

тия региона, что весьма важно для объяснения перспектив нефтегазоносности. Подтверждение связи локальных остаточных аномалий со структурами осадочного чехла позволяет рассматривать вновь выявленные морфоструктуры как объекты для детальных нефтегазопроисловых работ.

Не менее интересен анализ линейно вытянутых отрицательных остаточных аномалий рельефа. Они хорошо сопоставляются с глубинными дизъюнктивными нарушениями. Так, в пределах рассматриваемого района отмечается вытянутая отрицательная субширотная аномалия, совпадающая с известным Притеречным глубинным разломом (I). В современном рельефе к этой области приурочено среднее течение р. Терек. Кроме того, ей соответствует зона параллельных линеаментов, дешифрируемых на космических снимках.

Таким образом, проведенные исследования показали, что описанный способ анализа современного рельефа может применяться для изучения структурно-тектонических особенностей нефтегазоносных областей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берлянт А. М. Разложение поверхностей на составляющие как метод структурно-геоморфологического анализа.— Геоморфология, 1971, № 3, с. 78.
2. Гостева Т. С., Патракова В. С. Опыт тренд-анализа рельефа и его использование при морфоструктурных исследованиях на примере Кавказа.— Геоморфология, 1983, № 4, с. 42.
3. Аксенов А. А., Новиков А. А. Прогноз, поиски и разведка погребенных нефтегазоносных структур. М.: Недра, 1983. 160 с.
4. Дэвис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 572 с.
5. Эберлинг Н. Н., Колаченко А. А. Алгоритм и программы построения поверхности тренда с помощью ортогональных полиномов П. Л. Чебышева.— В кн.: Математические методы в геологии. Алма-Ата, 1966, с. 26.

Грозненский нефтяной институт

Поступила в редакцию
16.VIII.1985

ON A TECHNIQUE OF THE TOPOGRAPHY ANALYSIS USING COMPUTER

KERIMOV I. A., KASYANOVA N. A.

Summary

The algorithm and program «Relief» are discussed which aimed for identification of regional and local components in the surface topography; the technique had been tested at the west Caucasian foreland. The efficiency of the geomorphological study using computer is shown as applied to structural-tectonic investigation of oil and gas bearing regions.

УДК 551.4.07(235.21)

ПШЕНИН Г. Н.

ДРЕВНИЙ КАРСТОВЫЙ РЕЛЬЕФ ГОРНОЙ ФЕРГАНЫ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОМОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ГОРНЫХ СТРАН

Группы небольших известняковых хребтов и отдельных скальных останцов, резко выделяющиеся среди увалистых или дробно расчлененных невысоких адыров, составляющих основной фон рельефа низких предгорий Ферганы, или среди возделанных подгорных равнин, давно при-

влекали внимание исследователей (например, [1, 2] и др.) Типичным примером могут служить Ошские горки. Это название, прочно закрепившееся в специальной литературе, было дано группе известняковых останцов и небольших хребтов к западу от г. Ош известным геологом Д. И. Мушкетовым [2], проводившим по заданию Геолкома первые среднemasштабные съемки данного района.

Ошские горки контрастно выделяются на фоне зелени окружающих освоенных равнин практически лишенными растительности склонами, вверху крутыми, расчлененными или представляющими массивные откосы, а внизу становящимися более пологими (30—35°) и сглаженными, местами перекрытыми маломощным чехлом щелнистых суглинков. На откосах видны устья крупных гротов и пещер [3—6]. В западной части Ошских горок хребты частично срезаются выположенными, холмогорного облика вершинными поверхностями. Характерный рельеф Ошских горок и других сходных с ними по морфологии хребтов горной Ферганы, их подобие рельефу карстовых останцов влажных тропических и субтропических областей позволили Д. И. Мушкетову [2] в 1910—1915 гг., а много позднее и другим исследователям [7—9] сделать вывод о том, что останцы Ошских горок являются реликтовыми формами древнего тропического или субтропического так называемого башенного или конического карста (Towerkarst, Turmkarst, karstá tourelles, cone karst, Kegelkarst и др. [2, 7, 8, 10, 11]). Возраст останцов в соответствии с представлениями того или иного автора о палеогеографии и палеоклиматологии горной Средней Азии определялся либо как неогеновый [2, 7], либо как палеогеновый [8].

Кроме горной Ферганы сходные древнекарстовые останцы отмечены И. С. Щукиным [7] в районе оз. Искандеркуль в Зеравшане (по нашим данным, здесь они развиты шире — от Ягноба до Кашкадарьи), Н. А. Гвоздецким и И. Секирой [8] у пер. Талдык в Восточном Алае, а также в некоторых районах Памира. Нами формы башенного и конического карста зафиксированы по всей территории горной Ферганы, Западного Тянь-Шаня и Гиссара.

Проведенные автором специальные исследования древнекарстового рельефа в тех районах, где он развит наиболее представительно (Ошские горки и горы Босбутау на севере Ферганы), позволили получить доказательства юрского возраста этих форм, а также выявить возможность использования их для целей палеоморфоструктурного анализа. Прежде чем приступить к обсуждению результатов этих исследований, вкратце охарактеризуем эволюцию рельефа герцинид горной Ферганы в связи с развитием карстовых форм.

Наиболее древние надежно датированные проявления карстовых процессов района относятся к началу среднего карбона [12, 13]. Сформировавшиеся в это время линейные складчатые хребты кордильерного типа окаймлялись узкими полосками подгорных полигенетических поверхностей, в развитии которых наряду с другими агентами денудации большое значение имели карстовые процессы. При этом формировались главным образом поверхностные западины, воронки и небольшие полости приповерхностного залегания, которые сейчас выявляются в основном по находкам мелких гнезд высококачественных бокситов [14—16], являющихся, как известно, индикаторами энергичного красноземного (латеритового) выветривания и карстообразования [17, 18]. Бокситы развиты и выше по всему разрезу кроющих упомянутые подгорные поверхности осадков флишевой и флишево-олисторомовой формаций [16] — позднемосковская толубайская свита Южной Ферганы и ее аналоги. Развитие бокситов во всем среднекарбонном разрезе указывает на непрерывное одновременное карстообразование, что в значительной степени обусловлено теплым и влажным климатом этого времени [19].

Условия следующего, пермо-триасового (точнее, позднекарбонно-раннетриасового) этапа не благоприятствовали поверхностному и приповерхностному карстообразованию, хотя в это время сложились мощные поднятия сводового-глыбового и сводового типа (позднеэпигеосин-

клинальные орогенные морфоструктуры), которые с небольшими изменениями просуществовали в нашем районе до настоящего времени [9, 12, 20, 21]. Кроме очень сухого (до пустынного в перми) климата [19] развитию поверхностного карста в пермо-триасе препятствовала активизация движений по разломам, затруднявшая становление необходимых для нормального поверхностного и приповерхностного карстования стабильных гидрогеологических уровней и систем.

Однако в то же время возникли полости глубинного карста. Это мощные вертикальные пещерные системы очень глубокого (0,5—1,0 км) заложения, из которых нам сейчас известна, вероятно, только малая часть (многоэтажные глубокие полости горы Тюя-Муюн, Кан-и-Гут, Киевская, или КИЛСИ [22, 23]). Развитие этих полостей не связано с климатом и динамикой приповерхностных структур. Оно обусловлено ювенильными в основе процессами сульфидного и термального карста, связанными с внедрением в этом интервале кислых и щелочных интрузий, сопровождавшихся ореолами активных пневматолитических и гидротермальных эманаций. Генетически связанные с последними отложения «рудного карста» не раз отмечались многими исследователями и автором в ряде районов горной Ферганы [3, 16, 24—26]. Они представлены минеральным парагенезом, включающим и относительно низкотемпературные, и относительно высокотемпературные минеральные ассоциации — арагонит, мраморный оникс, исландский шпат, высокотемпературные модификации кальцита, барит, флюорит, киноварь, антимонит, реальгар, галенит, арсенопирит и другие минералы группы сульфидов. В некоторых пещерах известно [26] зонально-концентрическое чередование многих из перечисленных минералов с теми же минеральными ассоциациями, но с существенной примесью минералов группы окисей, что определенно указывает на многоэтапный, полициклический характер развития полостей глубокого карста.

К концу пермо-триасового и к началу следующего, рэт-юрского (киммерийского) этапа в пределах горной Ферганы на базе массивных орогенных морфоструктур позднего палеозоя вполне оформился расчлененный горный рельеф со сложившейся морфологической зональностью. Его существование подтверждается многочисленными прислонениями или вложениями в крутые палеосклоны и палеоврезы грубообломочных толщ позднего палеозоя и раннего триаса [9, 12, 20, 21].

Внутренние части гор расчленялись широкими эрозионными и эрозионно-тектоническими долинами, открывающимися на подгорные цокольные равнины типа педиментов. Последние по периферии переходили в денудационно-аккумулятивные и аккумулятивные равнины. Наибольшей выровненностью цокольные равнины подгорных педиментов характеризовались по краям крупных впадин.

Киммерийские движения горной Ферганы отличались, по выражению Н. Н. Верзилина, общей вялостью. Существенных изменений в морфоструктурный план района они не внесли. Следовательно, тектонический режим киммерийского этапа вполне благоприятствовал нормальному карстообразованию. Но главным фактором активизации карстовых процессов в юре было установление очень теплого и влажного климата. По Н. А. Ясаманову [17] и В. М. Синецуну [27], среднегодовые температуры района в юрское время равнялись $+26 \div +28^\circ \text{C}$, а среднегодовая сумма осадков превышала 2000 мм/год. Формировались мощные латеритные коры и каолины [17, 27, 28]. Была развита богатая и разнообразная растительность [28]. Таким образом, в юре во всем регионе сложился весьма благоприятный для активного карстообразования комплекс тектонических, морфоструктурных и климатических факторов.

Часть цокольных равнин окрестностей Ошских гор и Босбутау была заложена не позднее конца среднего — начала позднего карбона. По-видимому, тогда же образовалась и часть полостей неглубокого заложения, большинство которых сформировалось в юре (см. ниже). Некоторые доюрские полости в пермо-триасе, вероятно, попадали в сферу действия гидротермальных растворов, о чем говорит их зональное вы-

полнение высокотемпературным кальцитом с включениями игольчатой киновари и флюорита.

Процессы юрской карстовой денудации цокольных равнин Ошских гор и Босбутау развивались сопряженно с процессами интенсивного химического выветривания карбонатных пород. В условиях теплого и влажного климата под покровом пышной растительности формировались мощные латеритные коры. Выщелоченный CaCO_3 , окислы железа и другие подвижные соединения большей частью выносились в растворе за пределы поднятий. Это подтверждается находками низкокачественных бокситов в низах рэт-юрских разрезов соседних с юрскими поднятиями горной Ферганы впадин, а на сланцевых цокольных равнинах — гипергенных проявлений ванадатов, первоисточником которых является в основном рудно-карстовое выполнение доюрских карстовых полостей [3, 14, 24, 25].

Остаточная terra rossa входила в состав красноземного элюво-делювия на склонах и водоразделах низких хребтов и частных неровностей цокольных равнин. При перемыве красноглинистые отложения частично кольятировали открытые трещины известняков и небольшие поноры. Развитие мощных делювиальных и делювиально-пролювиальных шлейфов и частичный тампонаж трещин и поноров в известняках способствовали созданию у подножий горных массивов эффективного водоупора для верховодки и тем самым их заболачиванию. Аналогичный процесс наблюдается сейчас во всех районах современного тропического и субтропического карста [11, 22, 29], отсутствуя там лишь на участках, где верховодка сдренирована в результате интенсивного земледельческого освоения латеритных почв [11].

Неполный кольятаж поверхности коренных пород приводил к частичной утечке воды ниже горизонта верховодки и образованию на глубине несколько более 10 м горизонта грунтовых вод, который, кроме того, подпитывался водами активной зоны трещиноватости горных склонов в тылу подгорных равнин. Выклинивание этого горизонта происходило в зоне перекрытия цокольных равнин осадками аккумулятивных шлейфов.

С этим горизонтом грунтовых вод связано формирование уже упоминавшихся выше приповерхностных карстовых полостей, располагавшихся примерно параллельно дневной поверхности, с которой они сообщались понорами и карстовыми колодцами. Такие колодцы, сейчас заполненные красноглинистыми отложениями с обильной примесью мелкой кварцевой и кремневой гальки, обнаружены нами на вершинной поверхности гор Босбутау.

Подобный механизм образования карстовых полостей неглубокого заложения, очевидно, имел место не только в юре, но и ранее — в среднем карбоне. Как было сказано, юрские цокольные равнины часто развивались по среднекарбовым. Кроме того, в некоторых полостях, связанных с юрскими равнинами, обнаруживается минеральное выполнение, характерное для доюрского карста. Следовательно, и карстово-денудационные формы на поверхности юрских цокольных равнин, и связанные с ней полости являются в значительной степени полициклическими и полихронными образованиями.

Глубина залегания яруса приповерхностных карстовых полостей по направлению к тыловым склонам цокольных равнин уменьшается до выклинивания, а к периферии, напротив, несколько возрастает. От гор к периферии увеличиваются также густота сети карстовых полостей и их размеры. Ярус приповерхностных полостей выклинивается в зоне перехода от цокольных равнин к аккумулятивным, где обычно развиты фронты (тыловые уступы) нормальной педиментации [12, 30]. Здесь процессы педиментации обычного типа сочетаются с обрушением карстовых уступов, разъедаемых карстовой коррозией и размываемых в результате совместного действия агентов механической эрозии и суффозии на участках выклинивания родников. В итоге формируется неровный фронт своеобразной карстово-денудационной педиментации, активно от-

ступающий в глубь подгорной равнины. Каждое поднятие дало импульс образованию нового яруса карстовых полостей неглубокого заложения и формированию нового фронта обрушения и карстово-денудационной педиментации. Высоты старого и нового уступов различались не более чем на десяток метров. Поэтому при далеко зашедшем развитии процесса комплексной нормальной и карстовой педиментации в конечном итоге формировалась единая слабо наклонная от гор цокольная равнина с неясно выраженным ступенчатым профилем. Такая поверхность юрского возраста лучше всего сохранилась на северо-западном склоне гор Босбутау. В Ошских горах она частью погребена, а частью разрушена позднейшими денудационными процессами. Такие же поверхности, несколько измененные процессами позднейшей планации, наблюдались нами на северном склоне Туркестанского хребта (к западу от долины р. Ляйляк), а также на поверхности гор Исфан-Джайляу в бассейне нижнего Нарына.

Ступенчатость такого типа отмечена В. Г. Лебедевым на карстово-денудационных равнинах Южного Китая [11], которые определяются этим автором как поверхности карстпленов. Особенности морфологии и генезиса цокольных карстово-денудационных равнин нашего района также вполне допускают возможность отнесения их к классу карстпленов [7, 10].

Вышерассмотренный механизм карстово-денудационной педиментации во многом подобен схеме развития карстовых равнин, по В. М. Дэвису [31], которая обычно применяется для объяснения развития карстпленов в разных регионах, включая и горы Средней Азии [8, 22]. Однако в изложенной нами модели развития карстпленов имеются и существенные отличия от схемы В. М. Дэвиса. В соответствии с ней карстовый процесс развивается на горизонтальных или почти горизонтальных залегающих пластах известняков, в связи с чем образующиеся карстовые уровни практически параллельны, тогда как в нашем случае ярусы полостей сближаются. Основное различие заключается в том, что у нас попятно отступающий уступ формируется за счет целого комплекса факторов, среди которых действие карстового процесса при всей его бесспорной значимости и эффективности полностью управляется развитием агентов нормальной денудации, в свою очередь предопределяемым типом и динамикой морфоструктурной эволюции территории. В схеме Дэвиса снижение поверхности известняковой цокольной равнины осуществляется сначала «чистым» обрушением сводов ярусно расположенных пещерных систем, а уже затем сглаживанием остаточных неровностей, которое, однако, происходило сверху, а не сбоку, как в изложенной выше модели эволюции карстово-денудационных равнин (карстпленов). В связи с этим интересно отметить полное отсутствие и в древнем, и в современном карстовом рельефе нашего района характерных впадин типа польев, развитых (по В. М. Дэвису и другим авторам) в странах классического карста — Динарских Альпах, на Кубе, Ямайке, Юкатане и др. Для горной Ферганы в киммерийское время обрушение устанавливается только в пределах уступов фронтов комплексной карстово-денудационной педиментации.

Поверхности карстпленов являются достаточно репрезентативными «реперными» уровнями, вполне пригодными для анализа постумных (здесь — послеюрских) тектонических деформаций. Хотя поверхностям этого типа и свойствен изначальный уклон, однако разница высот между их периферическими и тыловыми частями невелика (не более первых десятков метров), и они могут служить вполне корректными реперами при построении карт тектонических деформаций с сечением от 50 м и более. Кроме того, сама по себе локализация участков развития карстпленов и анализ их рельефа позволяют с хорошей точностью очерчивать границы древних хребтов, впадин и долин.

Еще одна группа древнекарстовых форм, которая может быть использована в качестве морфоструктурных реперов, выявлена при анализе рельефа склонов останцовых массивов. Исследование современных

аналогов этих форм давно позволило некоторым исследователям установить своеобразный процесс коррозионного подрезания их подножий (sapping — англоязычной геоморфологической литературы [10, 29]) поверхностными и грунтовыми водами с кислой реакцией, характерными для заболоченных или увлажненных пространств, окружающих останцы. При этом формируются ровные горизонтальные ниши забоев-подрезов, врезающихся в основание массива в результате действия процессов коррозии и обрушения нависающих сводов ниш [29].

Так как линия забоев-подрезов соответствует уровню грунтовых вод, к ней выклиниваются подземные воды внутренней части массива. Разгрузка трещинных вод, часто осуществляемая источниками типа вклюдозов, реализуется с очень большим напором, и поэтому по линии забоев-подрезов действует также и чисто механическая эрозия. Внутри массива напорная эрозия активизирует (наряду с созданием новых полостей) созданные задолго до этого этапа (здесь — киммерийского) полости, которые до этого были выполнены обычными пещерными (инфлювиальными или субтерральными [33, 34]) и рудно-карстовыми отложениями. Большое число таких полостей, выполненных различными осадками упомянутых типов, выявлено в последнее время в различных горных районах Средней Азии при бурении или при проходке глубоких шахтных выработок [3, 16, 35].

Активное участие в общем морфологическом комплексе юрского карста более древних форм, равно как и участие в современном карсте таких же форм донеогенового (от среднего карбона до палеогена) возраста, т. е. уже отмеченная нами выше, вслед за другими исследователями [2, 3, 13, 16, 25, 32], полицикличность карстовых морфокомплексов имеет принципиальное значение для методики геоморфологических исследований. Широко известны попытки датирования ярусов полостей на склонах горных долин по сопоставлению с наиболее близкими к ним по высоте цикловым террасовым уровням. Таким образом в разных районах горной Средней Азии часто обосновывают геологический возраст археологических находок в пещерах и гротах. Таковы же некоторые попытки экстраполяции цикловых террасовых уровней при их прослеживании через участки полной редукции террасовых полок в узких известняковых каньонах по сериям полостей в их склонах, визуальное соответствие тем или иным цикловым террасовым уровням [7, 35—37] и др.

Возвращаясь к описанию забоев-подрезов, следует отметить их четкую прямолинейность (при условии слабой переработки позднейшими денудационными процессами). Эта особенность позволяет, во-первых, однозначно диагностировать линии забоев-подрезов и, во-вторых, визуальное прослеживать эти линии по склонам останцов на достаточно большое расстояние. Следовательно, прямолинейность и своеобразный морфологический облик позволяют использовать забой-подрезы в качестве вполне корректного «реперного» уровня для анализа дифференцированных тектонических движений. К сожалению, это «инструмент» локального значения, поскольку описанные формы генетически связаны с наиболее типичными карстовыми останцами. Тем не менее опыт анализа тектонических перекосов линий забоев-подрезов в Ошских горах показал возможность их использования для детального морфоструктурного анализа довольно больших участков (рис. 1).

Генетические особенности формирования забоев-подрезов и карсто-денудационных равнин (карстпленов) ясно указывают на связь этих форм с древними речными долинами. Такая связь наиболее типичных древнекарстовых форм и древних рэт-юрских врезов хорошо прослежена в районах Ошских гор и гор Босбутау.

В Ошских горах дренажные врезы юрского времени, выполненные углисто-аргиллитовыми осадками, установлены бурением на северо-востоке и востоке района. По данным выполнявших бурение и геологический надзор геологов Вл. Е. Матыченкова и В. Л. Клишевича, эти отло-

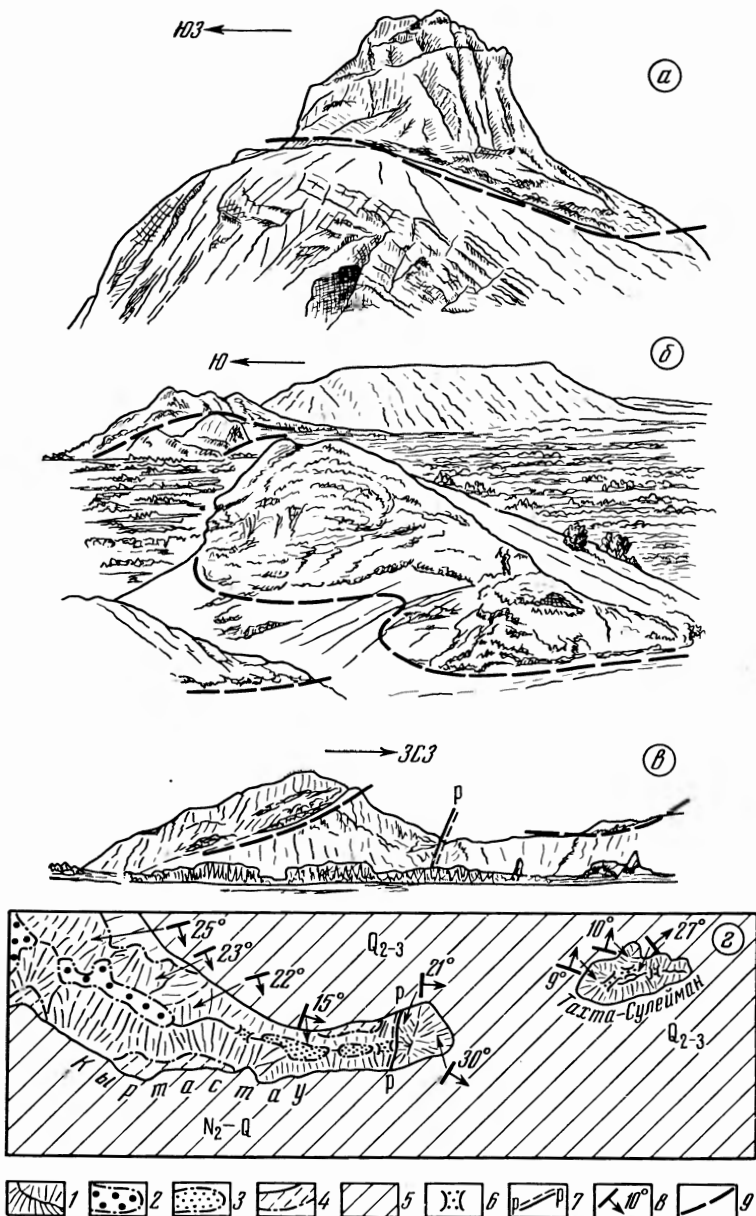


Рис. 1. Древнекарстовые останцы Ошских гор и установление тектонических деформаций по перекосам линий забоев-подрезов
 а — средняя вершина горы Тахта-Сулейман, б — западная вершина горы Тахта-Сулейман, в — восточное окончание гор Кырстау (а — в — рисунки по фото Д. И. Мушкетова [2]), г — послеюрские деформации района юго-восточной части Ошских гор.
 1 — скальный рельеф на палеозойских известняках, 2—4 — фрагменты разновозрастных цокольных равнин: 2 — пермо-триасовых, 3 — мел-палеогеновых (?), 4 — плиоценовых; 5 — аккумулятивные равнины четвертичного возраста; 6 — педиментные проходы; 7 — разломы; 8 — направление и величина послеюрских тектонических перекосов; 9 — линии забоев-подрезов на рисунках

жения содержат палеофлору лейас-доггера (по определению Т. А. Сикстель).

На севере Босбутау мы наблюдали фрагменты сильно размытых и разобщенных юрских врезов, выполненных песчаниками и углистыми сланцами с отпечатками юрской флоры. Кроме того, аналогичные юрские врезы и целые участки юрского расчлененного палеорельефа, зафиксированного соответствующими палеонтологическими находками, давно известны по выполненным еще в 30—50-х годах детальным палео-

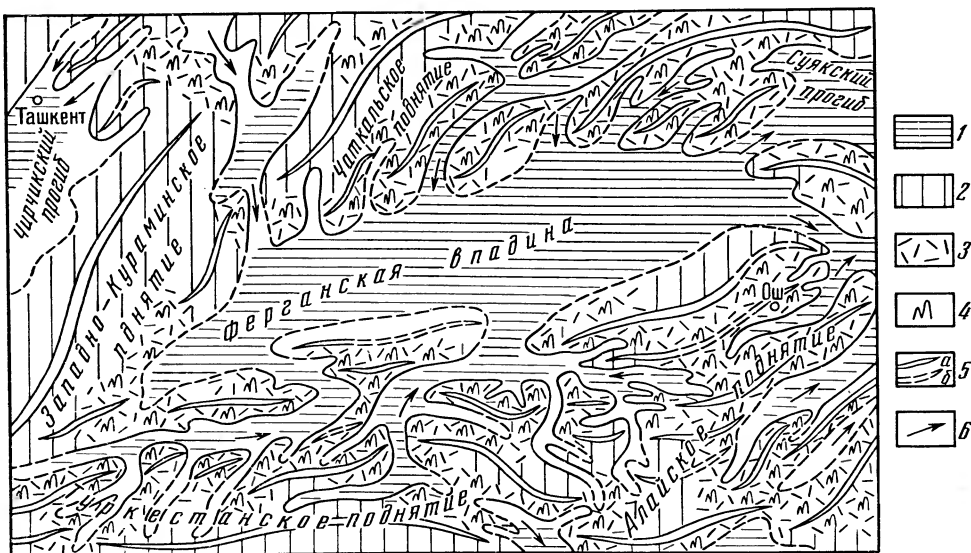


Рис. 2. Киммерийские палеоморфоструктуры и древнекарстовый рельеф горной Ферганы

1 — районы континентальной и субкавальной аккумуляции рэт-юрского времени; 2 — расчлененный холмогорный, низкогорный и среднегорный рельеф киммерийского этапа; 3 — районы локального развития карстпленов; 4 — районы распространения юрских древнекарстовых останцов; 5 — оси основных (а) и частных (б) киммерийских поднятий; 6 — направления стока по палеодолинам юрского времени

геоморфологическим реконструкциям на месторождениях юрских углей Сулюкты, Шураба, Ангрена и др. [38—40]. Устойчивая связь подавляющего большинства древнекарстовых морфологических комплексов нашего района с уверенно датированными юрскими палеодолинами и позволила нам отнести время образования первых к юре.

Детальный анализ локализации древнекарстовых морфокомплексов, а также эрозионных и тектонических долин и впадин юрского времени позволил расширить отмеченную выше связь наиболее типичных карстовых форм с древними долинами. По мере удаления от древних долин и впадин формы юрского карста теряют свою специфическую морфологическую выраженность. Наиболее типичные останцы и поверхности карстпленов приурочены к зонам сочленения крупных позитивных палеоморфоструктур и впадин киммерийского времени. Так, древний карст Ошских гор, Босбутау и других районов горной Ферганы тяготеет к границам почти полностью оформившейся в юре собственно Ферганской впадины, а также к периферии активно развивавшегося в это время и инверсированного в поздней юре — начале раннего мела Восточно-Ферганского (Суякского) прогиба [14, 15]. Такая взаимосвязь легко объяснима, поскольку именно в крупных впадинах и на их окраинных обеспечивается наиболее стабильное положение уровней грунтовых вод. Особенно зависим от фактора стабильности уровней грунтовых вод механизм формирования останцов башенного или конического карста, так как процесс коррозионного подрезания их подножий полностью прерывается при падении зеркала подземных вод¹.

Отсюда следует, что морфология останцов юрского башенного или конического карста — весьма чуткий индикатор вертикальных тектонических движений киммерийской эпохи. Картографирование этих форм поэтому можно считать вполне надежным методом выявления и очертывания позитивных киммерийских палеоморфоструктур различного масштаба (рис. 2).

¹ Полная характеристика морфологии останцов башенного или конического карста и процесса их формирования и развития содержится в ряде специально посвященных этому вопросу работ (см., например, [7, 8, 11, 22, 29] и др.).

Итак, изучение древнего юрского карста горной Ферганы позволило выявить ряд древних форм карстового и карстово-денудационного происхождения, которые могут быть эффективно использованы для целей палеоморфоструктурного анализа. Во-первых, выделяется группа форм уровня типа. К ним относятся в первую очередь линии забоев-подразрезов, которые являются наиболее корректными структурными реперами и весьма чуткими индикаторами палеогеоморфологической и палеоклиматической обстановки времени образования карстовых останцов. Методическое значение этих форм снижается локальностью их распространения. Затем следуют уровни карстово-денудационных поверхностей (карстпленов). Они менее корректны, и их использование в качестве структурных реперов имеет некоторые ограничения. Однако как индикаторы палеоморфоструктурной и общей палеогеографической обстановки времени образования карстплены наиболее информативны. Вместе с тем необходимо отметить общее ограниченное распространение карстово-денудационных поверхностей эпох влажного и теплого климата в данном регионе (здесь такими являются среднекарбоновый и юрский этапы, частью — эоценовый), что накладывает дополнительные методические ограничения на использование карстпленов в палеоморфоструктурном и палеогеографическом анализе. Наконец, общее выявление и картографирование древнекарстовых морфокомплексов (карстовых останцов и карстпленов) позволяет достаточно уверенно устанавливать границы древних хребтов, впадин-прогибов и денудационных долин.

В силу ограниченного объема данной статьи в ней не рассматриваются вопросы дальнейшего преобразования юрских древнекарстовых морфокомплексов, а также ряд других проблем, связанных, например, с прикладным морфоструктурным анализом древнего глубинного и рудного карста и др. Эти вопросы должны служить темами отдельных сообщений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Мушкетов Н. В.* Туркестан. Геологическое и орографическое описание. Т. I. Спб., 1886. 741 с.
2. *Мушкетов Д. И.* Чиль-Устун и Чиль-Майрам.— Тр. Геолкома. Нов. сер. Пг., 1915, вып. 100. 122 с.
3. *Щербаков Д. И.* Пещеры в горах Чиль-Устун и Чиль-Майрам около города Ош. Приложение к статье: К геохимии Алайского хребта.— В кн.: Д. И. Щербаков. Избр. тр., т. I. М.: Наука, 1969, с. 137.
4. *Агаев П.* Карст в горах Тахта-Сулейман.— В кн.: Материалы по физической географии Узбекистана. Ташкент: Фан, 1968, с. 85.
5. *Маматкулов М. М., Юсупов М. Ю., Арипов К.* О пещерах Чиль-Устун.— В кн.: Карст Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1972, с. 55.
6. *Маматкулов М. М., Юсупов М. Ю., Арипов К.* Некоторые данные о пещерах Чиль-Майрама.— В кн.: Карст Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1972, с. 64.
7. *Шукин И. С.* Общая геоморфология. Т. II. М.: Изд-во МГУ, 1964. 564 с.
8. *Гвоздецкий Н. А.* Известняковые останцы Памиро-Алая как реликтовые формы тропического карста.— В кн.: Карст в карбонатных породах (Тр. МОИП, т. 49), 1972, с. 160.
9. *Пишенин Г. Н.* О древности рельефа горной Ферганы.— Геоморфология, 1982, № 1, с. 80.
10. Glossary and multilingual equivalents of karst terms. Paris: UNESCO — FAO, 1972. 71 p.
11. *Лебедев В. Г.* Геоморфологические наблюдения в карстовой области провинции Гуанси.— В кн.: Спелеология и карстование. М.: Изд. МОИП, 1979, с. 177.
12. *Пишенин Г. Н.* Проблемы морфоструктурного анализа горных стран (на примере Фергано-Приташкентского района): Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии, 1979. 25 с.
13. *Маматкулов М. М.* История развития карста в бассейне р. Чирчик.— В кн.: Карст Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1972, с. 41.
14. *Синицын В. М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 219 с.
15. *Котельников В. И.* О геологии и условиях образования среднепалеозойских бокситов Туркестано-Алая.— В кн.: Вопросы стратиграфии. Вып. I. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974, с. 36.
16. *Запрометов В. Ю.* Закономерности размещения и условия образования среднекарбоновых бокситовых пород между речья Аксу-Исфайрам (Южная Фергана): Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Ташкент, 1977. 27 с.
17. *Ясаманов Н. А.* Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.

18. Бушинский Г. И. Карст, содержащий бокситовые отложения.— В кн.: Типы карста СССР. М.: Наука, 1965, с. 99.
19. Сидицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 3. Вторая половина палеозоя (девон, карбон, пермь). Л.: Изд-во ЛГУ, 1970. 134 с.
20. Морфоструктурный анализ речной сети СССР. М.: Наука, 1979. 304 с.
21. Благоволин Н. С., Пишенин Г. Н. Древность горных систем Паратетиса.— Геоморфология, 1981, № 3, с. 3.
22. Гвоздецкий Н. А. Карст. Вопросы общего и регионального карстоведения. Изд. 2-е. М.: Географгиз, 1954. 352 с.
23. Гвоздецкий Н. А. Глубочайшие карстовые пропасти и пещеры Мира и СССР.— Геоморфология, 1983, № 2, с. 57.
24. Ферсман А. Е. Геохимия пещер.— Природа, 1952, № 3, с. 22.
25. Щербаков Д. И. Впечатления о Тюя-Муюнском радиевом руднике.— В кн.: Протоколы заседаний Туркестанского научного общества (Тр. Туркестан. научн. о-ва, т. II). Ташкент, 1925, с. 197.
26. Поярко В. Э. О находке реалгара в Чаувайском киноарно-сурьяном месторождении в Южной Фергане.— За недра Средней Азии, 1932, № 2, с. 58.
27. Сидицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 2. Мезозой. Л.: Изд-во ЛГУ, 1966. 167 с.
28. Сикстель Т. А., Худайбердыев Р. О флорах прошлого Средней Азии.— В кн.: Палеоботаника Узбекистана. Т. I. Ташкент: Фан, 1968, с. 3.
29. Morgan G. a. R. Hollow hills in Malaysia.— Geogr. magazine, 1973, v. 45, p. 662.
30. Ланге К. О., Пишенин Г. Н. Педименты горы Улуттаг (о роли боковой планации в аридном климате).— В кн.: Рельеф горных стран. Вопросы географии. Сб. 74. М.: Мысль, 1968, с. 141.
31. Davis W. M. Origin of Limestone Caverns.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1930, v. 41, p. 475.
32. Проблемы изучения карстовых полостей гор южных областей СССР. Ташкент: Фан, 1983. 150 с.
33. Лунгерсгаузен Г. Ф. Инфлювий — особый генетический тип материковых образований.— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 3, с. 690.
34. Шаниер Е. В. Обзор учения о генетических типах континентальных осадочных отложений.— Тр. ГИН АН СССР. М., 1966, вып. 161. 289 с.
35. Маматкулез М. М. О некоторых закономерностях распространения и развития карста на территории бассейна р. Чирчик.— В кн.: Карст Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1972, с. 48.
36. Насретдинов Х. К. Разведка следов каменного века в Бестандыкском районе в 1959 г.— В кн.: История материальной культуры Узбекистана, вып. 4. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1963, с. 46.
37. Никонов А. А., Ранов В. А. Новые данные об археологии каменного века и возраст речных террас Афгано-Таджикской депрессии (Северный Афганистан, Южный Таджикистан).— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1973, № 40, с. 35.
38. Брунс Е. П. Генезис юрских угленосных отложений Южной Ферганы. Литологический сб. I. Т.— М.: Гостоптехиздат, 1948, с. 99.
39. Стачеквич Ю. В. К вопросу о методике фациально-палеогеографических исследований юрских отложений Ферганы.— Тр. Узгелуправления. Сб. I, Геология. М., 1960, с. 38.
40. Захаревич В. А. Очерк геологии Ангреноского каолино-угольного месторождения. Ташкент: Фан, 1966. 124 с.

Институт географии АН СССР

Поступила в редакцию
12.III.1984

ANCIENT KARST TOPOGRAPHY OF THE MOUNTAIN FERGANA REGION AND SOME PROBLEMS OF PALEO-MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS OF MOUNTAIN AREAS

PSHENIN G. N.

Summary

General trends of mountain Fergana paleorelief evolution during Late Paleozoic—Early Mesozoic are considered; Jurassic karst topography formation is analysed in detail, in particular typical cone and tower karst landforms and some associated forms such as erosional karst plains and niches at hills' base due to corrosion and gravitational processes. The mentioned landforms of ancient karst are considered to serve as datum levels as well as indicators of morphostructures position when carrying out morphostructural analysis of mountain regions.