

5. Преображенский В. С. Проблемы изучения устойчивости геосистем//Устойчивость геосистем. М.: Наука, 1983. С. 4—7.
6. Тимофеев Д. А. Старые и новые пути развития геоморфологии//Геоморфология. 1981. № 3. С. 31—42.
7. Brunsden D. Applicable models of long term landform evolution//Zeitschrift fur Geomorphologie. 1980, Spbd 36. P. 16—26.
8. Чиллингуорт Д. Структурная устойчивость математических моделей. Значение методов теории катастроф//Математическое моделирование. М.: Мир, 1979. С. 248—276.
9. Эрозия почвы/Ред. Киркби М. Дж. и Морган Р. П. С. М.: Колос, 1984. 415 с.
10. Дедков А. П., Мозжерин В. И. Структура эрозии в бассейнах равнинных рек//Закономерности проявления эрозийного и руслового процессов в различных природных условиях. М.: Изд-во МГУ. 1981. С. 65—66.
11. Patton P. S., Schumm S. A. Gully erosion, North-western Colorado: A threshold phenomena//Geology. 1975. V. 1. P. 88—90.
12. Schumm S. A. Some applications of the concept of geomorphic thresholds//Thresholds geomorphology. Strudsbury; Pa. 1980. P. 473—485.
13. Борсук О. А., Спасская И. И. Опыт анализа динамики денудационных морфосистем//Проблемы морфодинамики. М., 1983. С. 100—107.
14. Кадетов О. К., Рацко А. П. Скачки и стадии в эволюции экзоморфосистем//Современное экзогенное рельефообразование, его изучение и прогноз. М., 1984. С. 50—57.
15. Постон Т., Стюарт И. Теория катастроф и ее приложения. М.: Мир, 1980. 608 с.
16. Гилмор Р. Прикладная теория катастроф. М.: Мир, 1984. кн. 1. 352 с.; кн. 2. 288 с.
17. Томпсон Дж. М. Т. Неустойчивости и катастрофы в науке и технике. М.: Мир, 1985. 256 с.
18. Thornes J. Structural instability and ephemeral channel behaviour//Zeitschrift fur Geomorphologie. 1980. Spbd. 36. P. 233—244.
19. Karcz J. Thermodynamic approach to geomorphic thresholds//Thresholds geomorphology. Stroudsburg; Pa. 1980. P. 209—226.
20. Арнольд В. И. Теория катастроф//Природа. 1979. № 10. С. 54—63.
21. Евин И. А., Яблонский А. И. Модели развития и теория катастроф//Системные исследования: Методол. проблемы. Ежегодник. М.: Наука, 1982. С. 98—130.
22. Zeeman E. C. Catastrophe theory//Catastrophe theory: Selected papers, 1972—1977. London; Addison-Wesley, 1977. P. 1—64.
23. Маккавеев Н. И. Общие закономерности склоновых и русловых процессов//Эрозионные процессы. М.: Мысль, 1984. С. 26—30.

Институт географии
АН СССР

Поступила в редакцию
28.V.1986

ON THE PROBLEM OF STUDIES OF GEOMORPHIC SYSTEMS STABILITY

BOCHAUVER A. L.

Summary

Once the terms «geomorphic system stability» and «geomorphic system's state stability» have been introduced and defined, mathematical techniques of the catastrophe's theory can be applied to the geomorphic processes study. It permits to construct mathematical models of situations connected with morphogenesis regimes' transformation (the possibility is illustrated by the case of the sheet wash transformed into the linear erosion process) and to approach the problem of forecasting the extreme events in the relief's evolution.

УДК 551.435.2(234.9)

МУСЕЙБОВ М. А.

К ПРОБЛЕМЕ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Юго-Восточный Кавказ существенно отличается от остальных частей горной системы по особенностям геологического, тектонического строения и интенсивности проявления неотектонических движений; это единственная горная область в Переднеазиатском сегменте Альпийского оро-

генного пояса, где верхнемиоценовые морские отложения подняты до абс. высот 3550 м, нижнеплиоценовые до 2300—2400 м, а верхнеплиоценовые до 1900 м. Все это наряду с хорошо выраженными в рельефе среднегорья и низкогорья поверхностями выравнивания (ПВ) представляет большой интерес для решения многих вопросов геоморфологии и новейшей тектоники всего Большого Кавказа.

В самом начале века К. И. Богдановичем на Юго-Восточном (ЮВ) Кавказе были выделены следующие уровни ПВ: около 800 м абс. высоты, 1200—1300, 1400—1600 и 2000—2200 м, а в 30-х годах В. Е. Хаин выделил Гюрдживанскую (600—1000 м), Дибрарскую (1200—1600 м), Ковдагскую (2000—2300 м) и Шахдагскую (до 4000 м) ПВ [1]. В конце 40-х годов Э. Ш. Шихалибейли [2] увеличил число ПВ до пяти за счет промежуточной между Ковдагской и Шахдагской — Салаватской ПВ (2800—3200 м) и несколько уточнил высоты ранее выделенных ПВ.

С начала 50-х годов ПВ стали в основном объектом исследований геоморфологов [1, 3 — 6 и др.], которые уточнили их количество и возраст, дали морфологическую характеристику и попытались внести ясность в вопросы генезиса. К ранее названным были добавлены Кобыстанская (350—400 м), Тахтайлагская (1500—1600 м) [4] и Шахюрдская (3500—3600 м) [5] ПВ. Таким образом, на Юго-Восточном Кавказе к началу 70-х годов были установлены семь [4] — восемь [5, 6] ПВ: Шахдагская, Шахюрдская, Салаватская, Ковдагская (или Ковдаг-Дибрарская), Тахтайлагская, Чухурюрдская, Шемахинская (Гюрдживанская) и Кобыстанская.

Некоторые исследователи, исходя из анализа развития горного рельефа Юго-Восточного Кавказа, указывали на возможность формирования лишь 5—6 уровней ПВ, в том числе Шахдагской, Шахюрдской, Ковдаг-Дибрарской, Чухурюрдской и Шемахинской [7, 8]. Несколько позднее была высказана идея о выраженности в современном рельефе Юго-Восточного Кавказа лишь четырех ПВ, развитых только в среднегорье и низкогорье [9]. В абсолютном большинстве работ, посвященных поверхностям выравнивания Юго-Восточного Кавказа, указывается наличие их, начиная с вершинного уровня гор (Шахдагская ПВ и ее возрастные и высотные аналоги на водораздельном хребте) с абс. высотами около и более 4000 и кончая предгорьями (350—400 и 600—800 м).

Выделение некоторых ПВ не вызывает никаких сомнений, так как они выражены в современном рельефе достаточно ясно и занимают довольно большие площади. К ним относятся, в частности, Ковдагская, Чухурюрдская, Шемахинская (или Гюрдживан-Шемахинская) ПВ. В некоторых районах Кобыстана довольно отчетливо выражена и четвертая — Кобыстанская ПВ.

Почти во всех работах, посвященных поверхностям выравнивания Юго-Восточного Кавказа, одновозрастные и одновысотные поверхности выделяются в разных морфоструктурных зонах, отличающихся по особенностям строения, развития и неотектонической активности. Это касается всех поверхностей выравнивания, выделенных на Юго-Восточном Кавказе, за исключением Кобыстанской.

Анализ рельефа и неотектоники показывает, что одновысотные уровни рельефа, наблюдаемые в пределах разных морфоструктурных зон, не одновозрастны. Об этом свидетельствует и разновысотность одновозрастных уровней рельефа не только в пределах разных морфоструктурных зон, но и в одной морфоструктурной зоне. Примером может служить деформация сарматских отложений в зоне Бокового хребта и молодой — позднеплиоценовой (или апшерон-раннечетвертичной) Гюрдживан-Шемахинской ПВ в южных предгорьях ЮВ Кавказа. На Боковом хребте сарматские отложения (в прибрежной фации) обнаружены на абс. высотах 3500—3550 м, а всего в 28 км юго-восточнее, на том же Боковом хребте (Будугское плато), на абс. высотах около 2300 м. Абсолютные высоты наиболее молодой Гюрдживан-Шемахинской ПВ также варьируют в относительно больших пределах — от 600—800 до 1000 м и более.

Следует отметить, что возрастная корреляция одновысотных поверхностей выравнивания требует более детальных исследований. В свое время вопрос о поверхностях выравнивания Большого Кавказа был рассмотрен В. А. Растворовой [10]. Однако в исследованиях этого автора денудационный срез в высокогорном и среднегорном поясах чрезмерно преувеличен, и, исходя из ее данных, нельзя выделять поверхности выравнивания не только в высокогорном, но и в среднегорном поясе, с чем нельзя согласиться.

Шахдагская ПВ была выделена на основании наличия небольшого углового несогласия между поверхностью вершинного плато и полого залегающими известняками Шахдагского массива. К этой же ПВ были отнесены небольшие структурные плато массива Кызылкая (абс. высоты около 3700 м), островерхие вершины Водораздельного хребта (Базардюзю, Базарюрт, Тфан и др., с абс. высотами более 4 км). При этом справедливо указывалось, что на Водораздельном хребте, сложенном в основном глинистыми сланцами средней и верхней юры, эти поверхности сохранились лишь в виде вершин, тяготеющих к одному гипсометрическому уровню [1, 4].

Новейшими исследованиями также подтверждается наличие поверхностей выравнивания в высокогорной зоне Юго-Восточного Кавказа, в том числе и на Шахдагском массиве [11]. В некоторых же работах [12] сделана попытка объединения Шахдагской (4000—4200 м) и Шахюрдской (3500—3600 м) ПВ. Проведенные в последние годы маршрутные, аэровизуальные и дистанционные исследования заставляют нас еще раз вернуться к обсуждению вопроса о поверхностях выравнивания Юго-Восточного Кавказа. Прежде всего необходимо констатировать факт отсутствия каких-либо следов, даже в виде фрагментов, наиболее высокой (Шахдагской) ПВ на Водораздельном хребте Юго-Восточного Кавказа, где за поверхностью выравнивания принимаются, как было отмечено выше, только одновысотные вершины сланцевой зоны Тфанского антиклинория с абс. высотами 4000 м и более.

Все вершины Водораздельного хребта Юго-Восточного Кавказа представляют собой острые пики с крутыми склонами, на которых современные денудационные процессы протекают очень интенсивно. Вершины отделены одна от другой глубокими (500—1300 м) троговыми долинами; на склонах (в основном северной экспозиции) развиты кары, цирки, трогии. Ниже уровня вершин местами наблюдаются небольшие выровненные площадки, выработанные либо ледниками, либо процессами нивации. Некоторые из них соответствуют лежащим складкам или же мелким синклинальным структурам.

Морфология вершин Водораздельного хребта показывает, что фрагменты древней (олигоценовой, возможно олигоцен-раннемиоценовой) ПВ были окончательно разрушены уже в раннесреднечетвертичное время, а возможно, еще в позднем плиоцене, о чем свидетельствуют исследования С. А. Ахундова [13]. По данным этого исследователя, денудационный срез Водораздельного хребта ЮВ Кавказа составляет около 700 м за последние 0,5 млн. лет. Что касается почти одинаковых высот вершин данной зоны, то это явление легко объяснимо. Дело в том, что темпы неотектонических поднятий олигоценовой ПВ в этой зоне и скорости расчленения и склоновой денудации весьма близки, благодаря чему поверхность выравнивания подверглась полному уничтожению, при этом абсолютные высоты вершин, возникших на ее месте, оказались на одном гипсометрическом уровне. Однако следует отметить, что та же олигоценовая ПВ к юго-востоку от верховьев р. Кудиялчай и к западу от вершины Базардюзю уступала по темпам поднятий Базардюзю-Тфанскому участку и, следовательно, должна была находиться на 400—500 м ниже Шахдагской. В этой связи уплощенные поверхности вершин водораздельной зоны и прилегающих с севера гор, абс. высоты которых варьируют в пределах 3400—3800 м, также должны были быть отнесены к наиболее древней на Юго-Восточном Кавказе (олигоценовой — допозднесарматской) ПВ, на что вполне определенно указал Д. А. Лили-

енберг [4]. Однако и здесь отсутствуют какие-либо заслуживающие внимания выровненные поверхности, хотя местами встречаются небольшие выположенные участки. Такие участки наблюдаются и на северных склонах хребтов, в целом интенсивно расчлененных глубокими, местами щелевидными долинами верховьев рек. Наиболее широко они развиты в водораздельной полосе к востоку от Салаватского перевала и на северном склоне Водораздельного хребта. Гипсометрические диапазоны развития подобных выровненных участков и их географическая и структурная позиция не позволяют считать их поверхностями выравнивания и сгруппировать их в отдельные гипсометрические уровни. Изложенное приводит нас к однозначному заключению о том, что следы региональных поверхностей выравнивания в водораздельной зоне Юго-Восточного Кавказа отсутствуют.

В отличие от Водораздельного хребта на Боковом хребте имеется целый ряд разновысотных плато, которые напоминают поверхности выравнивания. Наиболее высокое из них — Шахдагское плато с абсолютными высотами около 4000—4200 м. Необходимо отметить, что Шахдагское плато в зависимости от структурных особенностей слагающих его карбонатных толщ представляет сочетание выпуклых, вогнутых и наклонных поверхностей с амплитудой в несколько сот метров.

Вогнутое синклинальное плато наиболее хорошо выражено в западной части массива, т. е. к северу от горы Ярудаг (4166 м), где происходит постепенное понижение поверхности до 3300—3200 м, а затем небольшое поднятие по северному крылу синклинали (до 3400—3450 м). С севера и запада оно ограничено крутыми и высоким (до 1000 м) уступом.

На большей части плато топографическая поверхность соответствует поверхности мощной толщи известняков, в южной и юго-западной же частях она покрыта щебнисто-глыбовым материалом морозного выветривания. В наиболее пониженную часть синклинали врезан левый исток р. Таирджалчай. Восточнее истока названной реки поверхность Шахдагского массива разбита на ряд блоков, ограниченных с севера и юга крутыми уступами. Поверхности блоков наклонены, и наиболее высокий из них покрыт ледниковой шапкой. В восточной части массива известняки более сильно дислоцированы, разбиты продольными и поперечными разрывами, по которым происходят вертикальные смещения, отседание и оползание отдельных блоков.

Таким образом, все неровности поверхности отдельных блоков Шахдагского массива обусловлены либо вогнутостью пластов, либо сильным наклоном к северу или к югу. Известно, что в четвертичное время поверхность плато неоднократно подвергалась ледниковой моделировке, которая продолжалась и в относительно холодные эпохи голоцена. Таким образом, имеющееся угловое несогласие между рельефом и структурой Шахдагского плато нельзя рассматривать как признак существования здесь поверхности выравнивания.

Небольшие по площади вершинные вогнутые плато Кызылкаинского массива (3750—3760 м) также литоскульптурные. Что касается складок рельефа Мыхтеканского хребта, то денудационная моделировка не внесла столь существенных изменений в структурный рельеф хребта и прилегающих с юга наклонных плато.

Обширное плато на Мыхтеканском хребте также предположительно относится к низкой ступени Шахдагской ПВ, хотя по И. Е. Марданову [12] оно одновозрастно Шахюрдской ПВ (3500—3600 м), возраст которой определяется как позднесарматский.

Шахюрдская ПВ (3500—3600 м) выделена впервые Б. А. Будаговым на основании обнаружения на северном склоне Шахдагского массива в узкой синклинали сарматских морских отложений. Следует отметить, что последние развиты в целом ряде участков северного склона Бокового хребта на абс. высотах 1600—3550 м [4, 11, 14] и сохранились лишь в синклинальных структурах. Поэтому выделение на северном склоне Бокового хребта поверхности выравнивания ввиду наличия в узких синклиналях сарматских отложений нельзя считать обоснованным. Лишь

в районе Будугского плато на абс. высотах 2100—2300 м морфологически хорошо выражено структурно-денудационное плато, небольшая часть которого соответствует синклинали, сложенной олигоцен-сарматскими образованиями. Можно полагать, что в сарматское время южнее Будугского плато (в районах Агядук, Каламанджа и др.) формировалась абразионно-денудационная поверхность, которая срезала крутопадающие толщи юрско-меловых образований. Однако она почти полностью разрушена последующей денудацией и не сохранилась в современном рельефе.

Структурные плато небольших размеров встречаются и к востоку от долин рек Карачай (на абс. высотах 2000—2200 м) и Вельвеличай (на абс. высотах 1700—1800 м и чуть больше).

Весьма сомнительно и выделение поверхностей выравнивания, приуроченных к перевальным седловинам или сглаженным, а затем долго покрытым плоскими ледниковыми покровами участкам среди современного глубоко расчлененного рельефа [2, 5]. Они встречаются чаще всего в западной части водораздельного хребта в верховьях притоков рек Аварское Койсу и Самур, иногда связаны с широкими древними долинами (с весьма пологими склонами и мощными толщами рыхлых образований — гравитационных, моренных и прочих). Некоторые долины сквозные по отношению к Водораздельному хребту, почти лишены молодого вреза.

В среднегорье Юго-Восточного Кавказа уверенно выделяется Ковдагская, или Ковдаг-Дибарская ПВ (2000—2300 м — по В. Е. Хайну, 2100—2500 м — по Э. Ш. Шихалибейли, 2100—2400 м — по Д. А. Лилиенбергу, 2000—2400 м — по Б. А. Будагову). Развита она в водораздельной зоне Ковдагского и Ниялдагского хребтов к югу от Главного хребта и на Дибарском хребте в области юго-восточного погружения последнего. Ковдаг-Дибарская ПВ на хребте Эйриялаг (с вершиной Ковдаг — 2437 м) представлена пологоволнистым водоразделом с абс. высотами 2100—2400 м. Местами небольшие платообразные вершины с абс. высотами около и более 2300 м отделяются от остальной части волнистого водораздела уступами высотой около 150—200 м. На Ниялдагском хребте, расположенном в 6—8 км южнее Эйриялагского, абс. высоты ПВ 2000—2300 м.

Поверхность выравнивания срезает крутозалегающие толщи юрских и меловых образований. Наиболее устойчивые породы местами образуют пологие или резко выраженные низкие грядки и уступы между отдельными участками волнисто-грядового плато. Совершенно очевидно, что осложняющие рельеф продольные понижения молодые и имеют эрозионно-денудационное происхождение. Несмотря на расчлененность поверхности сетью поперечных и продольных долин небольших рек, поверхность выравнивания в целом эффектно выражена и образует вершинный уровень Ниялдагского горстового поднятия.

Дибарский участок поверхности выравнивания соответствует синклинальной структуре. Тем не менее на этом хребте хорошо прослеживаются отдельные участки поверхностей денудационного выравнивания с абс. высотами 1900—2200 м. На южном и северном склонах хребта отчетливо выражены нагорные волнистые плато с абс. высотами 1500—1600 м (до 1700 м и более), которые выделены Д. А. Лилиенбергом в качестве самостоятельной Тахтайлагской ПВ. Отделяется она от вышележащей Дибарской и нижележащей Чухурюрдской ПВ отчетливо выраженными, местами довольно крутыми склонами (уступами). Южный уступ, разделяющий здесь Тахтайлагскую и Чухурюрдскую ПВ, соответствует глубинному разлому. Восточнее поперечника Алтыагач — Чистый Ключ происходит ступенчатое понижение Тахтайлагской ПВ. Южнее и восточнее с. Алтыагач хорошо выражен ряд плато с абс. высотами 1200—1400 м, над которыми возвышаются пологосклонные холмы.

Необходимо отметить, что расположенные к северу и югу от Дибара волнисто-наклонные плато, выделенные в качестве самостоятельных поверхностей выравнивания, представляют участки той же (Дибар-

ской) ПВ, деформированной в процессе развития покровной структуры данного района.

Чухурюрдская ПВ [1, 3, 4] наиболее хорошо выражена в виде слабоболнистых, отделенных друг от друга речными долинами плато (площадь отдельных участков ПВ от 2—3 до 5—8 км²), в окрестностях сел Чухурюрд, Ахмедлы, Астраханка и на ряде других участков междуречья Пирсагатчая и Чикилчая и севернее последнего. Необходимо отметить, что высотные интервалы развития данной поверхности несколько сужены. В юго-восточном направлении отмечается ее плавное понижение до абс. высоты 1000 м и менее. Однако расчленение плато речными долинами создает ложное впечатление о наличии разных уровней. В то время, когда были выделены впервые Тахтайлагская и Чухурюрдская ПВ, структурные особенности региона еще были не совсем ясны. Поэтому некогда обширное волнистое плато протяженностью и шириной в несколько десятков километров, разделенное речными долинами на отдельные участки, было выделено в качестве региональной поверхности выравнивания. За последние годы бурением окончательно был установлен покровный характер строения всего Астраханского плато от района г. Шемахи на юге до южного уступа хр. Дибрар на севере. В области развития Чухурюрдской ПВ под пластиной меловых отложений мощностью от 0,8—1 до 1,5 км и более залегают палеогеновые и миоценовые осадки [15]. Меловые породы покрова имеют в основном субгоризонтальное положение или образуют местами моноклинали с выполаживанием слоев в северном направлении. Пластины этого аллохтонного комплекса образует и так называемую Чухурюрдскую ПВ. Несмотря на это, денудация сыграла определенную роль в формировании пластики рельефа вышеуказанных плато.

В системе поверхностей выравнивания Юго-Восточного Кавказа наибольшую площадь занимает Шемахинская (Гюрдживанская — по В. Е. Хаину) ПВ, простирающаяся в широтном направлении на 60—70 км (от р. Гирдыманчай на западе до Маразинского плато на востоке) при ширине 5—8 км и с абс. высотами порядка 600—800 м. Поверхность выравнивания срезает все складчатые структуры и местами перекрыта акчагыльскими морскими отложениями и аллювиально-пролювиальными образованиями. В позднем апшероне — антропогене она испытывала поднятие и слабые деформации, подверглась расчленению долинами поперечных и продольных рек (до 300—400 м и более); на их склонах широко развиты оползневые процессы. Амплитуда тектонических деформаций поверхности достигает 200—400 м.

К северу от восточной части Главного Водораздельного хребта в бассейнах ряда рек хорошо прослеживаются наклонные в сторону долин плато, поверхности которых срезают складчатые структуры. Хорошо сохранились подобные плато в районах селений Харко (1300—1400 м), Дагкучу (500—800 м), Хызы (700—800 м), южнее г. Бешбармак (около 500 м) и др. Некоторые эрозионные поверхности занимают днища тектонических котловин, на бортах которых наклонные плоскости срезают структуры (Халтанская котловина 1100—1200 м и др.). Формирование подобных участков связано главным образом с боковой эрозией рек и лишь частично — с прочими денудационными процессами и привязывается к местным базисам эрозии.

Из изложенного выше вытекают следующие основные выводы.

1. Древняя (олигоценовая или олигоцен-миоценовая) ПВ в водораздельной зоне ЮВ Кавказа полностью уничтожена в процессе интенсивного поднятия и денудации горного сооружения в позднеплиоцен-четвертичное время, а поверхность Шахдагского массива не может быть отнесена к региональной ПВ.

2. Наличие в узких синклиналих структурах высокогорья и среднегорья северного склона Бокового хребта сарматских морских отложений не может быть основанием для выделения на соответствующих абс. высотах поверхностей выравнивания, так как таковые в современном рельефе, во всяком случае на уровне 3500—3600 м, отсутствуют.

3. Большинство выделенных поверхностей выравнивания являются структурными. Денудационная моделировка этих поверхностей имела место в период воздымания горной области. Причем темпы этой моделировки увеличились по мере роста абс. высоты зон их развития. Да и сам процесс моделировки поверхности не внес существенных изменений в соотношения поверхности и структуры (речь идет о конкретных участках, которые были выделены в качестве фрагментов ПВ).

4. Нецелесообразно относить к поверхностям выравнивания выполаженные участки перевальных седловин и недавнего ледникового «сглаживания» и придавать им региональное значение.

5. Одновысотные выровненные участки разных тектонических зон Юго-Восточного Кавказа в основном не разновозрастны. В условиях резко дифференцированных неотектонических движений даже разновозрастные ПВ, включая и самые молодые, деформированы и находятся на разных гипсометрических уровнях. Однако данный вывод не является универсальным, поскольку разновозрастные и одновысотные ПВ могут быть установлены не только в пределах одного горного сооружения, но и в совершенно разных и отдаленных горных странах.

6. Развитие в отдельных речных бассейнах и срезающие сложные складчатые структуры поверхности имеют в целом местное значение и не могут быть отнесены к числу региональных. Чаще всего они встречаются по бортам внутригорных эрозионно-тектонических котловин.

7. Из восьми поверхностей выравнивания, выделенных в разное время разными исследователями в качестве региональных уровней Юго-Восточного Кавказа, следует оставить, как это было предложено еще в 1976 г. [9], лишь следующие: 1) Ковдаг-Дибарскую — 2000—2400 м (и чуть ниже в районе хр. Дибар), 2) Чухурюрдскую — 1300—1400 м (под вопросом), 3) Шемахинскую — 600—800 м (местами до 1000 м), 4) Кобыстанскую (350—500 м). Отсюда становится очевидным, что правы были К. И. Богданович и В. Е. Хаин, установившие на Юго-Восточном Кавказе четыре уровня рельефа. Из выделенных В. Е. Хаином лишь наиболее высокий гипсометрический уровень — Шагдагский — не является поверхностью выравнивания.

В конце данного сообщения считаем необходимым отметить, что поднятые в статье вопросы относятся к категории дискуссионных, ряд выводов автора может вызвать возражения. Это, на наш взгляд, побудит специалистов, занимающихся геоморфологией Кавказа и в особенности юго-восточной его части, еще раз критически подойти к накопившимся материалам по геоморфологии этого уникального региона, вплоть до проведения специального изучения поверхностей выравнивания с новых позиций и с учетом особенностей развития горного рельефа в неоген-четвертичное время.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Лилиенберг Д. А.* Поверхности выравнивания южного склона Юго-Восточного Кавказа//Тр. IV геоморфологической конференции по изучению Кавказа и Закавказья. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1957. С. 147—171.
2. *Шихалибеги Э. Ш.* Геоморфология и развитие рельефа азербайджанской части южного склона Большого Кавказа//Тр. конференции по геоморфологии Закавказья. Баку: Изд-во АН АзССР, 1952. С. 52—57.
3. *Думитрашко Н. В.* Проблема происхождения и возраста поверхностей выравнивания//Тр. конференции по геоморфологии Закавказья. Баку: Изд-во АН АзССР, 1952. С. 94—113.
4. *Лилиенберг Д. А.* Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 244 с.
5. *Будагов Б. А.* Поверхности выравнивания азербайджанской части Большого Кавказа//Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1966. С. 55—95.
6. *Будагов Б. А.* Геоморфология и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. Баку: Элм, 1973. 246 с.
7. *Ширинов Н. Ш.* К вопросу о количестве и возрасте поверхностей выравнивания Восточного Кавказа//Изв. АН АзССР. Сер. геол. и геогр. 1965. № 3. С. 125—132.
8. *Мусеилов М. А.* Основные черты рельефа Закавказья как показатель особенностей проявления новейших тектонических движений//Учен. зап. Азерб. гос. ун-та. Сер. геол. и геогр. 1969. № 2. С. 35—44.

9. *Мусеилов М. А., Мамедов А. В.* Некоторые вопросы изучения геоморфологии и палеогеографии Азербайджанской ССР//Учен. зап. Азерб. гос. ун-та. Сер. геол. и геогр. 1976. № 1. С. 47—56.
10. *Растворова В. А.* Формирование рельефа гор (на примере Горной Осетии). М.: Наука, 1973. 114 с.
11. *Ширинов Н. Ш., Долгуев С. И.* Некоторые вопросы геоморфологии Шахдагского массива и смежных районов Главного Кавказского хребта//Учен. зап. Азерб. гос. ун-та. Сер. геол. и геогр. 1976. № 2. С. 23—33.
12. *Марданов И. Е.* Некоторые вопросы изучения поверхностей выравнивания на Юго-Восточном Кавказе//Изв. АН АзССР. Сер. науки о Земле. 1985. № 3. С. 92—97.
13. *Ахундов С. А.* Современная денудация на горной территории Восточного Закавказья//Изв. АН АзССР. Сер. науки о Земле. 1985. № 3. С. 77—83.
14. *Хаин В. Е.* Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1952. 223 с.
15. *Григорьянц Б. В., Алиев Ад. А., Амбарцумов Л. А., Баба-заде А. Д., Мустафеев М. Т.* Новые данные о проявлениях покровной тектоники на Юго-Восточном Кавказе//Изв. АзССР. Сер. науки о Земле. 1982. № 1. С. 32—36.

Азербайджанский государственный
университет

Поступила в редакцию
3.VI.1986

ON THE PROBLEM OF THE PLANATION SURFACES AT THE SE CAUCASUS

MUSEIBOV M. A.

Summary

A history is considered of the planation surfaces studies in the SE Caucasus mountains. Each surface morphology is described in details and reliability of its identification is discussed. In the author's opinion not more than 4 planation surfaces really exist in the region. Numerous surfaces (5 to 6 and more) which have been distinguished by other research workers are due to tectonic distortions of a single surface. The author does not consider the Shahdag summit level to be a planation surface; ancient (Oligocene or Oligocene—Miocene) planation surfaces do not persist within the high mountain zone.