

ВЕРХНЕЕ ПЛАТО ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Общая характеристика. К основным элементам морфоструктуры Восточно-Европейской равнины относятся пластовые и цокольные возвышенности и разделяющие их низменности [1]. Для всех возвышенностей, лежащих за пределами позднеплейстоценового оледенения, характерен ярусный денудационный рельеф, обусловленный развитием двух-трех разновысотных и разновозрастных поверхностей выравнивания [2]. В пределах этих возвышенностей особенно четко выражен верхний ярус рельефа, представленный поверхностью плато и окаймляющим его уступом высотой 100—200 м и крутизной 8—20°. Это верхнее плато — самый древний элемент Восточно-Европейской равнины [2].

В настоящей статье сделана попытка анализа верхнего плато различных возвышенностей как элементов рельефа, обладающих определенной историко-генетической общностью. Она написана на основе литературных и картографических материалов, а также личных наблюдений, в разной степени охвативших почти все возвышенности.

В таблице приведены некоторые данные о верхнем плато различных возвышенностей Восточно-Европейской равнины. Абсолютные высоты поверхности верхнего плато изменяются от 260—300 м во внутренних областях (возвышенности Среднерусская, запад Приволжской, Вятский Увал) до 400—600 м в краевых зонах близ стыка платформы с орогенами (Подолія, Молдова, Ставрополье, предгорный Крым, Приуралье) (рис. 1, 2). В сложении верхнего плато принимают участие самые различные по составу и возрасту породы — от докембрия до сарматского яруса верхнего миоцена.

Неодинакова и степень сохранности верхнего плато на разных возвышенностях (рис. 1, таблица). Наилучшей она является в Вольно-Подоліи, Молдове и Приуралье, где верхнее плато занимает более половины всей площади возвышенностей, самой слабой во внутренних частях равнины — на Среднерусской возвышенности и Вятском Увале, где верхнее плато сохранилось в виде сравнительно небольших островных массивов общей площадью до 10%. Все остальные возвышенности характеризуются средней степенью сохранности верхнего плато (10—50%).

Верхние плато всех перечисленных в таблице 14 возвышенностей обладают рядом важных общих геолого-геоморфологических особенностей.

1. Массивы верхнего плато расположены на основных водоразделах и представляют собой водораздельные узлы, с которых начинаются расходящиеся в разные стороны реки (рис. 1).

2. Уступы, ограничивающие верхнее плато, имеют извилистые контуры и не совпадают, как правило, с тектоническими дислокациями. Исключения крайне немногочисленны. Уступы служат важными геоморфологическими, геологическими и ландшафтными рубежами, в связи с чем привлекли внимание многих исследователей. Наилучшую выраженность уступ имеет у северного края Подоліи, где его относительная высота достигает 200 м. Резко выражены уступы в Поволжье и ряде других регионов, в которых их высоты колеблются в пределах 100—150 м.

3. Повсеместно уступы отделяют верхнее плато от нижнего, абсолютные высоты которого на большинстве возвышенностей составляют 200—250 м. Нижнее плато служит пьедесталом для сохранившихся массивов верхнего плато.

4. Перед фронтом уступа на поверхности нижнего плато возвышаются останцы верхнего плато, свидетельствующие о более широком его распрост-

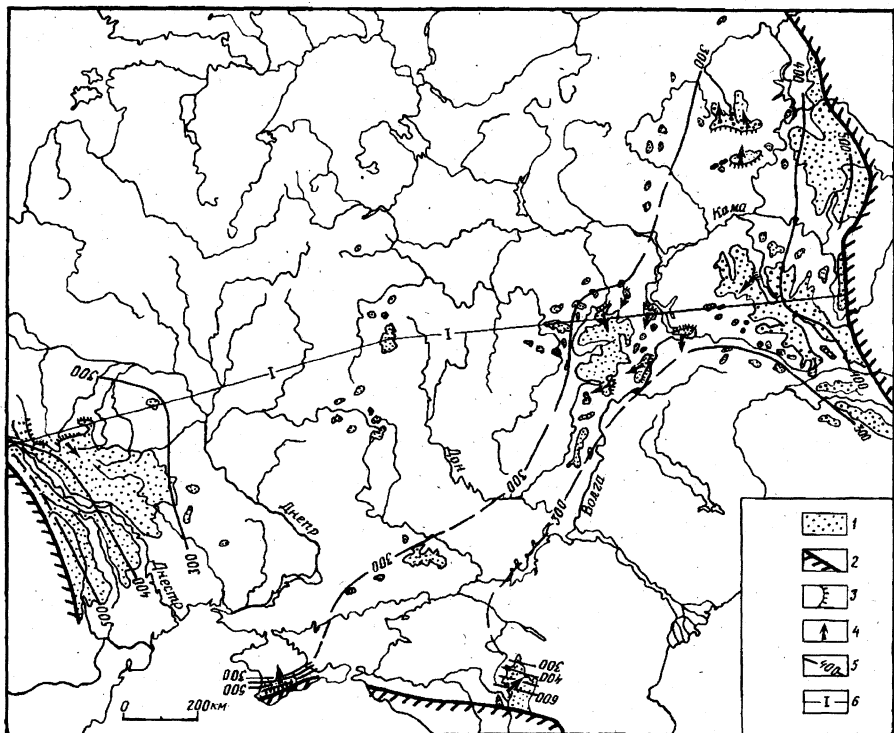


Рис. 1. Верхнее плато возвышенностей Восточно-Европейской равнины

1 — верхнее плато; 2 — горы; 3 — куэстовые уступы; 4 — направление падения пластов; 5 — линии равных наибольших высот поверхности верхнего плато; 6 — линия профиля рис. 2

ранении в недавнем геологическом прошлом. На это указывают и многочисленные другие данные — наличие в плиоценовых оползнях, аллювии, а также в спроектированном на поверхность нижнего плато элювии обломков пород, участвовавших в сложении верхнего плато [3]. Особенно хорошо останцовый рельеф выражен на Приволжской и Вольно-Подольской возвышенностях. На правобережье Волги очень эффектны останцы южнее Ульяновска (Гранное Ухо, Шиловская Шипка). В Подолии островершинные и плоско-

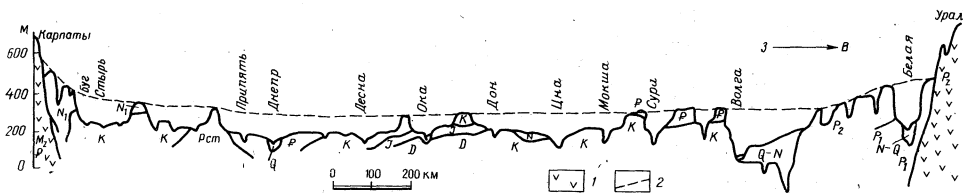


Рис. 2. Схематический профиль Восточно-Европейской равнины

1 — орогены; 2 — уровень верхнего плато. Геологические индексы указывают возраст пород, слагающих рельеф. Линия профиля показана на рис. 1

вершинные останцовые холмы и гряды сохранились в северной части старого Львова (Высокий Замок, горы Льва, Кайзервальд), в районе Кременецких гор (Божья Гра) и во многих других местах. Крутосклонные плосковершинные останцы разбросаны перед уступом Внутренней куэсты Предгорного Крыма. На некоторых из них располагались средневековые города (Мангуп, Тепе-Кермен, Эски-Кермен) и даже государства (Феодоро на Мангупе).

Основные данные о верхнем плато Восточно-Европейской равнины

| Возвышенность | Абс. высота плато, м | Степень сохранности | Возраст пород, слагающих плато | Возраст поверхности | Авторы |
|-------------------|----------------------|---------------------|--------------------------------|---|--|
| Приволжская | 280—387 | Средняя | <i>K, P</i> | <i>N</i> ₁ | Мазарович, 1927; Пиотровский, 1945; Дедков, 1953 и др. |
| | | » | | <i>P</i> | Мещеряков, 1965; Горелов, 1972 |
| Высокое Заволжье | 270—420 | » | <i>P, T, J, K, P</i> | <i>N</i> ₁ | Мазарович, 1930; Рождественский, 1960; Дедков, 1960 |
| | | | | <i>Mz—P</i> | Мещеряков, 1965; Горелов, 1972 |
| Верхнекамская | 270—330 | » | <i>P, T, J, K</i> | <i>N</i> ₁ | Дедков, Бабанов, 1976 |
| Вятский Увал | 260—284 | Малая | <i>P</i> | <i>N</i> ₁ | Дедков, 1972 |
| Приуралье | 400—517 | Большая | <i>P</i> | <i>N</i> ₁ | Рождественский, 1960 |
| | | | | <i>P</i> | Горелов, 1972 |
| Ставропольская | 290—655 | Средняя | <i>N</i> ₁ | <i>N</i> ₁ ³ | То же |
| Среднерусская | 270—290 | Малая | <i>K—P</i> | <i>N</i> ₁ | Раскатов, 1969; Спиридонов, 1978 |
| | | | | <i>P</i> | Горелов, 1972 |
| Донецкая | 290—367 | Средняя | <i>Pz</i> | <i>K</i> ₂ | Рослый, 1968 |
| | | | | <i>N</i> ₁ | Спиридонов, 1978 |
| Приазовская | 300—324 | » | <i>Pst</i> | <i>P</i> | Горелов и др., 1974 |
| | | | | <i>N</i> ₁ | Спиридонов, 1978 |
| Предгорный Крым | 270—580 | » | <i>K, P, N</i> ₁ | <i>N</i> ₂ | Благоволин, 1968 |
| Приднепровская | 300—323 | » | <i>P, N</i> ₁ | <i>P</i> | Горелов и др., 1974 |
| | | | | <i>N</i> ₁ | Спиридонов, 1978 |
| Волыно-Подольская | 300—472 | Большая | <i>N</i> ₁ | <i>N</i> ₁ ³ — <i>N</i> ₂ ¹ | Цысь, 1957 |
| | | | | <i>N</i> ₁ ³ | Горелов и др., 1974 |
| Молдова | 303—593 | » | <i>N</i> ₁ | <i>N</i> ₁ ³ | Бобак, 1974 |
| Люблинская | 270—290 | Средняя | <i>N</i> ₁ | <i>N</i> ₁ ³ | Jahn, 1956 |

5. Сохранности и резкой выраженности верхнего плато и его уступа способствует сложение их стойкими и водопроницаемыми породами. Таковы сарматские известняки и песчаники Волыно-Подольи, Молдовы и Ставрополя, палеогеновые кремнистые опоки и сливные песчаники Приволжья, пермские известняки Вятского Увала и Приуралья и др. Там же, где верхнее плато сложено малостойкими породами, уступ теряет резкую выраженность и плато приобретает холмисто-увалистый облик (западный край Бугульминской возвышенности, северный — Верхнекамской и др.).

6. В условиях моноклинального залегания пластов стойких пород массивы верхнего плато приобретают куэстоподобный облик, крутизна и резкость форм уступа достигают максимальных значений. Таковы куэсты Ставрополя и Крымского предгорья, куэстоподобные формы северной Подольи, Приволжья, юга Верхнекамской возвышенности (рис. 1).

7. Массивы верхнего плато расчленены верховьями рек, имеющими наиболее молодые плейстоценовые долины. В местах с более древними долинами верхнее плато, как правило, не сохранилось. В Поволжье развита густая сеть плиоценовых долин, но ни одна из них не проникает в глубь верхнего плато.

8. Сохранность первичной денудационной поверхности верхнего плато повсеместно выступает как функция не только литологических, но и гидро-

геоморфологических условий. Чем гуще долинно-балочная сеть, тем при прочих равных условиях слабее выражена платообразность и сильнее — увалистость рельефа. Густота долинно-балочной сети в свою очередь зависит от климата и состава слагающих рельеф пород. Таким образом, сочетание двух факторов — литологического и климатического — определяет степень сохранности поверхности плато. Наилучшей она является в стойких породах степного и лесостепного Поволжья, Крыма, Ставрополя, северного края Подолии.

Охарактеризованная общность важнейших геолого-геоморфологических черт верхних плато всех возвышенностей свидетельствует об их определенном историко-генетическом единстве. С некоторой условностью в эту группу включено лишь куэстовое предгорье Крыма. Платообразный характер внутренней куэсты не вызывает сомнений, однако она не служит таким важным водоразделом, как верхнее плато других возвышенностей.

Происхождение и возраст поверхности плато. Поверхность верхнего плато срезает различные по составу и возрасту породы и является деструкционной. Мнение о том, что на верхнем плато местами сохранились первичные поверхности морской аккумуляции [2], вряд ли справедливо. Об этом, в частности, свидетельствует то обстоятельство, что самые молодые морские отложения, принимающие участие в сложении верхнего плато — эоценовые в Поволжье, сарматские на Вольно-Подольской и Люблинской возвышенностях, имеют в настоящее время лишь островное распространение [3—5]. На разных возвышенностях верхнее плато местами бронируется пластами стойких пород и является структурным. Однако такая структурность локальна, в то время как деструкционность региональна.

Взгляды на возраст рассматриваемой поверхности, как показывает таблица, не отличаются единством. Для возвышенностей, в сложении которых принимают участие сарматские слои (Вольно-Подольская, Люблинская, Ставропольская, Молдова), все исследователи определяют возраст поверхности высокого плато как позднмиоценовый или позднмиоцен-раннеплиоценовый [2, 5, 6]. Для этого есть достаточные основания: поверхность плато срезает сарматские слои, а к позднему плиоцену относится новый цикл денудационного выравнивания.

В Поволжье многие исследователи рассматривали верхнее плато как миоценовую денудационную поверхность [7—9]. В соответствии с другой точкой зрения [10, 11], отраженной на Карте поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР, верхняя поверхность является здесь палеогеновой полигенетической, включающей и первичные равнины морской аккумуляции. Многолетние геолого-съёмочные работы, проводившиеся автором в палеогеновом массиве Приволжской возвышенности, позволяют присоединиться к первой точке зрения. Повсеместно рассматриваемая поверхность, как отмечалось выше, срезает слои морских отложений палеоцена и эоцена и является эрозионно-денудационной по происхождению и послеоценовой (миоценовой, более строго — олигоцен-миоцен-раннеплиоценовой) по возрасту [3].

Не исключено, что такой же возраст имеет верхняя поверхность Донецкой, Приазовской, Приднепровской и Среднерусской возвышенностей. Так, А. И. Спиридонов предполагает, что «плосковершинные поверхности междуречий в наиболее высоких частях Приднепровской (Винницкий блок) и Приазовской возвышенностей представляют собой остатки денудационного рельефа не мезозойского и палеогенового, а в основном миоценового возраста» [12, с. 199]. Однако прямых доказательств этого пока нет.

Что касается предгорного Крыма, то бронированная сарматскими известняками поверхность Внешней гряды, по данным Н. С. Благоволина [13], коррелируется с красноцветами таврской свиты, накопление которых, по М. В. Муратову, происходило в раннем и среднем плиоцене. В это же время,

возможно, формировалась и платообразная поверхность Внутренней гряды, срезающей слои эоцена.

Все изложенное позволяет полагать, что поверхность верхнего плато возвышенностей Восточно-Европейской равнины образовалась путем эрозионно-денудационного выравнивания в конце миоцена — начале плиоцена. В это время, судя по литологическим и палеонтологическим данным, в южной половине равнины устанавливается теплый переменнo-влажный климат саванного типа [14]. В частности, к позднему миоцену — раннему плиоцену относится распространение на описываемой территории гиппарионовой фауны — предковой для современной фауны африканских саванн. В это время происходило образование пестроцветных и красноцветных глинистых кор выветривания, нередко карбонатных, частью переотложенных. Они известны в Приуралье, Заволжье, на западном склоне Приволжской возвышенности, в Ставрополе, во многих районах Украины [2, 6, 9, 14].

Есть основания полагать, что денудационная поверхность верхнего плато образовалась в результате саванной планации, которой благоприятствовала относительная тектоническая стабильность. Впервые к такому выводу пришел А. Ян. Он считал, что самая высокая денудационная поверхность Люблинской возвышенности представляет собой педиplen, сформировавшийся в условиях саванного климата позднего миоцена [5]. Миоценовые педименты и педилены с красноцветными карбонатными корами выветривания описаны на Урале, в Казахстане, Германском Среднегорье и других регионах умеренного пояса Евразии [14].

Происхождение и возраст уступа. Выше было показано, что верхняя поверхность в прошлом на всех возвышенностях Восточно-Европейской равнины была более широко, возможно, повсеместно распространена. Затем на пространствах, прилегающих к наиболее крупным и древним долинам, верхнее плато было уничтожено и замещено более низкой эрозионно-денудационной поверхностью, лежащей на большинстве возвышенностей на абсолютных высотах 180—250 м. Эта нижняя поверхность окаймляет останцовые массивы верхнего плато, отделяя их от долин значительных рек, или же вклинивается вдоль этих долин в глубь верхнего плато (рис. 1, 2). Нижнее плато представляет собой систему педиментов и педиленов, сформировавшихся путем отступания склонов, ныне образующих уступы верхнего плато. Происхождение и возраст уступов соответствуют происхождению и возрасту прилегающих к их основанию поверхностей нижнего плато.

В XIX в. В. Г. Бессер в Волюно-Подолии и И. Ф. Синцов в Поволжье полагали, что уступ и нижнюю поверхность создала морская абразия. Однако позже все исследователи пришли к выводу об эрозионно-денудационном происхождении этих форм. В Поволжье многие определяли их возраст как позднеплиоценовый акчагыльский, ибо высота нижнего плато близка к максимальным высотам выполняющих долины акчагыльских отложений [2, 6—9 и др.]. Однако погребенные в акчагыльских отложениях оползневые тела и другие факты свидетельствуют о почти повсеместной сохранности в акчагыльское время верхнего плато [3, 14]. К тому же господствовавший в акчагыльском веке умеренный гумидный климат не способствовал педипланиации рельефа. Более вероятно, что педипланиация началась лишь в конце акчагыльского века в связи с аридизацией климата и продолжалась в семигумидном и семиаридном климате эоплейстоцена (апшеронский век) и начала раннего плейстоцена. Коррелятными нижнему плато отложениями являются красно-бурые и коричнево-бурые глины, широко распространенные в неотектонических впадинах всей южной половины Восточно-Европейской равнины и рассматриваемые в качестве семиаридной формации [15—18]. Основным материалом для формирования этих отложений явились продукты выветривания — сначала красноцветные, типичные для теплого переменнo-влажного климата, затем коричнево-

бурые, характерные для полупустынь. В коричнево-буром горизонте в Поволжье и на Украине проходит палеомагнитная инверсия Матуяма-Брюнес, приблизительно совпадающая с рубежом эоплейстоцен — ранний плейстоцен [16, 18].

Гумидный климат раннего плейстоцена приостановил педипланицию и отступление уступа верхнего плато. Однако в перигляциальном климате плейстоцена уступ подвергся новым преобразованиям процессами морозного выветривания, солифлюкции, эрозии и дефляции. Образовалась густая балочная сеть, межбалочные водоразделы испытали значительное денудационное снижение. В Вольно-Подольи А. Б. Богуцкому на основе детальной стратификации лёссовых покровов удалось определить возраст некоторых элементов рельефа уступа и нижележащей поверхности [19].

Первым исследователем, применившим климато-геоморфологический подход к изучению ярности рельефа Восточно-Европейской равнины, был В. Д. Ласкарев. В частности, он провел справедливую аналогию столово-останцового рельефа Вольно-Подольи с аналогичным рельефом саванн и полупустынь Африки. Семиаридные педименты эоплейстоцена и коррелятные им осадки красно-бурой и коричнево-бурой формации широко распространены на юге умеренного пояса всей Европы [4].

Тектонические деформации. Высоты верхнего плато, как было отмечено, закономерно возрастают с приближением к орогенам — Карпатам, Крыму, Кавказу и Уралу (рис. 1, 2). При этом особенно значительны градиенты высот на стыке с Кавказом и Крымом, где платформа имеет относительно молодой палеозойский возраст. Близ Урала и Карпат платформа более древняя и консолидированная и высоты верхнего плато возрастают не столь быстро. Можно полагать, что отмеченные изменения высот верхнего плато представляют собой результат вздернутости краевых зон Русской платформы в связи с образованием в новейшее время межплитных и внутриплитных коллизионных орогенов. Еще В. Д. Ласкарев отмечал, что в Вольно-Подольи «западная часть плато образует... приподнятость, вызванную поднятием Карпат и находившуюся ранее в соединении с ними» [4, с. 576].

На фоне этих крупных нарушений выявлены менее значительные тектонические деформации поверхности высокого плато, связанные с новейшей активностью платформенных структур типа валов и брахиантиклиналей [6, 11, 20]. Срезая различные тектонические структуры, поверхность плато при этом сама испытывает деформации, амплитуда которых обычно не превосходит 20—25% амплитуды этих структур по верхним слоям коренных пород.

Заключение

Верхние плато различных пластовых и докольных возвышенностей Восточно-Европейской равнины, лежащих за пределами позднеплейстоценового оледенения, обладают общими геолого-геоморфологическими чертами, позволяющими рассматривать их как единое целое. Они образовались в результате двух фаз денудационного выравнивания рельефа.

В первую фазу (конец миоцена — начало плиоцена) в ходе саванной педипланиции сформировалась поверхность верхнего плато, имевшая в те времена значительно более широкое распространение, чем в настоящее время.

Во вторую фазу (в основном эоплейстоцен) в процессе педиментации семигумидно-семиаридного типа образовался уступ верхнего плато и прилегающая к его основанию поверхность нижнего плато. Верхнее плато сохранилось лишь на главных водораздельных узлах.

Обе фазы денудационного выравнивания климатически обусловлены. Им отвечают две континентальные осадочные формации семигумидно-семиаридного

типа, представленные пестроцветными, красноцветными и коричнево-бурыми глинистыми карбонатными корами выветривания и продуктами их переотложения. По данным Д. А. Тимофеева, две рассматриваемые фазы выравнивания являются главными на всей территории Евразии [21, с. 91]. Вместе с тем следует отметить, что на Донецкой и Приазовской возвышенностях все же не исключены реликты более древних поверхностей.

Денудационная планация рельефа происходила в условиях относительной тектонической стабильности. Однако тектоническая стабильность сама по себе не является условием, достаточным для денудационной планации рельефа. Последняя может происходить лишь в благоприятных для нее климатических условиях.

Последующие тектонические движения создали значительную приподнятость поверхности верхнего плато близ стыка платформы с орогенами и локальные деформации этой поверхности в различных регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герасимов И. П. Структурные черты рельефа на территории СССР и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 149 с.
2. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974. 443 с.
3. Дедков А. П. О денудационных срезах и древних поверхностях выравнивания в Среднем Поволжье//Эзогенные процессы в Среднем Поволжье. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1972. С. 3—20.
4. Ласкарев В. Д. Общая геологическая карта Европейской России. Лист 17//Тр. Геолкома. Нов. сер. 1914. Вып. 77. 710 с.
5. Jahn A. Wyzupa Lubelska//Prace geogr. PAN. 1956. Т. 7. 398 с.
6. Горелов С. К. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий (на примере юго-востока Русской равнины). М.: Наука, 1972. 216 с.
7. Мазарович А. Н. Из области геоморфологии и истории рельефа Нижнего Поволжья//Землеведение. 1927. Т. 29. Вып. 3—4. С. 21—42.
8. Пиотровский М. В. К изучению основных черт рельефа Нижнего Поволжья//Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1945. № 2. С. 48—59.
9. Рожественский А. П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука, 1971. 304 с.
10. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР масштаба 1:2 500 000. М.: Недра, 1972. 16 л.
11. Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 390 с.
12. Спиридонов А. И. Геоморфология Европейской части СССР. М.: Высш. шк., 1978. 334 с.
13. Благоволин Н. С. Вопросы геоморфологии Крымских гор//Вопросы географии. Сб. 74. 1968. С. 111—120.
14. Дедков А. П., Мозжерин В. И., Ступишин А. В. и др. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977. 224 с.
15. Никифорова К. В., Ренгартен Н. В., Константинова Н. А. Антропогенные формации юга Европейской части СССР//Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1965. № 30. С. 3—25.
16. Веклич М. Ф. О границе между плиоценом и плейстоценом на территории Украины//Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск, 1977. С. 37—48.
17. Дедков А. П., Бурба В. И., Шестаков К. А. и др. Семиаридный литогенез и морфогенез в Поволжье на рубеже плиоцена и плейстоцена//Климат, рельеф и деятельность человека. М.: Наука, 1981. С. 142—148.
18. Бурба В. И., Дедков А. П., Ясонов П. Г. О возрасте сыртовых глин Заволжья по палеомагнитным данным//Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 4. С. 74—86.
19. Богуцкий А. Б., Свинко Й. М. Антропогенні денудаційні поверхні вирівнювання північного краю Подільської височини//Доповіді Акад. наук Української РСР. Сер. Б. 1975. № 6. С. 483—486.
20. Дедков А. П. О структурообразующей роли кайнозойских тектонических движений в северной части Приволжской возвышенности//Структурно-геоморфологическое изучение нефтегазоносных земель. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 107—118.
21. Тимофеев Д. А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 270 с.

A. P. DEDKOV

Summary

The upper plateaus of various elevated areas outside the limits of the Late Pleistocene ice sheet appear to possess some properties in common, which permit to consider them as a historic-genetic unity. They formed as a result of two phases of semiarid-semihumid pediplanation. In the first stage (the end of the Miocene — the early Pliocene) the upper plateau was modelled, in the second phase (Eopleistocene) — the delimiting scarp was formed and the lower plateau surface developed. Posterior tectonic activities raised considerably the upper plateau surface near the platform — orogens boundary and brought about local distortions of the surface in various regions.

УДК 551.4:553.81

© 1993 г. И. В. ЕГОРОВ

О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ КИМБЕРЛИТОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Геоморфологическое строение территорий распространения кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформ в настоящее время практически не изучено. Работы, в которых анализировались элементы земной поверхности, в основном были узко ориентированы на применение морфометрических методов на локальных участках. При этом рассматривались лишь отдельные формы рельефа, которые можно было бы охарактеризовать количественно. Расположение кимберлитовых тел увязывалось не с характером рельефа в целом, а с полями пересчета параметров элементов земной поверхности, представленными в графической форме — розы-диаграммы, изолинии [1 и др.]. Взаимоотношение таких «морфометрических» полей со структурой рельефа не определялось или изучалось недостаточно [2].

В то же время главной проблемой при геоморфологическом исследовании кимберлитовых территорий является определение структуры рельефа на всех масштабных уровнях и отличий ее от геоморфологической структуры окружающих непродуктивных площадей. Задача эта требует значительного объема исследований, поэтому на данном этапе нами рассматривались лишь некоторые особенности геоморфологии кимберлитовых территорий, имеющие наиболее важное прикладное значение: 1 — геоморфологическая выраженность трансформенных зон тектонических нарушений, контролирующих размещение кимберлитовых полей; 2 — трансформация рельефа на участках внедрения кимберлитовой магмы в результате эскалации последней; 3 — последующая трансформация рельефа на участках внедрения кимберлитовой магмы экзогенными факторами.