В. П., Лисицына Г. Н. История заселения и древнее орошение юго-западной Туркмении. М.: Наука, 1980. 125 с.
7. Мирошниченко В. П. Такыры как индикаторы новейших тектонических движений в песчаных пустынях Средней Азии. — Тр. ЛАЭМ АН СССР, 1960, т. IX.
8. Можаяв Б. Н., Можаява В. Г., Кирсанов А. А. Геоморфология и новейшая тектоника юго-западной Туркмении (по материалам космических съемок) — В кн.: Космогеологические методы в изучении четвертичного периода. М.: Недра, 1982, с. 43.
9. Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 160 с.
10. Богданова Н. М. О происхождении и возрасте Мешедского песчаного массива в юго-западной Туркмении. — Тр. Ин-та географии АН СССР, 1960, т. XXX, вып. 24, с. 60.

Лаборатория аэрометодов  
Объединение «Аэрогеология»

Поступила в редакцию  
18.VI. 1982

#### TOPOGRAPHIC LEVELS IN ISOLATED SAND MASSIVES AT SW TURKMENISTAN

MOZHAJEVA V. G.

#### Summary

Five topographic levels (steps) are distinguished in the sand massives at SW Turkmenistan. The levels' height corresponds the coastlines of early and late Khvalynian seas; the author considers them to be Khvalynian terraces reworked by wind after the sea regression. Searches for oil and gas should take into account the presence of the Khvalynian topographic levels of different age.