

SPECIAL FEATURES OF SLOPE FORMATION AT THE LOWER AMUR REGION

A. I. PANYUSHKIN, A. K. BORUNOV

Summary

In spite of some achievements in slope and slope processes studies, there are series of problems which still require development, such as zonal division of slope types, slope movements mechanism and seasonal features of slope processes. It should be also mentioned that knowledge of slope processes varies on a broad range in various regions of the USSR. One must be careful when extrapolating one region's features to another region. Data on Lower Amur region slopes suggest some differences resulting from low order's regularities (various regions belong to different morphoclimatic areas) besides some features of slope structure and evolution which various regions have in common (they result from all the regions belonging to the same morphostructural province).

УДК 551.4.07(575.4)

Л. П. ПОЛКАНОВА, В. В. ШОЛОХОВ, В. В. СКОТАРЕНКО

СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОГРЕБЕННОГО (ПРЕДПОЗДНЕПЛИОЦЕНОВОГО) РЕЛЬЕФА ЮЖНОГО ТУРКМЕНИСТАНА

Нет необходимости доказывать важность палеогеоморфологических исследований при поисках полезных ископаемых. В нефтяной геологии формы погребенного рельефа чаще рассматриваются с точки зрения приуроченности к ним ловушек палеогеоморфологического типа. Вместе с тем при значительном древнем расчленении территорий, перспективных на нефть и газ, погребенный палеорельеф может выступать в роли самостоятельного фактора, влияющего на условия формирования и сохранения месторождений нефти и газа, и должен быть учтен при оценке перспектив нефтегазоносности. В этом плане представляет интерес опыт палеогеоморфологических реконструкций предпозднеплиоценового рельефа, проведенных для равнинных областей Южного Туркменистана.

Еще на первых этапах геологического изучения территории Закаспия в основном на участках тектонических поднятий (Красноводский полуостров, Большой Балхан, Малый Балхан, Копетдаг) были установлены элементы глубоко расчлененного предпозднеплиоценового рельефа. Проведенными в течение последнего десятилетия буровыми и сейсморазведочными работами погребенный предпозднеплиоценовый рельеф был выявлен и в областях погружений (Предкопетдагский прогиб, южный склон Каракумской платформы, Мургабская впадина), что и позволяет рассматривать конец среднего плиоцена как важную эпоху рельефообразования. На необходимость ее выделения в Закаспии, в частности, среднеплиоценового эрозионного цикла, указывали Н. П. Луппов (1963), Е. Е. Милановский (1963), А. Л. Яншин (1953) и мн. др.

Усиление процессов рельефообразования и особенно расчленения объясняют сильнейшим понижением уровня Каспия (до отметок —600 м). Причины этого явления до настоящего времени не выяснены в полной мере. Одни исследователи связывают его с резким прогибанием Южно-Каспийской впадины и «стягиванием» вод в ее пределы; другие объясняют его климатическими причинами; третьи приурочивают паде-

ние уровня ко времени перестройки эрозионной сети в бассейне Волги, имевшей своим следствием уменьшение общего стока в Каспий (Квасов, 1966).

Анализ геолого-геофизических материалов по «закрытым» территориям Южной Туркмении позволил авторам выделить ряд морфогенетических типов предпозднеплиоценового рельефа (рис. 1) и изобразить его в изогипсах (рис. 2).

Эрозионно-аккумулятивный рельеф распространен наиболее широко (рис. 1). Отдельные элементы допозднеплиоценовой эрозионной сети

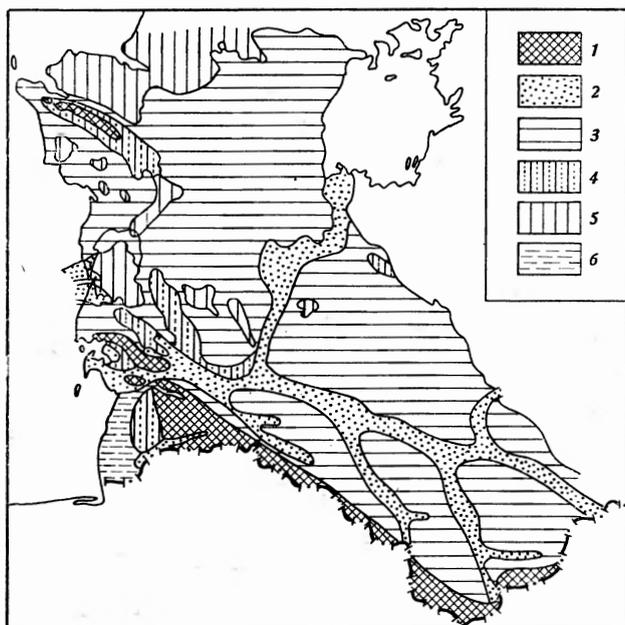


Рис. 1. Основные морфогенетические типы погребенного предпозднеплиоценового рельефа Южного Туркменистана

1 — денудационно-тектонический горный рельеф; 2 — эрозионно-аккумулятивный рельеф (палеодолины); 3 — денудационный и эрозионно-денудационный рельеф (высокие плато); 4 — структурно-денудационный рельеф (структурно-денудационные понижения, куэсты); 5 — эолово-денудационный рельеф (бессточные впадины); 6 — аккумулятивный рельеф (аллювиально-дельтовая равнина)

принадлежат двум речным бассейнам: Южно-Каракумскому и Карабогазско-Красноводскому, главные реки которых имели своим базисом среднеплиоценовый Каспий.

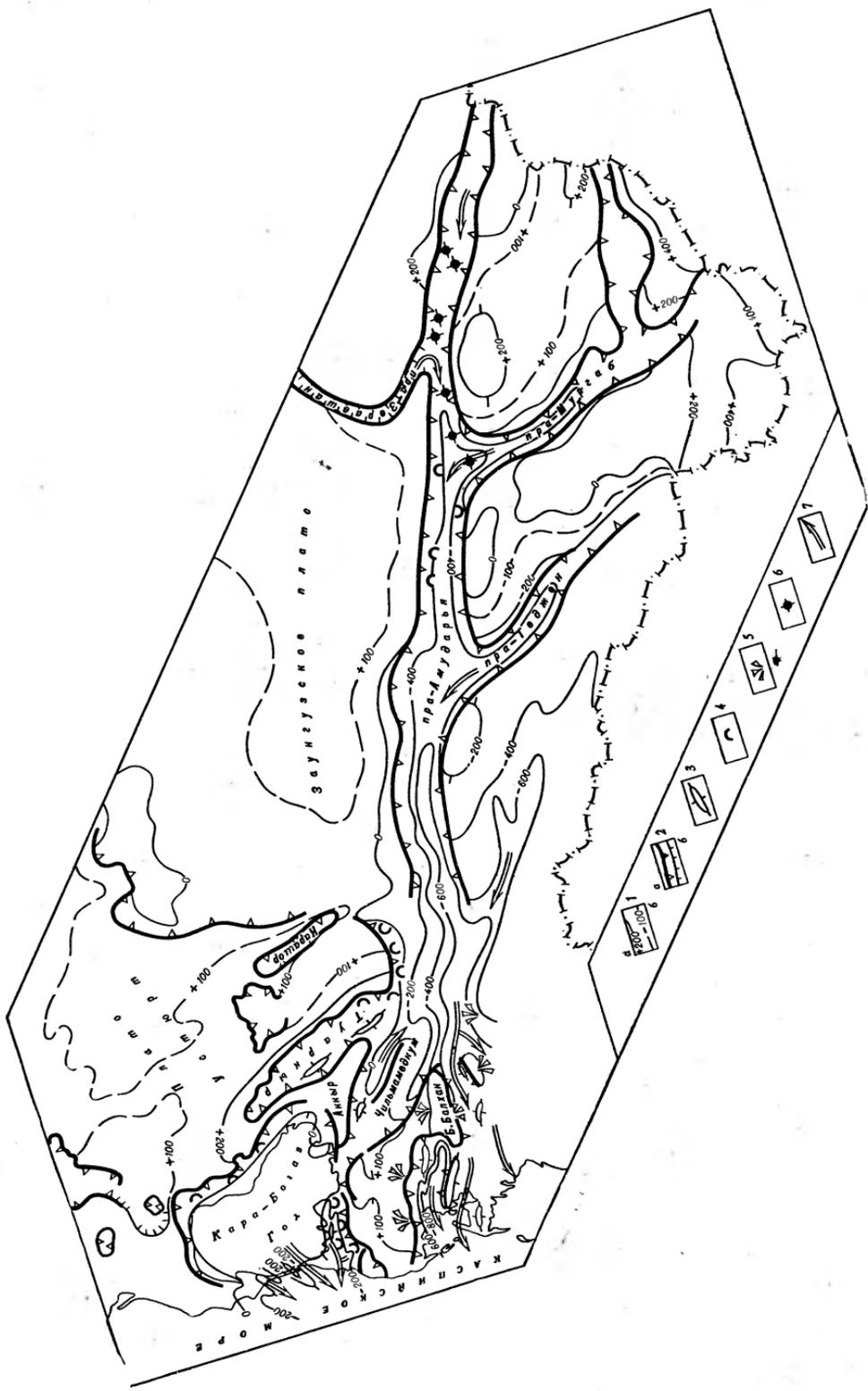
Крупнейшей речной системой Южно-Каракумского бассейна была пра-Амударья, в значительной мере определившая развитие погребенного рельефа всего Южного Туркменистана. Долина пра-Амударьи в виде грандиозной эрозионной ложбины субширотного простиранения прослеживается от г. Керки до Балханского залива на Каспии¹. С востока на запад днище долины понижается с отметок —400 до —600 м, а глубина вреза увеличивается от 200 до 500 м. Соответственно меняется ширина долины (с 20 до 40 км).

Долины пра-Теджена, пра-Мургаба, а также пра-Зеравшана, Чильмамедкумов и эрозионные ложбины, выявленные в районе Серного завода, образуют ее притоки. Наиболее значительны среди них погребен-

¹ Впервые долина пра-Амударьи была установлена А. Г. Блискавкой (1963) под названием Ербентского вреза.

Рис. 2. Схема гипсометрии и некоторые элементы предлоднелищного рельефа Южного Туркменистана

- 1 — изогипсы палеорельефа: а — через 200 м, б — через 100 м; 2 — уступы, сформировавшиеся в предлоднелищное время (экспонированные и погребенные); а — крупные, б — мелкие; 3 — останцы; 4 — олозны; 5 — конусы выноса; 6 — возвышенности, связанные с диапировыми структурами; 7 — основные направления стока



ные долины пра-Теджена и пра-Мургаба, впадающие с юга. По сравнению с пра-Амударьей они отличаются более крутыми уклонами продольного профиля и меньшей шириной (до 15—20 км). Абсолютные отметки дна изменяются от —100 м в верховьях до —500 м при впадении в пра-Амударью, а относительная глубина вреза составляет 100 и 500 м. Врез погребенных долин пра-Зеравшана и эрозионных ложбин в районе Серного завода не превышает нескольких десятков метров (Блискавка, 1968).

От всех прочих долин существенно отличаются Чильмамедкумские ложбины. Это сравнительно короткие эрозионные формы. В верховьях они узкие и неглубоко врезанные (до 50 м), а в нижнем течении становятся широкими и глубокими (до 200 м). На дне ложбин выявляются денудационные останцы и погребенные уступы (Шевченко, 1959). Все рассмотренные выше долины в современном рельефе не выражаются и в настоящее время погребены под мощным чехлом верхнеплиоценовых и четвертичных отложений.

В западной части Низменных Каракумов единой долины проследить не удастся, хотя на отдельных сейсмических профилях она фиксируется достаточно четко. Глубокий предакчагыльский размыв здесь установлен буровыми работами (Абдулаев, 1960; Шевченко, 1960), а эрозионные останцы, облекаемые акчагыльскими отложениями, выявлены в Межбалханском и Данатинском прогибах (Мирзаханов, 1964). В Западно-Туркменской впадине долина пра-Амударьи, возможно, следовала по центральным частям Келькорского или Кызылкумского прогибов, пока еще недостаточно изученных бурением. Данные сейсмического профилирования, в частности, указывают на существование погребенного эрозионного рельефа внутри плиоценовых отложений, а крупный эрозионный врез, обнаруженный бурением между западными отрогами Большого Балхана и п-овом Дарджа (Мирзаханов и др., 1962), возможно, являлся одной из боковых долин пра-Амударьи.

Рассматривая строение бассейна пра-Амударьи, нельзя не заметить его совпадения с обширной зоной кайнозойских прогибов между эпигерцинской платформой на севере и складчатыми сооружениями на юге. Более того, сравнение тектонической карты с ориентировкой и плановым рисунком предпозднеплиоценовых палеодолин Каракумского бассейна убеждает в том, что их заложение в ряде случаев обусловлено особенностями тектонического строения этой крупной зоны прогибания. Так, долина пра-Амударьи совпадает с Донгуз-Сыртским разломом и региональным нарушением, осложняющим Бахардокскую моноклиналь. Подобным образом долины пра-Мургаба и пра-Теджена оказываются приуроченными к Мургабскому глубинному разлому и Серахской зоне дислокаций. С несомненностью устанавливается, что подавляющее большинство мелких долин Сернозаводского района контролируется разрывными нарушениями, осложняющими Зеагли-Дарвазинский свод (Амурский, Блискавка, 1965; Блискавка, 1968).

Отчетливо проявляется в морфологии долин и влияние литологии. Там, где долины пересекают области развития меловых и эоценовых пород, наблюдается их сужение и увеличение крутизны склонов, а глубина вреза нередко лимитируется прослоями плотных пород, например известняков. В областях тектонических опусканий, где возрастает мощность глинистых отложений палеогена, увеличивается глубина долин, а сами они расширяются. Крутизна склонов обычно сохраняется, что объясняется высокой устойчивостью карбонатных пород миоцена, часто бронирующих палеоводоразделы (рис. 1). Анализ буровых данных указывает на широкое развитие на склонах палеодолин оползневых процессов. Оползни отмечаются в районе слияния пра-Теджена, пра-Мургаба с пра-Амударьей (Раевский, 1971). Особенно широкое их развитие наблюдается там, где верхние части палеосклонов сложены карбонатными

породами миоцена, ниже которых вскрываются глины палеогена, т. е. в тех же геологических условиях, при которых формируются современные оползни на чинках Устюрта и Красноводского плато. Влияние литологии пород сказалось и на морфологии Чильмамедкумских палеоложбин. Они заложены в пределах развития податливых пород нижнего и верхнего мела и разделены палеовозвышенностями и палеокуэстами, бронированными известняками верхнего мела.

Структурно-литологическая обусловленность доакчагыльского палеорельефа выявляется и на складках западных погружений Копетдага и Малого Балхана. Ряд поднятий, установленных в верхнеплиоценовых отложениях,— антиклинали Тузлукчайская, Сыртланлинская, Иссуинская и др.— являются структурами облекания, ядерные части которых представляют собой эрозионные останцы дислоцированных меловых и палеогеновых пород. Особенно яркая форма палеорельефа выявлена в северной части Западно-Туркменской впадины, где в районе п-ова Дарджа обнаружена высокая погребенная куэста, бронированная известняками верхней юры и неокома. Последняя, по-видимому, представляет собой продолжение Лямабурунского отрога хребта Большой Балхан. В понижении, расположенном севернее куэсты, вскрываются податливые песчано-глинистые породы средней юры и отмечается несколько субширотных разрывных нарушений, что, вероятно, в значительной мере определило заложение здесь упомянутой выше боковой долины пр-Амудары.

Долины Карабогазско-Красноводского бассейна были выявлены при геологических исследованиях еще давно, но подавляющее их большинство было обнаружено при структурном бурении. Рассматриваемый бассейн значительно уступает по размерам Каракумскому и ограничивается районом, примыкающим к заливу Кара-Богаз-Гол. Водораздел его с Каракумским бассейном проходил по Балхан-Кубадагскому поднятию, горам Аккыр.

В северной и северо-западной частях Красноводского полуострова установлена сложная система узких палеодолин в основном широтного простиранья, изобилующая многочисленными палеопритоками, разделенными узкими водоразделами. Другая группа долин, широтного и северо-восточного простиранья, выявлена на Карабогазских косах (рис. 1). Подобно палеодолинам Каракумского бассейна они выполнены верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями. Глубина вреза долин существенно увеличивается к западу, составляя вблизи Каспия 300—400 м. Выделяется несколько их фрагментов (Сырнев, 1963), однако наметить главную долину пока можно лишь гипотетически (Леонтьев, 1961) ввиду отсутствия данных по акватории залива Кара-Богаз-Гол. В последние годы погребенные доакчагыльские долины, выявленные на Карабогазских косах, были прослежены при сейсмоакустическом профилировании на шельфе Каспийского моря (Лебедев и др., 1976).

В заложении палеодолин Карабогазско-Красноводского бассейна определенную роль сыграли разрывные нарушения и структурный план осадочного чехла. Так, широтно ориентированные доакчагыльские долины в северной части Красноводского полуострова совпадают по простиранью с зоной глубинного разлома (Захидов, 1972), а северо-восточная ориентировка долин на Карабогазских косах и в пределах акватории Каспия, по-видимому, была предопределена разрывными нарушениями того же простиранья (Голубев, Свистунов, 1972; Кондрашова, Кругляков, 1968).

В целом, однако, формирование Карабогазско-Красноводского речного бассейна, по-видимому, было связано с образовавшимся в конце среднего плиоцена эолово-денудационным понижением, возникшим на месте залива Кара-Богаз-Гол, над одноименным сводовым поднятием. Южным ограничением Карабогазской депрессии являлось погребенное

миоценовое плато, внешний северный край которого был расчленен и обрывался крутым уступом высотой около 100 м. На многих его участках отмечается развитие палеооползней. Последние выделяются и на склонах палеодолин.

Денудационный и эрозионно-денудационный предпозднеплиоценовый рельеф развит в Южном Туркменистане весьма широко. К нему можно отнести погребенные палеоводоразделы пра-Теджена, пра-Мургаба и пра-Амударьи. Значительные площади этого рельефа (Заунгузское плато, плато Устюрт) выведены на дневную поверхность севернее.

Погребенные водораздельные палеоплато представляют собой пологонаклонные выровненные поверхности с абс. отметками среднеплиоценового рельефа от +200 до —200 м. Отражая региональную структуру Мургабской впадины и Предкопетдагского прогиба, они полого снижаются к центральным частям прогибов и поднимаются в сторону Копетдагского складчатого сооружения и Каракумской платформы. Их поверхность, как экспонированная, так и погребенная, слагается терригенными, нередко красноцветными отложениями, по составу песчано-глинистыми, а ближе к горным сооружениям — грубообломочными, накопившимися в течение позднего миоцена и раннего плиоцена. Мощная (до 5 м) карбонатная кора почти повсеместно бронирует кровлю пород кашанской, казганчайской, заунгузской и других свит (Смирнов, Ибрагимов, 1965; Геология..., 1972). Это позволяет рассматривать описываемые поверхности как денудационные или литологически обусловленные.

Близким по времени формирования является экспонированный структурно-денудационный рельеф Устюрта и Степного Мангышлака. На упомянутых территориях также выделяется этап интенсивного расчленения — конец раннего плиоцена и преимущественно средний плиоцен (Клейнер и др., 1976). Однако если предпозднеплиоценовый рельеф Южного Туркменистана был погребен и законсервирован, то экспонированные его фрагменты в плиоценовое и четвертичное время подверглись значительной денудации (Полканова, Шолохов, 1971).

Меньшее по размерам эрозионно-денудационное погребенное плато, уже упоминавшееся выше, существовало в северной части Красноводского полуострова. Плато сформировалось на терригенных валунно-галечных отложениях миоцен-плиоценовой кюрьянской свиты и на карбонатных отложениях миоцена. Как можно предполагать, оно представляло собой высокую пологохолмистую равнину, изобилующую неглубоко врезанными оврагами и долинами, берущими свое начало на северных склонах Большого Балхана и Кубадага.

Золово-денудационный рельеф. Среди денудационных типов рельефа особого внимания заслуживает золово-денудационный. К этому типу рельефа относятся крупные бессточные впадины Южно-Мангышлакского и Устюртского плато, а также впадины с ограниченным стоком на Мангышлаке и в Туаркыр-Карашорском районе. Поскольку самые молодые породы, в которые они врезаны, относятся к нижнему плиоцену (понтическому ярусу), а самые древние из отложений, выполняющих впадины, — к верхнему плиоцену (акчагыльскому ярусу), можно считать, что основным временем формирования впадин был средний плиоцен. Главные причины их возникновения и стадии развития освещены в литературе (Клейнер, 1962; Шолохов, 1964), и мы не будем специально останавливаться на этом вопросе. Следует, однако, указать на совпадение цикла интенсивного эрозионного расчленения Закаспия и времени образования бессточных котловин. Можно предполагать, что при падении уровня Каспия вследствие изменения гидрогеологических условий Мангышлакского и Устюртского плато (усиления дренажа) углубление этих своеобразных форм происходило более интенсивно, а при повышении уровня оно замедлялось или прекращалось вовсе.

Аккумулятивный рельеф. Выявление погребенного предподнеплиоценового аккумулятивного рельефа встречает значительные трудности из-за недостаточной фаунистической изученности континентального плиоцена Туркмении, а также потому, что время формирования этого рельефа, особенно в западных районах, по-видимому, совпадает с заключительными этапами накопления среднеплиоценовых отложений. Наиболее значительные участки его развития известны в Западно-Туркменской впадине, а также по периферии горных сооружений — Копетдага, Большого Балхана, Малого Балхана.

В Западно-Туркменской впадине развит рельеф поверхности (кровли) среднеплиоценовой красноцветной (челекенской) свиты. Поскольку кровля этих отложений частично размыта, строение рельефа можно представить путем реконструкции палеогеографической обстановки конца среднеплиоценовой эпохи. В это время в Западно-Туркменской впадине существовала плоская равнина, периодически заливавшаяся морем. Об ее аллювиально-дельтовом генезисе свидетельствуют находки в верхних частях разреза красноцветной свиты стволов деревьев, отпечатков листьев и трав, а также присутствие солоноватоводной и пресноводной микрофауны. Среди равнины располагались многочисленные эрозионные останцы доплиоценовых и среднеплиоценовых пород, а зона низкогорного и останцового рельефа Копетдага простиралась значительно западнее, чем сейчас. Останцы отмечались и в районах сводов некоторых поднятий (Окарем, Гограньдаг) на юге впадины (Тораев, 1974). Малый Балхан, Большой Балхан, а также складки Западного Копетдага в это время уже существовали в виде крупных возвышенностей. По их периферии формировались наклонные пролювиальные шлейфы, часто сложенные грубообломочным материалом.

Аллювиальные равнины в среднем плиоцене существовали в глубоковрезанных долинах пра-Амударьи и ее притоков. Нижние части разреза тахтабазарской свиты, выполняющей палеодолины, сложены хорошо окатанным аллювием, состоящим из обломков изверженных и метаморфических пород (Раевский, 1971). В верхах свиты преобладает местный материал плохой окатанности, что, возможно, свидетельствует об усилении склоновых и пролювиальных процессов в конце среднего и начале позднего плиоцена.

Важность изучения предподнеплиоценового погребенного рельефа, особенно эрозионного, трудно переоценить. Можно предполагать, что глубокий размыв оказал существенное влияние на гидрогеологический режим верхней части осадочного чехла, в частности привел к падению пластовых давлений, образованию крупных очагов разгрузки грунтовых вод и к активизации процессов водообмена. Не исключено, что эти процессы захватили и основной нефтегазоносный комплекс — юрские отложения, не вскрывающиеся во врезках (Полканова, 1976). В области распространения верхнеюрского соленосного горизонта образование долин (за счет снятия нагрузки) вызвало переток соли и формирование соляных антиклиналей (Майнадаров, Хаснутдинов, 1976). Образование крупных и глубоких форм рельефа, по-видимому, не могло не сказаться на условиях миграции, аккумуляции и, возможно, консервации углеводородов.

Сказанное позволяет утверждать, что погребенный предподнеплиоценовый палеорельеф может явиться важным критерием в оценке перспектив нефтегазоносности Южного Туркменистана.

- Абдулаев З. А.** Результаты разведочного бурения на нефть и газ в Предкопетдагском прогибе. В сб. «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии», 1960.
- Амурский Г. И., Блискавка А. Г.** Основные черты тектонического развития Зеагли-Дарвазинского куполовидного поднятия. В сб. «Вопросы геологии Туркмении», Ашхабад, Изд-во ИЛЫМ, 1965.
- Блискавка А. Г.** Ербентский эрозионный врез. «Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.», т. 109, вып. 14, 1963.
- Блискавка А. Г.** Закономерности тектонического развития Зеагли-Дарвазинского сводового поднятия и формирования газовых залежей. В сб. «Геология и полезные ископаемые Туркмении». «Тр. Упр. геол. при СМ ТуркмССР», вып. 5, 1968.
- Геология СССР**, т. XXII. Туркменская ССР. М., «Недра», 1972.
- Голубев Б. Н., Свистунов Ю. И.** Геологическое строение фундамента Среднего Каспия. В кн. «Морская геология и геофизика», № 3, Рига, 1972.
- Захидов А. У.** Основные разрывные нарушения северо-западной Туркмении и прилегающих районов. «Тр. Упр. геол. при СМ ТуркмССР», вып. 8, 1972.
- 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., Кузнецов Ю. Я., Хондариан С. О., Шолохов В. В.** Основные этапы формирования рельефа Закаспия в позднеэоценовое и четвертичное время. «Геоморфология», № 4, 1976.
- Кондрашова Н. В., Кругляков В. В.** Строение поверхности складчатого фундамента в морском Прикарабагзье. «Нефтегазовая геология и геофизика», № 6, 1968.
- Лебедев Л. И., Едигарян З. П., Кулакова Л. С., Алексина И. А., Калинина Л. А., Никишин А. В.** Геологическое строение и нефтегазоносность платформенной части Каспия. М., «Наука», 1976.
- Леонтьев О. К.** История формирования побережья залива Кара-Богаз-Гол. «Океанология», т. VIII, 1961.
- Луппов Н. П.** О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Закаспия. «Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.», т. 109, 1963.
- Майнадаров И. К., Хаснугдинов З. Б.** Особенности формирования и перспективы нефтегазоносности соляных складок Восточного Туркменистана. «Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», № 4, 1976.
- Милановский Е. Е.** К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем плиоцене и начале позднего плиоцена. «Бюл. МОИП. Отд. геол.», т. XXXVIII, вып. 3, 1963.
- Мирзаханов М. К.** О нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Туркменской изменности. «Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», № 2, 1964.
- Мирзаханов М. К., Полишко В. В., Птушкин Э. И.** Геологическое строение полуострова Дарджа по результатам структурно-профильного бурения. «Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», № 4, 1962.
- Полканова Л. П.** О среднеплиоценовом рельефе Туранской плиты. «Тр. ВНИГНИ», вып. 195, 1976.
- Полканова Л. П., Шолохов В. В.** О размерах денудации и генезисе рельефа плато Устюрт. «Бюл. МОИП. Отд. геол.», вып. 1, 1971.
- Раевский М. И.** Грубообломочная пачка тахтабазарской свиты в долинах палео-Амударьи и палео-Мургаба. «Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ.-техн. хим. и геол. наук», № 3, 1971.
- Сырнев И. П.** О предакчагыльском (среднеплиоценовом) эрозионном размыве в области залива Кара-Богаз-Гол. «Нефтегазовая геология и геофизика», № 8, 1963.
- Тораев О.** Изменение мощностей осадков плиоценового и постплиоценового возраста как показатель палеогеографических условий и тектонического режима Гогрань-Даг-Окаремского района. «Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», № 5, 1974.
- Шевченко Н. Г.** Новые данные о геологическом строении района песков Чильмамедкум. «Тр. ин-та геол. АН ТуркмССР», т. 2, 1959.
- Шевченко Н. Г.** О результатах бурения глубокой скважины в Приузбойских Каракумах. «Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», № 2, 1960.
- Шолохов В. В.** Бессточные впадины и денудационные депрессии и их связь с геологическими структурами. «Тр. НИЛНефтегаз», вып. 12, 1964.
- Яншин А. Л.** Геология Северного Приаралья. М., Изд-во АН СССР, 1953.

STRUCTURE AND MAIN STAGES OF FORMATION OF THE BURIED (PRE-LATE PLIOCENE) RELIEF AT SOUTHERN TURKMENISTAN

L. P. POLKANOVA, V. V. SHOLOKHOV, V. V. SKOTARENKO

Summary

Detailed studies of drilling and geological and geophysical data revealed buried deeply dissected (to 800 meters) topography at Southern Turkmenistan, dated from Pre-Late Pliocene. The buried valley net of ancient Amu-Darya and its tributaries has been reconstructed and drawn in contourlines («paleo-isohypsese») as well as river system southward from Kara-Bogaz-Gol, which was formed under conditions of low Caspian level during the end of Middle—beginning of Late Pliocene. A certain connection has been traced between the paleo-landforms on one side and tectonics and lithological and facial features of the Meso-Cenozoic series on the other side. The authors concluded that such great erosional features could substantially influence the hydrogeology, baric conditions etc., which in turn could influence the process of hydrocarbons migration, accumulation and conservation in the upper part of sedimentary mantle.

УДК 551.432 : 551.4.08 (571.65)

Г. А. ПОСТОЛЕНКО, Т. Ф. ДЖОБАДЗЕ

РОЛЬ МОРФОСТРУКТУРНОГО ФАКТОРА В РАЗМЕЩЕНИИ ПОГРЕБЕННЫХ ДОЛИН ВЕРХНЕКОЛЫМСКОГО НАГОРЬЯ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ РОССЫПЕЙ

Наличие фрагментов древней гидросети в Верхнеколымском нагорье не раз отмечалось разными авторами (Баранов, Бискэ, 1964; Кечек, 1966, 1967). При этом рассматривались лишь долины, не связанные с современным рисунком гидросети. Отмечалось также наличие долин типа «каньонов» или «боковых долин», называемых еще подувальными, расположенных в пределах современных долин и характеризующихся повышенными мощностями (от 15 до 30 м) рыхлых отложений. Их аллювий считался коррелятным молодым элементам современных долин, под которыми они располагаются, — террасам низких уровней или пойме (Гольдфарб, 1972), и причины их формирования не рассматривались.

К настоящему времени многолетними исследованиями геоморфологов географического факультета МГУ убедительно доказано, что современное размещение речной сети Верхнеколымского нагорья существует по крайней мере с позднего плиоцена, причем в истории формирования долинной сети за плейстоценовое время было не менее двух эпох мощной аккумуляции, разделявших три цикла врезания: плиоцен — раннеплейстоценовый, средне- и позднеплейстоценовый. Установлено, что днища долин древних циклов врезания располагались на высотах, близких к современному урезу. Вследствие этого их аллювий лежит в погребенном виде в пределах современных долин, и «подувальные» долины часто представляют собой фрагменты этих древних врезов.

В эпохи аккумуляции долины бассейна Колымы заполнялись аллювием не полностью, поэтому в плейстоцене не происходило перестройки плана гидросети бассейна и каждое последующее врезание шло внутри прежних долин с некоторым боковым смещением в ту или иную сторону