

Summary

Lack of identity of ideas on mudflow mapping on middle and large scales is noted as maps compiled by geological organizations usually don't show hydrometeorological conditions of mudflows formation and hydrometeorological maps of mudflows show but very little of geological and geomorphological data. Purpose of mudflow hazard map at middle and large scale is discussed. A proposition is made to compile middle-scale complex maps showing conditions of mudflow formation along with maps of mudflow hazard. Mudflow maps are mainly partial special geomorphological maps of applied significance; according to their contents they belong to analytic specific maps. Main principles are developed for legend construction for all three kinds of maps.

УДК 551.4.07 (—925.23)

Ю. М. КЛЕЙНЕР, Ю. Я. КУЗНЕЦОВ, С. О. ХОНДКАРИАН,
В. В. ШОЛОХОВ

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ЗАКАСПИЯ В ПОЗДНЕНЕОГЕНОВОЕ И ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Восстановление истории формирования рельефа Мангышлака и Устюрта является важной частью геологического изучения этой нефтегазоносной территории, тем более, что геологическое развитие ее в неогеновую и четвертичную эпоху, особенно в плиоцене, выяснено еще недостаточно. Это объясняется вполне объективными трудностями восстановления отдельных моментов геологической истории, особенно стадии континентального развития, а также тем, что на плато почти отсутствуют отложения среднего и верхнего плиоцена. В этих условиях добиться успеха можно лишь рассматривая весь морфоструктурный район, включающий и Устюрт, и Южно-Мангышлакское плато, и используя выявленные и доказанные в отдельных его частях закономерности.

Континентальные условия установились на территории Мангышлака и Устюрта неодновременно. В восточных районах Южного Устюрта и в Горном Мангышлаке они возникли в конце сарматского века, на большей части Северного Устюрта, в Степном Мангышлаке и в западных районах Южного Устюрта — в конце раннего плиоцена (в послепонтическое время). Это доказано детальными геологическими съемками последних лет, не обнаружившими в первых двух районах ни верхне-сарматских, ни мэотических, ни понтических осадков.

Позднесарматский бассейн в своем распространении на восток ограничивался Южномангышлакским и Учтаганским прогибами. Проникновению его вод на плато Устюрт препятствовали Карынжарыкское поднятие и Туаркырская зона поднятий. В самом конце позднесарматского времени морской бассейн полностью покидает территорию Мангышлака и Устюрта.

В мэотическом веке начинается новая фаза трансгрессии, достигшая своего максимального развития в первой половине раннего плиоцена. Мелководный раннеплиоценовый (понтический) бассейн, следуя по тектоническим прогибам, проникал двумя крупными языками на восток, образуя обширные Северо-Устюртский и Южно-Мангышлакский зали-

вы. Находки трансгрессивно залегающих понтических отложений на Западном Устье (Шолохов, Чельцов, 1960) указывают на возможность бывшего проникновения понтических вод и в пределы Южного Устья. В послепонтическое время на всей поверхности плато и по его периферии резко активизируются денудационные и эрозионные процессы, что несомненно связано с значительным усилением тектонических движений.

Среди этих континентальных этапов геологической истории района, не фиксированных сколько-нибудь значительным комплексом отложений, можно все же выделить два интервала, отличавшихся интенсивностью тектонических движений, которые обусловили особенности формирования рельефа Устья.

Ранне-среднеплиоценовое время. Вторая половина раннего и особенно средний плиоцен являются временем интенсивных движений и глубокого эрозионного расчленения. На необходимость выделения этого этапа в Закаспии указывали А. Л. Яншин (1953 г.), Н. П. Луппов (1963), Е. Е. Милановский (1963), и др. Уместно заметить, что в Восточном Предкавказье, геологическое развитие которого, как и рассматриваемой территории, тесно связано с историей формирования Среднекаспийской впадины, этот этап развития был выделен значительно раньше.

Свидетельством того, что наиболее интенсивные движения происходили в раннем и среднем плиоцене, является почти одинаковая степень дислоцированности отложений понтического яруса и верхнего миоцена, установленная бурением и геологической съемкой на Северном Устье, Степном Мангышлаке и в западных районах Южного Устья и заставляющая относить эти отложения к одному структурному ярусу.

Совершенно иные условия залегания и характер распространения свойственны верхнеплиоценовым отложениям. У побережья Мангышлака в районе мыса Песчаного, где отложения миоцена и понта погружаются наиболее глубоко, и у зал. Киндерли, где кровля понтических отложений располагается на 100 м выше, чем у Песчаного, верхнеплиоценовые (акчагыльские) отложения находятся на примерно нулевых отметках. Далее к югу, где доакчагыльские отложения относительно резко поднимаются по склону Кара-Богазского свода, кровля акчагыла превышает нулевые отметки лишь на несколько метров (Клейнер, 1965). Апшеронские отложения, известные в Ассаке-Ауданской впадине, также не были существенно деформированы, поскольку обнаруживают в своем распространении четкую приуроченность к 90-метровой горизонтали — уровню стояния апшеронского бассейна. Не отмечено заметных нарушений и в залегании верхнеплиоценовых отложений, известных в Сарыкамышской и Аральской впадинах, а также в смежных с Устьем районах Амударьинской дельты. Эти факты заставляют считать, что в среднем плиоцене произошло резкое усиление тектонических движений. Это подтверждается, в частности, тем, что наиболее молодыми отложениями, в которые врезаны бессточные впадины, как правило, оказываются нижнепонтические, а наиболее древние осадки, вложенные в эти впадины, имеют позднеплиоценовый возраст (Клейнер, 1962). Образование чинков Устья, Мангышлакских обрывов Каспия и западных берегов Аральского моря также происходило, в основном, в среднем плиоцене. Об этом убедительно свидетельствует прислонение акчагыльских отложений к берегам Мангышлака (Федорович, 1932 и др.) и апшеронских отложений к склонам плато на Аральском море (Луппов, Эберзин, 1945).

Не исключено, однако, что в тех районах Устья, куда не проникали воды позднесарматского, мэотического и понтического бассейнов, заметное расчленение поверхности, в том числе на некоторых из участков, где позднее сформировались крупные чинки, могло происходить уже с конца миоцена. Косвенным подтверждением этому служит существование на Северном Устье к началу плиоцена крупных понижений

рельефа, которые были затоплены понтическим морем. Однако по своему размаху денудационные процессы конца миоцена несравнимы с гигантскими эрозионно-денудационными врезами среднего плиоцена, поскольку базис эрозии, определявший расчленение позднемиоценовых континентальных равнин, располагался еще достаточно высоко.

В заложении чинков на первых этапах оформления плато как морфологического элемента существенную роль играли процессы эрозии. Это можно предположить на том основании, что в плиоцене за пределами плато была сформирована разветвленная эрозионная сеть. Самые значительные ее элементы обнаружены на Карабогазских косах, Красноводском полуострове (Сырнев, 1963), в Низменных Каракумах (Блисковка, 1963) и Приаралье (Ковалев, 1966).

Развитие по периферии плато глубоко врезанной эрозионной сети, в настоящее время погребенной под мощной (до 500 м) толщиной верхнеплиоценовых и четвертичных отложений, по-видимому, стимулировалось резким усилением в среднем плиоцене тектонических движений на Устюрте и Степном Мангышлаке. Эта эрозионная сеть была привязана к уровню среднеплиоценового бассейна Каспия, который располагался на 500 м ниже современного, а сам бассейн был ограничен Южнокаспийской впадиной (Милановский, 1963). Основной причиной, вызвавшей столь резкое падение уровня среднеплиоценового водоема в области Каспия, следует, по-видимому, считать перестройку речной сети в бассейне Волги и резкое уменьшение стока (Квасов, 1966). Роль агентов аридной денудации в дальнейшем формировании чинков представляется исключительно большой и, по-видимому, именно им чинки обязаны сложным и прихотливым рисунком в плане.

Восстановление истории развития поверхности Устюрта и Южно-Мангышлакского плато в среднем плиоцене — наиболее трудная задача ввиду чрезвычайно ограниченного распространения среднеплиоценовых отложений. Прежде всего, укажем на существование в конце раннего и среднем плиоцене эрозионной деятельности. Наиболее значительные следы ее сохранились в пределах Северо-Устюртского прогиба.

В Самской, Косбулакской, Каратюлейской и других мульдах, осложняющих осевую зону Северо-Устюртского прогиба, располагаются крупные массивы песков (Сам, Матайкум и др.), генезис которых недостаточно ясен.

В результате бурения, проведенного на Северном Устюрте экспедицией № 11 ВАГТ, выяснилось, что все песчаные массивы располагаются в денудационных понижениях — мульдах, осложняющих наиболее прогнутую зону Северо-Устюртского прогиба. О денудационном характере ложа песчаных массивов свидетельствует то, что здесь оказались уничтоженными известняки понтического яруса, а местами — и среднесарматские отложения, и пески залегают на различных горизонтах нижнего и среднего сармата. Кроме того, установлено, что в песках, особенно в их нижней части, встречаются горизонтальные линзы и прослои алевролитов и песчаных глин. Местами мощность прослоев более тонких пород в нижней части песков достигает 4—5 м.

Наиболее крупная Самская денудационная котловина, заполненная песками с прослоями глин и алевролитов, на западе открывается широкой ложбиной в сторону северо-западных чинков Устюрта. На востоке в рельефе намечается связь между Самской и Матайкумской котловинами через восточный сор Самолдын. Северо-восточнее массива Матайкум, к востоку от сора Косбулак, древнее денудационное понижение, выработанное в понтических и среднесарматских отложениях, выполняют осадки, представленные песчано-гравийными отложениями с примесью гальки, чередующимися с красновато-бурыми песчанистыми глинами. Галька и гравий состоят преимущественно из сарматских и понтических известняков, часто кварца, кварцитов, кремнистых пород.

Далее на северо-восток понижение, сужаясь, превращается в долину шириной 2—5 км, выполненную также песчано-гравийными и песчано-глинистыми отложениями. У северо-восточных чинков Устюрта эта долина переуглублена, ее отложения уничтожены более молодым врезом оврага Каракулка.

Таким образом, цепь денудационных котловин и ложбин на Северном Устюрте прослеживается в виде почти непрерывной полосы от северо-западных до северо-восточных чинков плато. При этом уклон их ложа направлен с северо-востока на запад — юго-запад.

В настоящее время можно с уверенностью утверждать, что упомянутые выше песчано-гравийные и песчано-глинистые отложения накопились в водной среде. Их приуроченность к цепи денудационных понижений в осевой зоне Северо-Устюртского прогиба свидетельствует о существовании здесь системы древних озер и долин. При этом общее направление поступления обломочного материала было северо-восточным. Это же подтверждают и результаты минералогического анализа песков, произведенного Д. Н. Афанасьевым, по мнению которого хорошая окатанность зерен кварца (причем особенно важно то, что окатаны кварцевые зерна размером 0,1—0,25 мм — фракция, наиболее трудно поддающаяся окатыванию) говорит о водном происхождении песков. Более интенсивное разрушение зерен полевого шпата, наблюдаемое в верхах разреза, указывает на вторичность перевевания верхней части толщи песков.

Остатков фауны в описываемых отложениях не было обнаружено. Однако их возраст можно все же довольно точно установить путем корреляции самских песков с прорезающей их долиной р. Сынгырлау, где наблюдается терраса, отложения которой непосредственно вложены в Самские пески. Позднечетвертичный возраст террасы доказывается тем, что на западе она сливается с морской аккумулятивной хвалынской равниной, которая в этом районе примыкает к чинкам Устюрта. В приустьевой части долины в цоколе хвалынской террасы Ю. М. Клейнером обнаружены нижнечетвертичные (бакинские) конгломераты. К западу от нее в предчинковой зоне Устюрта в аналогичных отложениях им же были собраны определенные П. В. Федоровым остатки бакинской фауны (Клейнер, 1968).

Таким образом, в Самские пески врезана дочетвертичная долина, что в сочетании с фактом их залегания в понижениях послепонтического денудационного рельефа свидетельствует о плиоценовом (послепонтическом) возрасте рассматриваемых песков. Наличие в отложениях Узынтакырской долины кварцевой и кварцитовый гальки и перетолженных верхнемеловых спор и пыльцы говорит о том, что Узынтакырская долина возникла еще до формирования чинков Устюрта, т. е. в конце раннего — начале среднего плиоцена. Кварцевые и кварцитовые гальки в песчаных отложениях Узынтакырской долины, вероятно, были принесены при размыве палеогеновых — среднемиоценовых отложений из районов, расположенных к северу от современных чинков Устюрта.

В ряде пунктов Северо-Восточного Устюрта в настоящее время известны маломощные покровы плиоценовых песчано-галечных отложений, также указывающие на активную деятельность здесь в прошлом водных потоков. Залегание этих отложений с явным уклоном на юг, т. е. в направлении от современных чинков Устюрта к осевой зоне Северо-Устюртского прогиба, свидетельствует о поступлении обломочного материала с севера, а присутствие в них галек кварца и уральских пород — о формировании этих осадков до возникновения чинков Устюрта, которые, как говорилось выше, существовали уже к началу позднего плиоцена.

На Южном Устюрте и Мангышлаке эрозионную деятельность в среднем плиоцене можно предполагать в Карынжарыкской впадине, во вся-

ком случае на ранних этапах ее образования (Шолохов, 1964). Поскольку впадина отделена от Кара-Богаз-Гола порогом миоценовых пород высотой 85 м, эрозионное ее формирование могло происходить лишь до достижения этого уровня. Следы эрозионной деятельности в среднем плиоцене обнаруживаются на южной окраине Кендырли-Каясанского плато, где известны конгломераты, выполняющие доакчагыльские овраги, а также на юге Устюрта в овраге Караязы (где также залегает толща конгломератов), обрезанном устюртским чинком, у подножия которого наблюдаются акчагыльские отложения (Кобаевич, 1956).

В среднем плиоцене активно развивались и карстовые процессы, что связано, по-видимому, с повышенной влажностью климата в это время (Кузнецов, 1965).

На всей остальной территории Устюрта и Степного Мангышлака господствовали процессы аридной денудации. Среди них основную роль играли солевое выветривание и деятельность ветра. Именно этими процессами были выработаны Каундинская, Джазгурлинская, Шахпахтинская, Шорджинская, Карагинская, Кумсебшенская и Карашорская впадины в их современном виде. Начало образования большинства из них связано с карстовыми процессами, разрушившими броню неогеновых карбонатных пород и обнажившими породы, легко поддающиеся выветриванию и развеванию; основная роль в их углублении принадлежит агентам аридной денудации во второй половине среднего плиоцена. В это же время значительному переуглублению подверглись центральные части Северо-Устюртского, Барса-Кельмесского, Ассак-Ауданского и Учкудукского прогибов, превратившиеся в бессточные впадины. В их центральных частях полностью или частично были уничтожены понтические, мэотические, среднесарматские и нижнесарматские отложения.

Путем восстановления мощности осадков, ранее развитых в прогибах, оказалось возможным оценить размеры общей денудации плато за послепонтическое время (Полканова, Шолохов, 1971). Наибольшие объемы отложений были удалены из центральных частей Ассак-Ауданского (до 80 м), Кольняязколкинского, Узункуинского, Северо-Устюртского и Барса-Кельмесского (до 60 м) прогибов. Размеры денудации в пределах крупных зон поднятий были значительно меньше и не превысили, видимо, 20—30 м (Полканова, Шолохов, 1971) (рис. 1).

Наиболее активно процессы денудации проявились на Южном Устюрте и в меньшей мере на Северном Устюрте и Степном Мангышлаке, где сохранился покров понтических отложений. Это объясняется различной интенсивностью новейших поднятий и степенью их дифференцированности, а также, видимо, и различной длительностью континентального развития.

Позднеплиоценовое и четвертичное время. Палеогеографическая обстановка позднего плиоцена внутренних пространств Степного Мангышлака и Устюрта также восстанавливается с большим трудом. В настоящее время имеются данные, свидетельствующие об обводненности этих районов и значительной эрозионной деятельности, правда, меньшей по масштабу, чем среднеплиоценовая. В позднем плиоцене, вероятно, в среднеапперонское время в центральной части Южного Устюрта существовал бассейн, являвшийся частью гигантского Арало-Сарыкамышского моря — озера. Его заливы заходили в Учтаганский прогиб, Кумсебшенскую и Карашорскую денудационные впадины. Другой замкнутый озерный бассейн, возможно, находился в Карынжарыкской впадине. Замкнутые бассейны временами, по-видимому, возникали и в других впадинах Мангышлака.

Среднеапперонский Ассак-Ауданский бассейн являлся базисом многих эрозионных систем Южного Устюрта. Геолого-геоморфологической съемкой последних лет здесь установлены крупные долины, при-

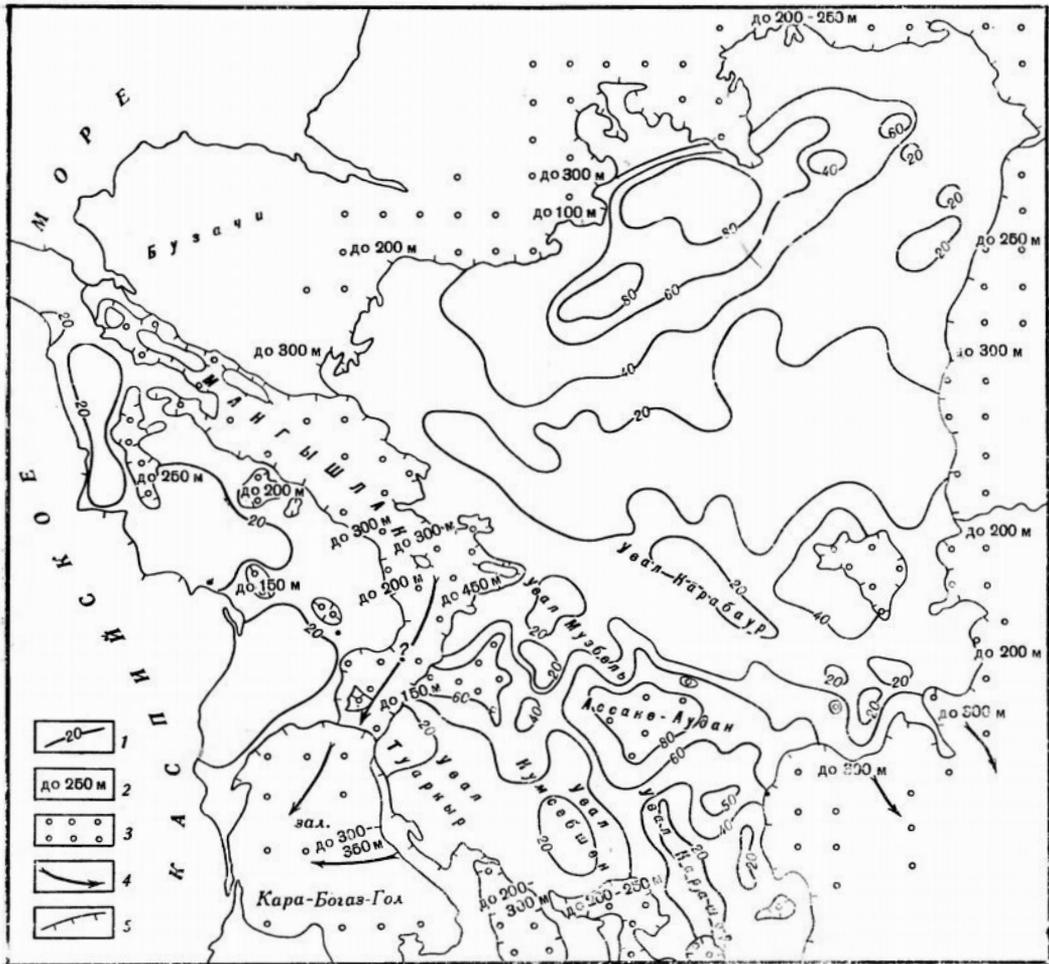


Рис. 1. Палеогеоморфологическая схема раннеплиоценового и среднеплиоценового времени

1 — изолинии равных величин денудации плато за послесреднесарматское время; 2 — максимальные величины ранне-среднеплиоценовой денудации (за пределами плато); 3 — области максимальной денудации; 4 — предполагаемые направления сноса; 5 — чинки плато и обрывы бессточных впадин.

вязанные к его уровню — Карын-Гурлы и Караколка. Длина их измеряется многими десятками километров, а ширина иногда превышает 2 км. Это свидетельствует о том, что долины формировались при расходах водотока больших, чем современные. Бурением и геологической съемкой (В. В. Буклин, А. Н. Слюсарев, С. Е. Петров) в долинах были обнаружены отложения несомненно аллювиального и пролювиального происхождения, условно относимые по возрасту к верхнему плиоцену. Сейчас можно с полной уверенностью утверждать, что на плато имеются следы не только среднеплиоценовой, но и позднеплиоценовой эрозии (Клейнер, Шолохов, 1966), хотя характер и степень их сохранности очень различны.

В конце позднего плиоцена денудационные процессы ослабевают (рис. 2). Многие бессточные впадины — Карынжарыкская, Кумсебшенская, Карашорская заполняются рыхлыми преимущественно песчано-алевролитовыми и песчано-галечными отложениями мощностью от 30—40 (Карашор, Кумсебшен) до 70—100 м¹ (Карынжарык). Одновременно происходит заполнение акчагыльскими и апшеронскими осадками и

¹ Указаны суммарные мощности плиоценовых и четвертичных отложений.

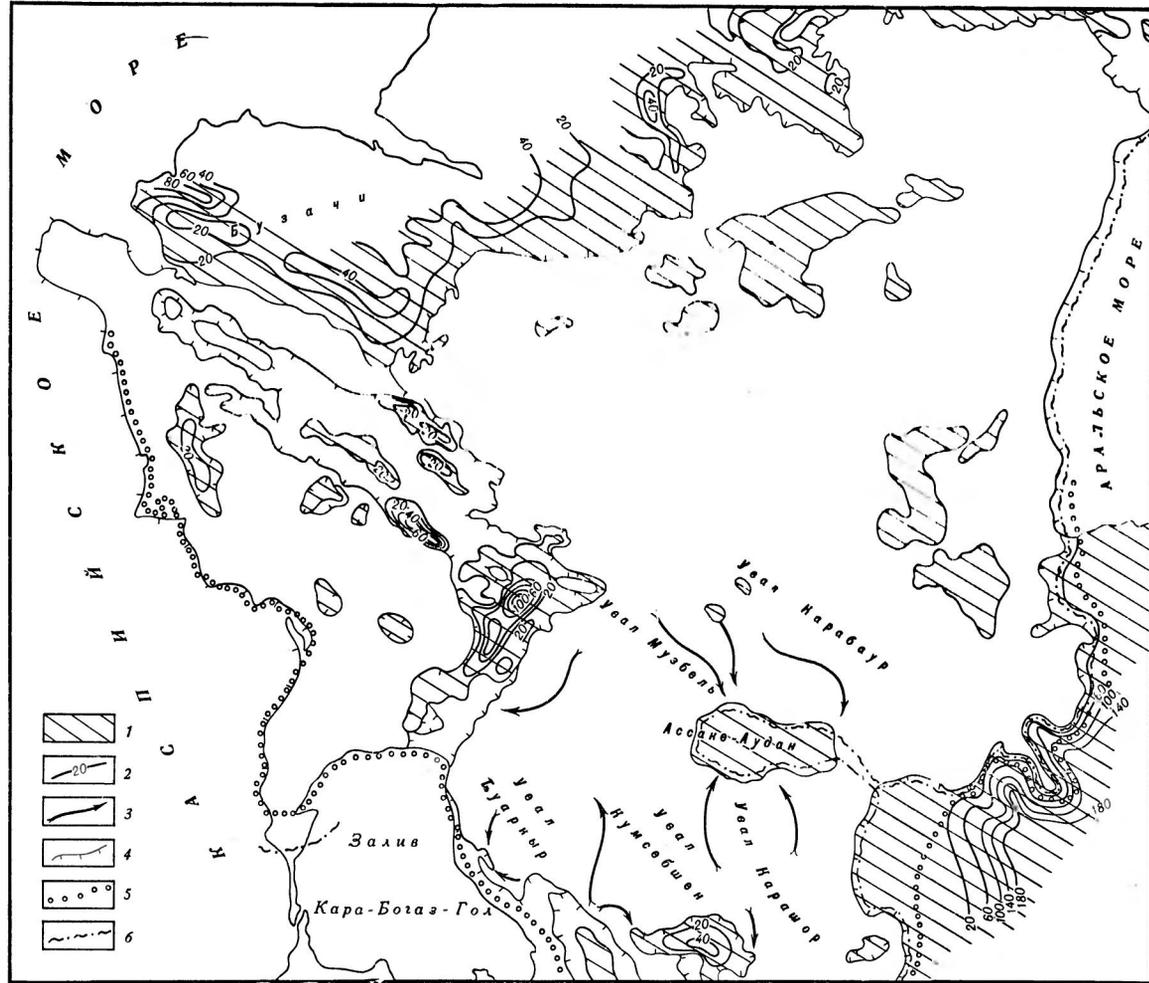


Рис. 2. Палеогеоморфологическая схема позднелиценского и четвертичного времени

1 — верхнелиценские и четвертичные отложения; 2 — линии их равных мощностей; 3 — основные направления сноса; 4 — чинки плато и обрывы бессточных впадин. Границы распространения трансгрессий: 5 — ачкагыльской; 6 — апшеронской.

их континентальными аналогами денудационных и эрозионных ложбин за пределами плато (рис. 2). Наиболее значительные мощности плиоцен-четвертичных отложений отмечаются вблизи Айбугирского (до 200 м) и Ащиктайпакского (до 100 м) чинков, а также на Карабогазских косах (до 300 м). К этому же времени, возможно, относится накопление в Байменском грабене на плато песчано-галечных пород (до 90 м) и мощных (до 200 м) хемогенно-терригенных осадков на Восточном Мангышлаке в ур. Беясынь и Бесақты (Петров, Плещеев, 1971).

В настоящее время существуют весьма скудные сведения о развитии поверхности Южно-Устюртского и Южно-Мангышлакского плато в четвертичное время. Климат в начале плейстоцена (в первой половине бакинського века) стал более континентальным и прохладным, что вызвало отмирание речной сети Устюрта и Степного Мангышлака.

Морские бассейны бакинського и хазарского времени омывали западные обрывы Южно-Мангышлакского плато и достигали, по-видимому, северо-западных чинков Устюрта. В Карашорской и Кумсебшенской впадинах в раннечетвертичное время также существовали солоноватоводные, возможно, замкнутые бассейны.

В позднечетвертичное время, когда хвалынская трансгрессия достигла своего максимума, климат стал более холодным и влажным; значительно усилилась эрозионная деятельность и, возможно, возобновлялся сток по древним долинам плато. Доказательство тому — верхнечетвертичные террасы в долинах Манаши и Сангырлау на Северном Устюрте, смыкающиеся у подножий чинков с фаунистически охарактеризованными хвалынскими отложениями.

Как известно, в это же время в связи с поворотом Амударьи к западу произошло затопление Сарыкамышской и Ассаке-Ауданской впадин до абс. отметок +58 м и образование Ассаке-Ауданского пресного озерного бассейна, со временем осолонившегося.

Озерные бассейны в это время существовали в бессточных впадинах Южного Мангышлака и, вероятно, в Карынжарыкской депрессии. В послехвалынское время наступила эпоха, характеризовавшаяся засушливым климатом и широким развитием процессов аридной денудации.

В развитии новокаспийского бассейна Каспия, как известно, устанавливается несколько трансгрессий и регрессий. Имеются предположения, базирующиеся на чередовании пластов солей и гипсокарбонатных илов, о том, что в послехвалынской истории Кара-Богаз-Гола было от четырех (Дзенс-Литовский, 1967) до семи (Рихтер, 1961) трансгрессий и регрессий. В какой мере они были вызваны изменениями климата Турана, остается до настоящего времени невыясненным. Были сделаны попытки абсолютной датировки намечаемых периодов повышенной влажности, связываемых обычно по времени с трансгрессиями Каспия в новокаспийский век (Рихтер, Самсонов, 1961).

Изучение топографии стоянок неолитического человека, обнаруженных на бортах Карынжарыкской и Чагаласорской впадин, в Турыкском карстовом районе, на Кумсебшенском и Карабогазском чинках плато (Виноградов, Шолохов, 1967), показывает, что большая их часть относится к районам, которые в настоящее время лишены источников воды или располагают малодобитными родниками минерализованных вод. Естественно предполагать, что столь широкое расселение древнего человека на Устюрте вряд ли было возможно без «опреснения» источников, их большего числа и, в целом, без значительного увлажнения климата, обводненности впадин, оврагов и древних долин. Имеющиеся данные дают основание предположить значительное увлажнение климата плато в XXIV—XII вв. до н. э. и хронологически сопоставить его с первым из намечаемых периодов повышенной увлажненности (Мякокин и др., 1964).

Тектонические условия Южного Устюрта в позднеплиоценово-четвертичное время чрезвычайно трудно поддаются расшифровке ввиду отсутствия здесь чехла соответствующих отложений.

Данные о положении береговых линий бакинского и хазарского бассейнов позволяют предполагать унаследованное поднятие Мангышлакской системы дислокаций и опускание области Южно-Мангышлакского прогиба. Что касается хвалынских и новокаспийских береговых линий, то они, как сейчас признается большинством исследователей, за редким исключением, сохранили свое первоначальное горизонтальное положение.

Таким образом, в истории геологического развития Южного Устюрта в стадию преимущественного поднятия выделяются два наиболее крупных этапа: ранне-среднеплиоценовый и позднеплиоценово-четвертичный, различающиеся по интенсивности новейших движений и характеру рельефообразующих процессов. Первый из них ознаменовался резким усилением и дифференциацией движений, а также повсеместным развитием эрозионных процессов и аридной денудацией. Второй этап характеризовался ослаблением темпов поднятия и широким распространением процессов аридной денудации и аккумуляции. Сравнительный анализ рельефа и тектоники неогенового чехла показывает, что в течение континентального периода на плато процессы рельефообразования еще больше «подчеркнули» элементы рельефа, обусловленные тектоникой, создав, таким образом, благоприятные предпосылки для проведения его структурно-геоморфологического анализа.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В. С., Фокин А. С. Геологическое строение Северо-Западной части Центрального Устюрта. «Тр. Союзбургаза», вып. 4, М., 1964.
- Блискавка А. Г. Ербентский эрозионный врез. «Тр. Всес. науч. иссл. геол. ин-та. Пробл. нефтегаз. Средн. Азии», т. 109, вып. 14, Л., 1963.
- Виноградов А. В., Шолохов В. В. Новые неолитические находки с Устюрта. «Вест. Каракалпак. фил. АН Узб. ССР», археология № 2, 1967.
- Дзенс-Литовский А. И. «Кара-Богаз-Гол», Л., «Недра», 1967.
- Квасов Д. Д. Водный баланс среднеплиоценового Каспия. «Бюл. МОИП, отд. геол.», № 6, 1966.
- Клейнер Ю. М. Новые данные о происхождении бессточных впадин. «Докл. АН СССР», т. 147, № 2, 1962.
- Клейнер Ю. М. Последние этапы тектонической истории Устюрта и Южно-Мангышлакского плато. «Докл. АН СССР», т. 160, № 6, 1965.
- Клейнер Ю. М. Плиоцен-четвертичные отложения и геологическая история Устюрта и Мангышлака. «Бюл. МОИП, отд. геол.», т. XIII, № 3, 1968.
- Клейнер Ю. М., Шолохов В. В. Новые данные о водных отложениях и роли эрозии в формировании рельефа Устюрта. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., № 2, 1966.
- Ковалев В. С. К палеогеографии юго-восточного Приаралья в ачкагыльский век. Геология, стратиграфия и сейсмология Узбекистана. Мат-лы XII конф. мол. уч. Узб. ССР, Ташкент, 1966.
- Копалевич Л. П. О тектонике и происхождении Сарыкамышской впадины. «Тр. Всес. Аэрогеол. треста», вып. 14, 1956.
- Кузнецов Ю. Я. Плато Устюрт как пример карстовой области пустыни. В кн.: «Типы карста в СССР», М., «Наука», 1965.
- Кузьмина О. А. Некоторые сведения о дизъюнктивных нарушениях мезо-кайнозойского чехла Южного Приаралья и южной части Устюрта. «Тр. Союзбургаза», вып. 5, 1965.
- Луппов Н. П., Эберзин А. Г. О присутствии апшеронских отложений в Сарыкамышской и Аральской впадинах. «Докл. АН СССР», нов. сер., т. 50, 1945.
- Луппов Н. П. О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Закаспия. «Тр. ВСЕГЕИ», т. 109. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 14, 1963.
- Милановский Е. Е. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена (балханский и ачкагыльский века), «Бюл. МОИП, отд. геол.», вып. 3, 1963.
- Мягокин В. С., Никифоров Л. Г., Самсонов С. К. О возрасте и стадиях новокаспийской трансгрессии, «Океанология», № 1, 1964.
- Олексенко В. П. Некоторые вопросы позднеплиоценовой истории Северного Мангышлака. «Изв. АН Каз. ССР, сер. геол.», № 2, 1968.

- Петров С. Е., Плещеев И. С. О некоторых особенностях тектонического развития юго-восточной части Тумгачинской антиклинали на Мангышлаке. «Бюл. МОИП, отд. геол.», № 1, 1971.
- Полканова Л. П., Шолохов В. В. О размерах денудации и генезисе рельефа плато Устюрт. «Бюл. МОИП, отд. геол.», вып. 1, 1971.
- Рихтер В. Г. Донные отложения залива Кара-Богаз-Гол как индикатор колебаний уровня Каспийского моря. «Бюл. МОИП, отд. геол.», вып. 1, 1961.
- Рихтер В. Г., Самсонов С. К. К последним страницам геологической истории Каспия. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 6, 1961.
- Сырнев И. П. О преакчагыльском (среднеплиоценовом) эрозионном размыве в области залива Кара-Богаз-Гол. «Нефтегаз. геология и геогр.», № 8, 1963.
- Федорович Б. А. Карабогазская геохимическая экспедиция. В сб.: «Экспедиция Всесоюзной академии наук в 1931», изд-во АН СССР, 1932.
- Шарапов А. И. Нижнеапшеронские отложения Сарыкамьшской котловины и Ассак-Ауданской впадины. «Бюл. МОИП, отд. геол.», вып. 2, 1964.
- Шолохов В. В. О происхождении и тектонике впадины Карышжарык. «Изв. высш. уч. завед. Геол. и разведка», № 10, 1964.
- Шолохов В. В., Чельцов Ю. Г. О мезотических и понтических отложениях западного Устюрта. «Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка», № 10, 1960.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., изд-во АН СССР, 1953.

НИЛЗарубежгеология
ВНИ Объединение «Аэрогеология»

Поступила в редакцию
16.IV.1975

MAIN STAGES OF THE TRANSCASPIAN TOPOGRAPHY FORMATION AT LATE NEOGENE — QUATERNARY

Yu. M. KLEINER, Yu. Ya. KUZNETSOV, S. O. KHONDKARIAN, V. V. SHOLOKHOV

Summary

Two main stages, i. e. Early — Middle Pliocene and Late Pliocene — Quaternary, can be identified in the course of the Transcaspiian topography development on the base of paleogeographic data and structural-geomorphological analysis. The first stage was characterized with tectonic activation and predominance of enormous scale processes of arid erosion. Special feature of the second stage was spreading of water basin at considerable area and as a result wide distribution of aggradation landforms together with erosional ones.

УДК 551.4.07

В. Г. КУЗНЕЦОВ

ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПАЛЕОРЕЛЬЕФА ПОГРЕБЕННЫХ РИФОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Известны примеры удачного использования количественных методов анализа погребенного наземного палеорельефа и в той или иной степени апробированы методики такого анализа для различных условий (Котлуков, 1964; Проничева, 1973, и др.).

Следует, однако, признать, что изучение подводного палеорельефа, а тем более его количественная оценка находятся вне поля зрения большинства геоморфологов. Как правило, характер этого рельефа оценивается только качественно на основе литолого-фациальных исследований, т. е. выделяются более и менее глубоководные участки палеобассейнов. Значительно более определенные данные можно получить, изучая характер напластования и проводя сравнительный анализ мощностей разновозрастных разнофациальных отложений.